

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР



Г Е О Л О Г И Я
С С С Р



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXI

ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА 1

Редакторы: *акад. А. Л. Яншин (ответственный редактор)*
Р. Г. Гарецкий, В. С. Журавлев, Р. А. Сегедин

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

<http://jurassic.ru/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“**

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКБЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXI ТОМА

ГАРЕЦКИЙ Р. Г.
ЖУРАВЛЕВ В. С.
КОНДРАТЬЕВА Г. П.
КИСЕЛЕВ Л. И.

МИЛЕЦКИЙ Б. Е.
СЕГЕДИН Р. А.
ЯНШИН А. Л.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



КНИГА 1

Геология СССР. Том XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое описание. Книга I. М., «Недра», 1970, стр. 1—880

Работа посвящена описанию геологического строения территории Западного Казахстана в пределах Уральской, Гурьевской, Актюбинской и частично Кызыл-Ординской областей. В монографии обобщены результаты многочисленных исследований, проводившихся на этой территории различными организациями. При составлении тома использованы все материалы, имевшиеся на 1 января 1967 г.

Том XXI «Геологии СССР» представляет собой первую сводную работу по геологии Западного Казахстана. Опубликованные ранее (1940 г.) в XX томе «Геологии СССР» краткие сведения о геологическом строении этой части территории касались лишь Мугоджар и к настоящему времени устарели.

В книге 1 содержатся краткие сведения о физической географии Западного Казахстана и истории его геологического изучения, приводятся основные черты геологического строения и обосновывается его геологическое районирование. Основной объем книги посвящен последовательному описанию стратиграфии Западного Казахстана, причем распространенные в его пределах породы охватывают стратиграфический разрез от докембрия до современных.

Таблиц 13, иллюстраций 80, библиография — 1000 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Западный Казахстан включает территорию Уральской, Гурьевской, Актюбинской и Кустанайской областей, а также западной части Кызыл-Ординской и наиболее западных равнинных районов Карагандинской области. Простирается Западный Казахстан почти от долины Волги на западе до р. Ишим и верховьев р. Тургай на востоке, от южных склонов Общего Сырта и долины р. Уй на севере до пустынного плато Устюрт и песков Кызылкум на юге.

На севере, западе и юге границами Западного Казахстана служат административные границы Казахской ССР или берега Каспийского и Аральского морей. На востоке его естественной границей является меридиан 66° (от Гринвича).

Границы территории, описанной в настоящем томе «Геологии СССР», несколько не совпадают с естественными границами Западного Казахстана. Дело в том, что в северо-восточной его части, приблизительно соответствующей Кустанайской области и входящей в район так называемого Тургайского «пролива», за последние годы проведены значительные буровые работы и различные геофизические исследования, открыты богатейшие месторождения разнообразных полезных ископаемых. Главная редакция «Геологии СССР» решила территорию Кустанайской области, а также прилегающих с юга районов в бассейнах рек Тургай и Жиланшик описать в XXXIV томе «Тургайский прогиб». Территория Северо-Восточного и Восточного Приаралья, расположенная между меридианами 61° и 66° , включена в XL том «Геологии СССР», посвященный описанию геологии Южного Казахстана.

Таким образом, за восточную границу описанной в настоящем томе территории принят меридиан 61° (от Гринвича). Эта граница от восточной части Оренбургской области РСФСР идет по территории Актюбинской области на юг, к Аральскому морю, на северном побережье которого она отсекает часть территории Кызыл-Ординской области. В этих границах площадь Западного Казахстана составляет $94\,390\text{ км}^2$.

В геологическом отношении такое положение границы оправдывается тем, что примерно до этой долготы прослеживаются выходы на поверхность палеозойских пород Уральской складчатой системы. С этой же границей совпадает восточное ограничение линейной системы дислокаций, развитой в мезо-кайнозойских отложениях Северного Приаралья.

Том XXI «Геологии СССР» подводит итог изучению геологии Западного Казахстана. За пройденный этап многие вопросы и проблемы геологии Западного Казахстана приблизились к своему разрешению. Одновременно возникло много новых. Некоторые проблемы до сих пор не получили единого решения, что отразилось в ряде статей, в которых авторы по-разному освещают один и тот же вопрос. В таких случаях редакцией сделаны соответствующие примечания или же в тексте статей дается описание разных точек зрения.

Редактирование тома провели: по Южной оконечности Урала (Орь-Илекская возвышенность и Мугуджары) и Актюбинскому Приуралью — Р. А. Сегедин, по Прикаспийской впадине — В. С. Журавлев, по Ман-

гышлаку, Устюрту и периферии Мугоджар — Р. Г. Гарецкий. Общее редактирование осуществил А. Л. Яншин. При составлении текста и геологической карты, прилагаемой к тому, учтены материалы, имевшиеся на 1 января 1967 г. Транскрипция географических названий дана в соответствии с новой географической основой Казахстана. Соответственно изменены названия тектонических структур и стратиграфических подразделений. Исключение составляют широко известные названия (чеганская свита, чушкакульская серия и др.), для которых сохранены их традиционные названия. Это вызвано, в частности, тем, что согласно новой транскрипции пришлось бы изменить первую букву названия; это затруднило бы пользование справочной литературой.

Подготовку тома к изданию провела Западно-Казахстанская комплексная геологоразведочная экспедиция Министерства геологии Казахской ССР.

В связи с большим объемом первой части тома (геологическое описание) решено разбить ее на две книги. В первой книге приведены физико-географический очерк Западного Казахстана и краткий очерк истории его геологического изучения, освещаются основные черты геологического строения и геологическое районирование Западного Казахстана и описывается стратиграфия этой территории.

Над составлением первой книги I тома работал большой коллектив авторов, которые лично участвовали в геологических исследованиях описываемой области: А. А. Абдулин, Г. Е.-А. Айзенштадт, Л. Б. Аристархова, В. А. Бененсон, Т. П. Бондарева, В. А. Броневова, Ю. М. Бутковский, А. Б. Вайнблат, Г. И. Водорезов, Л. Ф. Волчегурский, Р. Г. Гарецкий, Р. В. Гетлинг, Р. И. Грачев, А. К. Гусев, И. Б. Дальян, Н. А. Дементьева, В. И. Железко, В. С. Журавлев, А. К. Замаренов, Ю. А. Иванов, Т. В. Иванова, М. А. Касымов, Л. Г. Кирюхин, Л. И. Киселев, Ю. М. Клейнер, Н. Ю. Клычева, С. Н. Колтыпин, Г. П. Кондратьева, С. М. Кореневский, Г. А. Костик, Н. И. Леоненок, К. А. Львов, У. Н. Мадерни, А. К. Мальцева, Р. Л. Мерклин, А. В. Миловский, В. В. Мокринский, М. М. Мстиславский, С. Е. Петров, И. С. Плещеев, А. С. Посадская, В. Н. Разумова, Х. С. Розман, Я. И. Романюк, Г. Р. Рошкован, А. И. Русин, В. И. Самодуров, Р. А. Сегедин, Е. И. Соколова, Е. Д. Тапалов, Н. К. Трифонов, В. А. Туранов, П. В. Федоров, П. В. Флоренский, В. И. Фонарев, Т. А. Холодилина, Ю. Г. Чельцов, А. Г. Черняховский, А. А. Шаля, А. Е. Шлезингер, Л. В. Шуткова, А. Л. Яншин.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Ранее других оказалась связанной с Россией самая западная окраина современного Западного Казахстана. По р. Урал еще в конце XVI века начали возникать поселки выходцев с Дона и «вольных» русских людей. Около 1620 г. земли по р. Урал официально вошли в состав России. В связи с этим были снаряжены крупные экспедиции в период 1768—1774 гг. Академией наук для всестороннего естественноисторического описания «Российского Государства». И. И. Лепехин, П. С. Паллас, И. П. Фальк и И. И. Георги в разные годы проезжали по долине р. Урал от Илецкого городка на Уральск и дальше на Гурьев, пересекали в различных направлениях степь между Волгой и р. Урал и оставили нам первые описания строения Индерских гор, соляной горы Чапчачи, выходов писчего мела к западу от Уральска, соляных озер и развеянных песков этого края.

В глубь казахстанских степей ученые натуралисты и офицеры Корпуса горных инженеров начали проникать только в XIX веке.

В 1820 г. с посольством А. Ф. Негри в Бухару прошли от Оренбурга до низовьев р. Сырдарьи натуралисты Э. А. Эверсман, Х. И. Пандер и А. К. Мейендорф. Они впервые отметили существование на севере Актюбинской области мезозойской буроугольной формации, описали различные горные породы Мугуджар и осадочные отложения, развитые в Северном Приаралье. В 1825 г. Э. А. Эверсман с геодезической экспедицией Ф. Ф. Берга первым пересек Северный Устюрт и описал известняковый покров этого пустынного плато. В 1839 г. большое путешествие по Западному Казахстану совершили горные офицеры Е. Ковалевский и А. Гернгросс. В том же году с отрядом В. А. Перовского доходил до берегов Шошкакольского озера известный натуралист А. Леман.

В 1841 г. А. Леман прошел Западный Казахстан с миссией в Бухару К. Бутенева другим маршрутом: от Орска через Иргиз к низовьям р. Сырдарьи. В 1842 г. с миссией в Хиву Г. Данилевского прошел из Оренбурга через верховья р. Эмбы и Устюрт ботаник Ф. И. Базинер, также собравший кроме ботанических ценные геологические материалы. В 1847 г. с экспедицией А. Обручева в Бухару от Орска через различные районы Тургайской низменности к низовьям р. Сырдарьи проехал горный инженер А. Нешель. В 1848 г. в укреплении Раимском на р. Сырдарье были спущены на воду первые русские суда, и А. И. Бутаков произвел на них описание берегов Аральского моря. (В этом плавании участвовал в качестве «рисовальщика» находившийся в ссылке Т. Г. Шевченко.). В 1849—1850 гг. А. Антиповым уже производились первые разведки бурых углей на п-ове Куланды и в верховьях р. Жиланшик. В 1851 г. он разведывал бурые угли Мангышлака, существование которых было известно еще в 1768 г. И. А. Гильденштадту и которые в 1846 г. были кратко описаны М. И. Ивановым и Г. П. Гельмерсеном.

Завершился период перечисленных экспедиций в 1857—1858 гг. большим путешествием географа Н. А. Северцова и ботаника И. Г. Борщова, которые посетили многие районы Западного Казахстана, довольно

подробно описали горные породы Мугоджар, установили широкое распространение морских меловых отложений по р. Эмбе и третичных — в Приаралье, первыми сообщили о выходах нефти в Доссоре и о бурых углях Челкарского района.

Путешественники-натуралисты середины XIX века не только опубликовали свои дневники, содержащие многочисленные хотя и не систематизированные данные о геологии Западного Казахстана, но также собрали богатые коллекции ископаемой фауны и флоры, послужившие материалом для ряда палеонтологических монографий. В 1843 г. Э. Эйхвальд и в 1844 г. Г. П. Гельмерсен дали первые описания меловых и третичных окаменелостей Западного Казахстана, в 1858 г. А. Абих и в 1859 г. Г. Траутшольд описали оригинальную третичную фауну с северных берегов Аральского моря, а О. Геер в приложении к работе А. Абиха изобразил и определил отпечатки третичных растений, собранных на р. Жиланшик А. Антиповым. В 1865 г. Э. Эйхвальд описал несколько меловых окаменелостей с берегов Аральского моря. В 1867 г. юрская фауна берегов Индерского озера была обработана Г. Траутшольдом, а в 1871 г. юрская и меловая фауна Мангышлака — Э. Эйхвальдом.

Последняя четверть XIX века не богата геологическими исследованиями на территории Западного Казахстана. В 1874 г. через Мангышлак и Северный Устюрт прошел участник Арало-Каспийской экспедиции Н. П. Барбот де Марни. Он дал первую схему стратиграфии Мангышлака, установив существование здесь морских отложений различных ярусов верхней юры, нижнего мела, верхнего мела и палеогена. В 1887 г. совершил первое путешествие на Мангышлак Н. И. Андрусов. Его коллекция юрской фауны были обработаны в 1896 г., а меловой — в 1899 г. Б. П. Семеновым. В 1886—1887 гг. значительную площадь левобережья р. Урал обследовал М. М. Новаковский. В 1889 г. в Мугоджары была снаряжена комплексная экспедиция Петербургским обществом естествоиспытателей. Один из ее участников Ф. Ю. Левинсон-Лессинг открыл меловые фосфориты бассейна р. Илек и дал первое петрографическое описание зеленокаменной формации Мугоджар, а П. И. Венюков изучил богатые фауной девонские отложения этих гор. Начиная с 1884 г. горный инженер В. М. Гаркема в продолжение ряда лет занимался изучением соляных озер Мангышлака и северного побережья Каспийского моря. Наконец, в 1899 г. С. Н. Никитин возглавил крупную экспедицию по изысканию трассы железной дороги в Среднюю Азию. Эта экспедиция собрала богатые геологические материалы, которые, однако, полностью обработаны не были.

Таким образом, к началу XX века в Западном Казахстане было проведено значительное количество исследований. Следует отметить, что все исследования этого первого крупного этапа в изучении геологии Казахстана носили маршрутный характер, не сопровождалось геологической съемкой, а поэтому давали интересный, но разрозненный материал.

XX век — век оживления геологических работ в Западном Казахстане. Открытие промышленных залежей нефти на Эмбе, изыскания вдоль трасс различных вариантов железной дороги в Среднюю Азию, гидрогеологические запросы Переселенческого управления и широко поставленные поиски фосфоритов привлекли внимание геологов к самым различным районам Западного Казахстана.

В 1912 г. Геологическим Комитетом были направлены на Эмбу Н. Н. Тихонович и А. Н. Замятин. В том же году по приглашению Урало-Каспийского нефтяного общества М. В. Баярунас обследовал большой район в междуречье Сагиза и Эмбы. В 1913—1917 гг. Геологиче-

ский комитет проводил детальные работы по изучению отдельных нефтеносных площадей. Участники этих исследований Н. Н. Тихонович, С. И. Миронов и А. Н. Замятин опубликовали ряд статей и монографий, содержащих богатый фактический материал.

Вдоль линии железной дороги на Ташкент геологические работы были начаты несколько раньше, чем на нефтеносных площадях Эмбы. Уже в 1903 г. в связи с изысканиями в этом районе и открытием Берчогурского каменноугольного месторождения начал работать С. Н. Никитин, а в качестве его помощников Н. Н. Тихонович и М. М. Пригоровский. Позднее Н. Н. Тихонович обследовал ряд районов Орь-Илекского междуречья и бассейна р. Хобда. Им была опубликована серия статей и мелких заметок по различным вопросам геологии обследованной территории. М. М. Пригоровский занялся изучением Мугоджарских гор, дал их первое сводное описание. В 1914 г. он открыл к югу от Мугоджар сложенную мезозойскими отложениями Шошкаккольскую антиклиналь.

В 1913—1915 гг. значительные исследования в Западном Казахстане были проведены по инициативе Я. В. Самойлова и А. Д. Архангельского комиссией Московского сельскохозяйственного института по изучению фосфоритов. Выполняя задания этой комиссии, геологи Н. Н. Тихонович, Д. Н. Соколов, А. Н. Замятин, А. Н. Винокуров и П. М. Васильевский обследовали бассейны рек Илек, Темир и верхнего течения Эмбы. Их отчеты, опубликованные в Геологической серии трудов Комиссии (тома VI—VIII), содержат богатый фактический материал по распространению и стратиграфии фосфоритоносных горизонтов верхней юры и верхнего мела, а поэтому до сих пор представляют большую научную ценность.

Следует упомянуть также о геологических исследованиях, проводившихся в 1906—1914 гг. Переселенческим управлением. Особенно интересными были исследования Н. Г. Кассина в Тургайском и Иргизском районах (1912—1913 гг.). Эти исследования заложили основу представлений о стратиграфии третичных отложений Тургайской равнины. Описания крупных районов Западного Казахстана оставили гидрогеологи Б. А. Скалов, Н. Д. Емельянов, В. Вихерский, П. В. Матвеев, А. П. Нифонтов и др. Кроме того, в 1911 г. были изданы гидрогеологические очерки ряда уездов Уральской и Тургайской областей, составленные Н. Н. Тихоновичем, А. Н. Замятиным и Д. Н. Соколовым.

К северу от оз. Шалкартениз, в обрывах возвышенности Нура, в 1913 г. были открыты линзы с костями крупных третичных млекопитающих. Для раскопки этих костей Геологическим музеем Академии наук в 1914—1916 гг. снаряжались специальные экспедиции, материалы которых обрабатывались А. А. Борисяком. Особый интерес вызвало открытие частей скелета гигантского безрогого носорога, который получил от А. А. Борисяка название *Indricotherium turgaicum*. После появления монографического описания этой формы (1917 г.) статьи о ней появились в палеонтологических журналах всего мира. Возраст костеносных слоев был определен А. А. Борисяком как поздний олигоцен. Геологическое описание района находок фауны было дано М. М. Пригоровским (1915).

Для изучения геологии берегов Аральского моря большое значение имели работы Л. С. Берга, продолжавшиеся в 1899 по 1902 г. Результатом работ Л. С. Берга была опубликованная в 1908 г. монография «Аральское море», содержащая подробное описание рельефа и геологического строения довольно широкой прибрежной полосы. Собранные Л. С. Бергом отпечатки третичных растений были описаны И. В. Палибиным (1904, 1906), а его коллекции меловой фауны — А. Д. Архан-

гельским (1912). Из более поздних работ по Приаралью следует упомянуть отчет В. В. Богачева о поездке, предпринятой для изучения третичных отложений этого района (1909), и заметку Г. П. Михайловского о новых видах третичных моллюсков из Приаралья, описанных им по коллекциям В. А. Дубянского (1912 г.).

Наиболее детально из районов Западного Казахстана до революции изучался Мангышлак. В 1906 г. здесь работал П. М. Васильевский, а в 1907—1910 гг. Н. И. Андрусов. Их исследования были посвящены специально изучению стратиграфии этого интереснейшего района. Особую ценность проведенным исследованиям дала монографическая обработка собранных палеонтологических коллекций Б. Л. Личковым (тригоний), А. Д. Нацким (аммониты, белемниты и гастроподы нижнего мела), М. В. Баярунасом (гастроподы олигоцена), К. А. Цитович (аммониты келловея), В. В. Мокринским (мшанки палеогена), А. С. Савченко (эоценовые и олигоценовые селахии), А. Н. Криштофовичем (флора юрских отложений) и самим Н. И. Андрусовым (фауна различных горизонтов неогена). В 1910 г. работы на Мангышлаке Н. И. Андрусова и его учеников увенчались открытием в древних толщах хребта Каратау морского геосинклинального триаса с богатой аммонитовой фауной индийского типа. Фактический материал наблюдений на Мангышлаке Н. И. Андрусов изложил в прекрасно иллюстрированной монографии, опубликованной в 1915 г. Вторая часть монографии, к сожалению, не была автором закончена.

Четвертичные отложения Прикаспийской низменности в 1901—1911 гг. изучались П. А. Православлевым. Им было предложено детальное стратиграфическое расчленение этих отложений, которое с небольшими изменениями терминологии удержалось и до сих пор.

В предреволюционный период геологических работ в Западном Казахстане была установлена зональная стратиграфия верхней юры и верхнего мела в бассейне р. Илек, верхнего мела в Приаралье, апта и альба на Мангышлаке, выяснен возраст ряда горизонтов в Эмбенской нефтеносной области, сделаны попытки разобраться в относительном стратиграфическом положении различных палеогеновых свит Приаралья, намечено расчленение морских четвертичных отложений Прикаспийской низменности.

В то же время другие вопросы геологического строения Западного Казахстана исследованиями предреволюционного периода освещались очень слабо. Интересно отметить, что геологическая съемка его территории практически почти еще не начиналась. Правда, в период 1905—1917 гг. появились первые геологические карты отдельных районов Западного Казахстана (десятиверстные геологические карты Н. Г. Кассина для некоторых частей Тургайского и Иргизского районов, очень хорошие съемки в масштабе 1 : 42 000 трех небольших планшетов в Эмбенской и нефтеносной области, выполненные Н. Н. Тихоновичем и С. И. Мироновым, и карта района Индерского поднятия, составленная А. Н. Замятиным).

Из полезных ископаемых Западного Казахстана в 1901—1917 гг. изучались нефтяные месторождения в низовьях Эмбы и Сагиза, Берчугурское каменноугольное месторождение и фосфоритовые залежи бассейнов рек Илек и Темир.

В первые годы после Великой Октябрьской социалистической революции изучение геологии Западного Казахстана в связи с гражданской войной приостановилось. Однако уже осенью 1919 г. Центральное управление промышленных разведок при ВСНХ СССР организовало небольшие разведочные работы на некоторых месторождениях юрских бурых углей севера Актюбинской области; в том же году начало раз-

ведываться Берчогурское каменноугольное месторождение; с 1923 г. Геологический комитет возобновил изучение нефтеносных площадей Эмбы, причем в этих работах приняли участие Н. Н. Тихонович и С. И. Миронов; с 1924 г. начал разведочное бурение на различных месторождениях трест «Эмбанефть»; в 1926 г. были созданы гидрогеологические партии областных земельных отделов, и к концу первого десятилетия геологическая работа проводилась уже на всей территории Западного Казахстана.

В 1931 г. в Семипалатинске было организовано Казахское геологическое управление Комитета по делам геологии, переехавшее потом в Алма-Ату, а в 1932 г. Казахская стационарная база Академии наук СССР. Эти два учреждения играли сравнительно незначительную роль в изучении геологии Западного Казахстана. С 1934 г. начала работать Центральная научно-исследовательская лаборатория треста «Эмбанефть» (сейчас объединение «Казахстаннефть»), с 1936 г. — Актюбинская комплексная геологоразведочная партия треста «Уралцветметразведка» и с 1937 г. — трест «Южуралуглеразведка» в г. Оренбурге, проводивший поиски и разведку углей на территории Западного Казахстана. Во время Великой Отечественной войны 1941—1945 гг. здесь работало Украинское геологическое управление, а с 1 апреля 1944 г. в г. Актюбинске было организовано Западно-Казахстанское геологическое управление Комитета по делам геологии при СНК СССР.

Советский период на территории Западного Казахстана характеризуется огромным размахом геологических исследований, созданием сети местных геологических учреждений и переходом к ним ведущей роли в изучении недр.

В 1967 г. в Западном Казахстане работало более 20 геолого-геофизических организаций, из них около 10 организаций размещены непосредственно на территории Западного Казахстана и обслуживают только его области: Западно-Казахстанская комплексная геологоразведочная экспедиция (Актюбинск), трест «Актюбнефтеразведка», Актюбинская геофизическая экспедиция, трест «Уральскнефтегазразведка», Западно-Казахстанское геологическое управление (б. трест «Казнефтегазразведка», г. Гурьев), объединение «Казахстаннефть» и др. Кроме того, на этой территории большие тематические и исследовательские работы проводит ряд институтов союзного значения: ВНИГРИ, ВНИГНИ, ВНИИ Геофизика, ВСЕГЕИ, а также МГУ, АН СССР, АН КазССР.

Большой объем проведенных за советский период геологических исследований не позволяет дать в кратком очерке их систематический обзор в хронологическом порядке. Поэтому мы остановимся лишь на важнейших результатах работ этого периода по отдельным районам Западного Казахстана.

Весь массив Мугоджар в период 1932—1940 гг. был покрыт среднemasштабной геологической съемкой, выполненной Г. И. Водорезовым, и лишь на крайнем севере массива — А. А. Петренко и Б. И. Борсуком. Интересны выводы Г. И. Водорезова о древнем, скорее всего архейском возрасте гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих восточный склон Мугоджар, о силурийском возрасте толщи основных эффузивов Мугоджарских гор, об условиях залегания верхнедевонских и верхнепалеозойских отложений у его западного подножия, об истории интрузивного вулканизма района и др.

Г. И. Водорезовым открыт в Мугоджарах ряд «железных шляп», под которыми обнаружены коренные месторождения железного и медного колчедана. Он же нашел месторождения золота, бокситов, огнеупорных глин, стекольных песков и других полезных ископаемых. Бо-

гатые коллекции собранной Г. И. Водорезовым фауны обрабатывались Д. В. Наливкиным, А. К. Наливкиной, Л. С. Либровичем, В. И. Яворским, В. Н. Вебером и В. П. Нехорошевым; сборы каменноугольной флоры — Е. Ф. Чирковой-Залесской, мелкая фауна — Г. Ф. Вебер, растительные остатки из меловых и палеогеновых отложений — А. Н. Криштофовичем.

С 1944 г. Западно-Казахстанское геологическое управление начало систематически проводить в Мугоджарах крупномасштабные геологические съемки, а с 1956 г. начались работы по подготовке к изданию среднemasштабных геологических карт, многие из которых уже изданы.

В 1961 г. Р. А. Сегедин, обобщив геологические данные, полученные в предшествующие годы, предложил первую схему расчленения древних метаморфических толщ Мугоджар, выделив в сланцевом комплексе протерозоя и в нижнепалеозойских отложениях семь свит.

В 1962—1965 гг. А. А. Абдулин, В. Г. Кориневский и др. (Институт геологических наук АН КазССР) проводили в Мугоджарах работы по изучению силурийских вулканогенных пород и установлению закономерностей размещения медноколчеданных месторождений.

В этот же период В. И. Фонарев, А. В. Миловский, Р. В. Гетлинг и др. (МГУ) проводили в Мугоджарах геологические исследования по теме «Изучение и корреляция докембрийских и нижнепалеозойских толщ Орь-Илекского междуречья и Мугоджар по геохимическим признакам». В результате этих исследований предложена новая схема стратиграфического расчленения древних метаморфических пород Мугоджар.

Изучением древних (рифейских) образований хребта Уралтау занимался С. С. Горохов (1963, 1964).

В 1964 г. Е. А. Мазина, В. И. Бергер и др. (ВСЕГЕИ) представили отчет по теме «Магматизм и элементы металлогении доюрского фундамента Тургайского прогиба», являющийся сводкой по магматизму, тектонике и металлогении доюрского фундамента. Работа содержит характеристику наиболее крупных структур региона, причем впервые приводятся тектоническая схема доюрского фундамента и схема соотношений структур Тургай с обрамляющими его складчатыми сооружениями Урала, Казахстана и Средней Азии. Дается описание главных интрузивных комплексов и некоторых вулканогенных формаций, при этом рассматриваются петрографические и геохимические особенности и их металлогеническая специализация.

С середины 50-х годов в Мугоджарах и на восточном и юго-восточном бортах Тургайской впадины проводятся региональные геофизические работы.

В 1960—1964 гг. А. П. Бачин, С. Г. Грешнер и др. обобщили результаты геофизических исследований по отдельным площадям и составили схематические литолого-тектонические карты с элементами металлогении.

В течение 1959—1964 гг. П. Л. Смольяников, М. М. Бакулина, К. А. Коблов и др. (б. Актюбинская комплексная геологоразведочная экспедиция, сейчас Западно-Казахстанская комплексная геологоразведочная экспедиция), используя результаты геофизических исследований А. П. Бачина, Б. И. Комиссарова, Е. И. Книжника и др., составили комплексную металлогеническую карту Казахского Урала и произвели их структурно-тектоническое районирование.

Специальных работ по магматизму Мугоджар немного. Ряд работ, освещающих этапы магматической деятельности, распространение магматических образований, их петрологию, опубликовал Г. И. Водорезов (1956 г., 1961, 1963). Вопросы магматизма Ирگزского синкли-

нория и Мугоджар освещены также Б. Е. Милецким, Р. А. Сегединым, И. Е. Костиком и др.

В 1930—1934 гг. меловые и палеогеновые отложения этого района в связи с поисками фосфоритов детально изучали Б. М. Гиммельфарб, А. Л. Яншин и др. (Научно-исследовательский институт удобрений).

В 1930 г. В. Е. Роженцевым при разведке Бурановского месторождения минеральных красок было обнаружено повышенное содержание никеля и кобальта. С 1931 г. в этом районе начались специальные поисковые и разведочные работы, в результате которых был открыт ряд месторождений никеля и кобальта.

В связи с поисками никелевых руд А. Н. Алешков в 1936—1939 гг. составил первую геологическую карту значительной части Кемпирсайского гипербазитового массива на Орь-Илекской возвышенности. Минералогия и геохимия никеленосной коры выветривания изучались И. И. Гинзбургом и его сотрудниками В. Н. Разумовой и Г. С. Грицаенко.

Вторым не менее крупным открытием в районе Орь-Илекской возвышенности было установление хромитоносности ультраосновных пород южной части Кемпирсайского массива. Выходы высококачественных хромитов были найдены еще в 1930 г., описаны в 1933 г. гидрогеологом С. А. Жутеевым. В 1935 г. Г. И. Водорезов, проводивший геологическую съемку в Кемпирсайском районе, установил единичные находки хромитов. В 1936 г. по его настоянию в этот район была направлена поисковая партия, в результате работ которой Ю. П. Куразова и А. К. Конев обнаружили широко распространенное хромитовое оруденение. Здесь были начаты поисковые и разведочные работы.

Стратиграфию древних палеозойских толщ Орь-Илекской возвышенности изучали А. В. Хабаков и Л. Б. Рухин, установившие существование ясно выраженных следов каледонских орогенических движений.

Новый этап изучения палеозоя Орь-Илекской возвышенности связан с его крупномасштабной геологической съемкой, которая началась перед Великой Отечественной войной на юге района Ю. П. Куразовой (Казахское геологическое управление), а на севере его — группой сотрудников Всесоюзного института минерального сырья под руководством Н. П. Хераскова. Работы проводились в основном на территории Кемпирсайского промышленного района. В 1944 г. эти работы были продолжены Западно-Казахстанским геологическим управлением. (Н. И. Леоненко, Р. А. Сегедин, Х. С. Розман, М. Е. Керенский и др.).

В 1949—1951 гг. проводились работы по обобщению и увязке геологических материалов, в результате чего в 1952 г. Х. С. Розман, Р. А. Сегединым и Н. И. Леоненко были составлены единая геологическая карта всей северной части Орь-Илекской возвышенности и сводный отчет, в котором разработаны новая стратиграфическая схема докембрийских, кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений, произведено расчленение их на свиты и толщи.

В это же время (1950 г.) вышли в свет геологические карты Актюбинского Приуралья и объяснительные записки к ним под редакцией П. И. Климова, составленные по материалам геологосъемочных работ, проведенных до 1946 г.

Надо сказать несколько слов об изучении самой восточной низменной полосы Орь-Илекского междуречья (левобережья р. Орь). Развитые здесь рыхлые песчано-глинистые отложения до Великой Октябрьской революции относились к неогену. Лишь в 1932—1933 гг. работами А. А. Петренко, П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина доказано, что в действительности это континентальные юрские отложения, во многих местах содержащие признаки угленосности.

А. Л. Яншиным на левобережье р. Орь в 1933 г. открыт крупный молодой грабен (Орский), по западному разлому которого протерозой надвинут на верхний эоцен.

Вдоль западной границы Орь-Илекской возвышенности протягивается сплошная полоса развития отложений среднего и верхнего карбона и нижней перми. Нашим современным представлениям о ее геологическом строении мы целиком обязаны В. Е. Руженцеву и И. В. Хворовой, которые опубликовали ряд статей и монографий о стратиграфии и фациальной изменчивости изучавшихся ими отложений.

В 1947 г. вышла работа А. А. Богданова, содержащая геологическую, тектоническую, геоморфологическую, гидрогеологическую карты и карты полезных ископаемых.

Много интересных данных по стратиграфии верхнепалеозойских и триасовых отложений Актюбинского Приуралья содержится в работах А. К. Замаренова. Изучением стратиграфии верхнепалеозойских отложений этого района в течение 1961—1964 гг. занималась группа сотрудников Казанского университета под руководством А. К. Гусева, которая составила схему стратиграфии перми.

Изучение нижнемезозойских угленосных отложений Орь-Илекского района в течение 1956—1960 гг. проводилось И. З. Фадеевой (АН СССР). На основании состава спорово-пыльцевых комплексов ею произведено стратиграфическое расчленение разреза и установлен возраст отдельных его частей (Фадеева, 1965).

Основные вопросы геологии коры выветривания, условия возникновения, развития и распространения их в зависимости от тектонических и других факторов рассматриваются в работах В. Н. Разумовой, Н. П. Хераскова и А. Г. Черняховского (Разумова, 1963; Разумова, Херасков, 1963; Разумова, Черняховский, 1963).

Изучением геоморфологии Мугоджар и Орь-Илекского междуречья начали заниматься только в последнее время. С 1963 г. на этой территории проводит геоморфологические съемки АН КазССР (Тапалов, 1966). В 1960—1962 гг. геоморфологические исследования проводились ВНИГНИ (Проничева, 1962) с целью выявления общего характера новейшей структуры территории и изучения строения отдельных структур.

Геология периферии Мугоджар в советский период также изучалась довольно интенсивно. Полевые исследования в северной части Шошкакольской антиклинали проводились М. М. Пригоровским и П. В. Васильевым в 1926 г., на юге ее и в районе соленого оз. Кошкар-Ата — В. В. Богачевым в 1930 г., в Северо-Восточном Приаралье — А. К. Алексеевым в 1930—1931 гг., в районе между Аральском и Казалинском и выше по р. Сырдарье — Б. А. Петрушевским в 1931—1932 гг., в прижелезнодорожной полосе на протяжении от Челкара до Казалинска — Л. Б. Рухиным в 1933 г. Песчаные массивы Приаралья изучались группой географов и почвоведов в 1930—1935 гг., собравших также ценные геологические данные (И. П. Герасимов, Е. А. Малюгин, А. Г. Гаель, Е. С. Останин, А. Д. Гожев, Е. В. Лобова), подземные воды песчаных массивов — В. А. Сергеевым, соленые озера и сульфатники Аральского района — Г. С. Клебановым, Д. М. Корф и Л. В. Еловской, а в годы Великой Отечественной войны — Д. Н. Назаренко.

Работы в Приаралье дали весьма ценные результаты, так как собранные в это время палеонтологические коллекции систематически подвергались детальной, нередко монографической обработке. Еще в 1924 г. в Белграде появилось исследование о палеогеновой фауне Приаралья, сделанное на основании изучения одной старой коллекции М. Т. Луковичем. Позднее сборы третичной фауны из этого района описывались О. С. Вяловым (1930) и Л. Б. Рухиным (1935). Особенно

большую работу в этом направлении проделал А. К. Алексеев, (1936, 1937, 1945), который опубликовал и частично подготовил к печати ряд статей и монографий по фаунам отдельных свит палеогена Приаралья. Одновременно А. Н. Криштофовичем, А. И. Поярковой и М. О. Борсук (Криштофович, 1936, 1938; Поярков, 1935 и др.) обрабатывались и монографически описывались флоры из континентальных отложений среднего олигоцена, верхнего олигоцена и нижнего миоцена. А. К. Алексеевым в 1930 г. близ рыбного промысла Акеспе было обнаружено новое крупное местонахождение костей млекопитающих в солоноватоводных слоях нижнего миоцена. Раскопки, производившиеся здесь в 1932, 1936 и 1938 гг. палеонтологическим институтом АН СССР, дали богатые материалы, частично обработанные Ю. Л. Орловым, А. И. Аргиропуло и др.

В период 1936—1939 гг. вся территория Южного Примугоджарья и Северного Приаралья была изучена коллективом Института геологических наук АН СССР под руководством А. Л. Яншина. В ядре Шош-какольской антиклинали, на п-ове Куланды и к западу от ст. Тогыз были обнаружены континентальные отложения нижнего мела, богатая флора которых изучалась В. А. Вахрамеевым. В ядре одной из антиклиналей имеются даже выходы палеозоя. Установлено существование в синклинальных структурах артезианских бассейнов с большими площадями самоизлива пресных вод. В среднем олигоцене Чокусинской синклинали открыты крупные месторождения оолитовых железных руд.

В 1941 г. П. А. Синельниковым обследованы и частично разведаны буроугольные месторождения северных берегов Аральского моря. В 1943 г. М. З. Матлиным разведан ряд месторождений поваренной соли и сульфат натрия в Челкарском районе. С осени 1944 г. начата разведка среднеолигоценых железорудных месторождений Чокусинской, а затем и Жиланской синклиналей (С. Л. Спиринов, Д. П. Славягин, П. П. Сударев и др.). Минералогия и своеобразные условия образования этих руд изучены Л. Н. Формозовой (1959).

С 1948 г. на территории Примугоджарья и Северного Приаралья широко развернулись геологосъемочные работы, которые велись Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией (Н. А. Деметьева, Н. Э. Зейберлих, С. Л. Спиринов, Д. П. Славягин и др.), трестом «Актюбнефтеразведка» (Н. П. Дубовенко, Г. Г. Мулдакулов и др.), СГПК (О. А. Кузьмина, О. Н. Иванов и др.) и особенно ВАГТом (С. С. Коробов, Ю. Я. Кузьмин, Р. Г. Гарецкий, И. С. Плещеев, С. М. Богородский и др.). В результате весь район к 1965 г. был охвачен среднемасштабной геологической съемкой, а на ряде участков и крупномасштабной.

В связи с поисками различных полезных ископаемых (каменные и бурые угли, железные руды, артезианские воды и др.) ЗККГРЭ (П. П. Сударев, Е. И. Дмитриев, Г. П. Кондратьева, Н. С. Капуста, Л. М. Онищенко, Г. Т. Давидович и др.) в различных местах Примугоджарья и Северного Приаралья велись самые разнообразные геологические работы с применением большого объема бурения.

С 1954 г. в Примугоджарье и Северном Приаралье проводились различные геофизические исследования: сейсмические (МОВ и КМПВ), гравиметрические, аэромагнитные, электроразведочные. Их вели конторы «Спецгеофизика» (Ф. З. Полойко, А. А. Голованов, Б. А. Бычин, В. Ф. Дунаев, А. Ш. Файтельсон, П. А. Кушин и др.), «Казнефтегеофизика» (В. М. Игуменов, Л. Х. Григорьян и др.), Свердловский геофизический трест (Т. В. Тычкова, А. М. Котляров и др.), Новосибирский геофизический трест (П. А. Коноплин, А. И. Пургалин и А. Х. Рейтборд), Турланская геофизическая экспедиция (Р. Б. Сапожников и др.).

За этот период геологического изучения Примугоджарья и Северного Приаралья вышла из печати крупная сводка, широко освещающая геологическое строение всего района (Яншин, 1953). Кроме того следует упомянуть работы Н. К. Овечкина (1954, 1962), Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной и др. (1955), Б. А. Петрушевского (1955), Л. Н. Формозовой (1959), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Н. В. Неволина (1961, 1965), Р. Г. Гарецкого (1962), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1966). Для самой северной части района большое значение имеют два сборника статей, вышедших в 1961 г. под редакцией Н. К. Овечкина. Это «Геология Тургайского прогиба» и особенно «Геологическое строение Тургайского прогиба».

Переходя к Прикаспийской впадине, следует прежде всего остановиться на работах, посвященных изучению ее нефтяных месторождений. Мы уже отмечали, что эти работы возобновились в 1923 г. и весьма интенсивно они проводились в 1926—1933 гг. Итогом этого этапа работ явилось большое количество статей и напечатанная в 1935 г. коллективная монография «Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения». В составлении ее принимали участие В. Е. Руженцев, П. Я. Авров, Н. И. Буялов, Б. Л. Шнеерсон, Л. П. Смирнов, А. А. Борисов, И. Г. Пермяков, З. А. Абдулаев, И. П. Смилга, Н. А. Храмов и др.

В ноябре 1935 г. подведению итогов изучения солянокупольной территории и разработке программы дальнейших исследований была посвящена специальная сессия Академии наук СССР. Ее труды опубликованы в 1937 г. в виде двух сборников под общим названием «Большая Эмба».

Параллельно с проведением геофизических работ и разведочного бурения шла обработка полученных материалов, в которой приняла участие три геологических коллектива. Прежде всего следует отметить роль местных геологов и палеонтологов, которые дали не только превосходные описания отдельных нефтеносных структур, но и ряд теоретических статей и обобщающих сводок по различным вопросам стратиграфии и тектоники. Особенно должны быть выделены работы Ю. П. Никитиной (1948, 1955, 1958, 1959), Н. А. Калинина (1954, 1958), Н. В. Неволина (1947, 1951, 1958) и Г. Е.-А. Айзенштадта (1951).

В Западном Казахстане в 1936—1939 гг. работала комплексная экспедиция, организованная Институтом горючих ископаемых АН СССР. Руководил экспедицией И. М. Губкин, непосредственное научное руководство всеми работами осуществлял В. П. Батулин, лично занимавшийся вопросами корреляции разрезов по литологическим признакам и литологией соленосных толщ. Вопросы региональной геологии, тектоники и стратиграфии пермских отложений изучались в разных районах Ю. А. Косыгиным и В. С. Чернобровом, геохимии нефтяных вод и нефтеносных пород — В. А. Сулиным и А. А. Варовым, количественный состав нефтей — группой сотрудников под руководством В. Э. Левенсона. Небольшие работы были проведены экспедицией также по изучению применимости газовой съемки в условиях Западного Казахстана (В. А. Соколов и М. Г. Гуревич) и по изучению микробиологии эмбенских нефтей (Т. Л. Гинзбург-Карагичева). Результаты работ экспедиции были опубликованы в работе «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области» (1943), представляющей собой сводку по стратиграфии всей солянокупольной территории. Обобщение данных по стратиграфии пермских соленосных отложений было выполнено Ю. А. Косыгиным, пермских и триасовых красноцветных толщ — В. С. Чернобровом, юрских континентальных отложений — И. А. Юркевичем, верхней

юры, мела и палеогена — А. Л. Яншиным, верхнечетвертичных и четвертичных отложений — М. М. Жуковым.

Из тектонических работ экспедиции особенно интересны исследования Ю. А. Косыгина (1940, 1941, 1946, 1950), опубликованные им в виде ряда статей.

Геологи, принимавшие активное участие в изучении геологии солянокупольного района, — коллектив Всесоюзного нефтяного геолого-разведочного института (ВНИГРИ). В 1942 г. была организована Эмбенская экспедиция под руководством Б. Ф. Дьякова, В. В. Вебера и А. В. Ульянова. Некоторые результаты работ этой экспедиции были опубликованы в 1946 г. в сборнике «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы».

Следует отметить большую ценность сводок по стратиграфии мела С. Н. Колтыпина (1951, 1957) и по тектонике района В. К. Василенко (1945, 1947). Большое значение имела работа Г. Е.-А. Айзенштадта (1943 г.), в которой предлагалась единая для всего района номенклатура нефтяных горизонтов.

Необходимо отметить исследования микропалеонтологов А. В. Фурсенко, Е. В. Мятлюк, Л. Г. Дайн, Н. И. Дампель, В. П. Казанцева, В. Г. Морозовой, Ю. П. Никитиной и др., которые дали богатейшие материалы для установления дробной стратиграфии морского мезозоя и палеогена, для сопоставления разрезов и для палеогеографических реконструкций.

В последующие годы значительно возросло число научно-исследовательских работ, посвященных изучению стратиграфии, тектоники и нефтеносности Южной Эмбы и сопредельных районов. Работы выполнялись геологами ВНИГРИ (Г. Е.-А. Айзенштадт, Е. И. Соколова, В. К. Василенко, К. В. Антонов и др.), Казахстаннефти и Казахстаннефтегеофизики (Н. А. Калинин, Н. В. Неволин, Р. Н. Грачев, М. И. Баренбойм и др.). Многочисленны исследования, посвященные изучению гидрогеологии нефтяных месторождений (В. Б. Торгованова), геохимии нефтей (А. П. Шишкова, Ф. Б. Инденбом), проблемам формирования солянокупольных структур Эмбы и связанных с ними нефтяных залежей (В. Я. Авров, Г. Е.-А. Айзенштадт).

Большой вклад в изучение тектоники и нефтеносности Актюбинского Приуралья внесли С. А. Скутин и П. Я. Авров. П. Я. Авровым была составлена детальная тектоническая схема этой территории, рассмотрены вопросы нефтеносности, даны прогнозы по поискам месторождений нефти и указаны наиболее нефтеперспективные площади.

Необходимо отметить, что, несмотря на наличие отдельных весьма изученных площадей, Прикаспийская впадина в целом еще не имела даже достоверной обзорной геологической карты. Этот пробел был заполнен изданием геологических карт мелкого масштаба.

Самой первой была составлена карта М. М. Жуковым и В. В. Мокринским и издана в 1940 г. Она охватывает территорию Южной Эмбы, низовьев Урала, южную часть Прикаспийской низменности и северную часть Мангышлака. В 1943 г. вышла из печати аналогичная работа М. М. Жукова по территории северной части Прикаспийской впадины и отрогам Общего и Зауральского Сыртов. Затем в течение нескольких лет вышли из печати карты по следующим регионам: в 1946 г. Б. А. Петрушевский представил карту по району Северо-Восточного и Восточного Приаралья, в 1947 г. А. Л. Яншин и Г. И. Водорезов — по Южной оконечности Урала и северной части Подуральского плато, в 1948 г. А. Г. Бер, Л. И. Боровиков, Е. П. Бойцова, Н. К. Овечкин — по району Тургайской равнины, в 1949 г. А. Л. Яншин — по району Шошкаколя, южной

части Подуральского плато и восточной кромке Прикаспийской низменности.

На Подуральском плато (на обнаженной части Прикаспийской впадины) в 1944 г. была начата среднемасштабная геологическая съемка. В 1945—1948 гг. ее проводило б. Западно-Казахстанское геологическое управление, сейчас Западно-Казахстанская комплексная геологоразведочная экспедиция (В. С. Журавлев, Г. П. Леонов, В. В. Пономарев и др.), с 1948 г. к ней приступила Прикаспийская экспедиция № 10 Всесоюзного аэрогеологического треста (Л. Б. Аристархова, Ю. М. Васильев, Н. Е. Кравченко, Ю. Я. Кузьмин, Н. С. Плещеев и др.), а с 1949 г. в районе, тяготеющем к широтному отрезку течения р. Урал, — геологопоисковая контора б. треста «Союзнефтегазразведка», в настоящее время треста «Союзбургаз» (Е. П. Башлыкова, И. И. Кожевников, К. А. Омельченко и др.). За прошедшие годы геологической съемкой была покрыта вся территория сначала Подуральского плато и Южной Эмбы, а затем и Прикаспийской низменности, за исключением труднодоступных песков Северного Прикаспия.

Крупным итогом в изучении Прикаспийской впадины явилась сводная геологическая карта, составленная под редакцией А. Л. Яншина сотрудниками Прикаспийской экспедиции ВАГТа при участии большого числа работников других организаций.

В ряде работ отражено геологическое строение Прикаспийской впадины (Казаков, Чарыгин и др., 1958; Журавлев, 1960; Неволин, 1961, 1965; Калинин, 1963; Чарыгин, Васильев и др., 1964; Айзенштадт, Колтыпин и др., 1967) и локальных структур отдельных ее частей (Днепров, 1959; Васильев и Обрядчиков, 1962; Айзенштадт и Антонов, 1963; Калинин, 1963; Чарыгин, Васильев и др., 1963), стратиграфия подсолевых отложений южной окраины впадины (Днепров, 1962), соленосных отложений впадины в целом (Кореневский и Воронова, 1966) и ее надсолевых отложений — верхней перми и триаса (Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961), нижней и средней юры (Айзенштадт, 1951), верхней юры (Журавлев, 1960), нижнего и верхнего мела (Колтыпин, 1957), верхнего плиоцена (Васильев, Обрядчиков, 1962) и др.

На п-ве Мангышлак геологические работы возобновились уже в 1918 г. и с тех пор, включая даже и годы Великой Отечественной войны, велись непрерывно различными организациями. Эти работы существенно уточнили схему стратиграфии полуострова, составленную Н. И. Андрусовым, выяснили тектонику Мангышлака и дали оценку его полезных ископаемых. Исследования первых лет советского периода на Мангышлаке, в противоположность другим районам Западного Казахстана, носили преимущественно не региональный, а специализированный характер. Пермские, триасовые и юрские отложения Мангышлака изучались М. В. Баярунасом и В. В. Мокринским. В 1949 г. В. В. Мокринский предложил схему расчленения этих пород, которая долгое время оставалась без изменений.

Угленосные юрские отложения Мангышлака детально изучались в 1936—1938 гг. В. В. Мокринским. Петрография углей изучалась А. В. Садковой, а флора угленосных отложений обработана А. И. Туртановой-Кетовой. Верхняя юра Мангышлака изучалась А. В. Фурсенко, Е. И. Соколовой и Е. В. Мятлюк (1938 г.). Для познания неокома Мангышлака большое значение имеет ряд работ Н. П. Луппова (1932—1935). Он установил валанжинский возраст так называемого «джармышского известняка» и дал сопоставление нижнемеловых отложений Мангышлака с синхронными отложениями различных районов Туркмении. Зональная стратиграфия мощного альба Мангышлака разработана Б. Л. Личковым (1927 г.).

Верхнемеловые отложения этого полуострова специальному изучению не подвергались, но А. В. Фурсенко и В. В. Мокринским в ряде мест впервые были измерены мощности отдельных их свит. Сеноманские фосфориты п-ова Тюбкараган изучались Е. П. Курбако (1932) и В. Н. Смирновой (1941), а нефтеносность мезозойских отложений — С. Н. Алексейчиком (1941).

С 1950 г. на Мангышлаке широко развернулись различные геолого-геофизические исследования. В этом году здесь начала работать крупная комплексная геолого-геофизическая экспедиция ВНИГНИ под руководством Б. Ф. Дьякова, Н. Н. Черепанова и Н. К. Трифонова. В это же время экспедиция № 10 ВАГТа (Т. П. Маркова, И. С. Плещеев, А. Е. Шлезингер, А. Л. Волчегурский, А. И. Шарапов и др.) начала среднемасштабное геологическое картирование, которое к концу 50-х годов полностью закончила.

В 1957 г. в форт Шевченко был создан трест «Мангышлакнефтегазразведка», который провел структурно-поисковое и глубокое бурение на п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке (В. П. Токарев, В. В. Козмодемьянский и др.). В это же время значительные геофизические исследования (главным образом сейсморазведку) на Мангышлаке проводит трест «Казнефтегеофизика» (В. Г. Матвеев, А. Б. Живодеров, Ю. К. Писаревский, А. И. Тараткевич и др.), аэромагнитную съемку — Новосибирский геофизический трест (П. А. Коноплин, А. И. Пургалин).

Особенно интенсивно буровые, сейсморазведочные (МОВ, КМПВ, ГСЗ) и другие работы развернулись после открытия в 1959 г. нефтяного месторождения Жетыбай, а затем Узень на Южном Мангышлаке. В последние годы ВАГТ начал крупномасштабную геологическую съемку (А. И. Шарапов, С. Е. Петров и др.).

В результате большого объема работ на Мангышлаке накопился огромный фактический материал, опубликованный в многочисленных статьях, в ряде сборников и монографий. К ним относятся работы Е. В. Ливеровской (1960), Н. К. Трифонова и А. М. Бураго (1960), В. П. Василенко (1961), Н. В. Неволина (1961, 1965), Н. А. Калинина (1963), «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака» (1963), А. Е. Шлезингера (1965), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1966), М. Ф. Мирчинка, В. А. Бененсона и др. (1966), «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР» (1966).

Геологические работы в казахстанской части Устюрта были немногочисленными. Маршруты Н. В. Благовидова (1924 г.), И. П. Герасимова (1928 г.) и Г. В. Богачева (1930 г.) принесли лишь разрозненные данные о составе и возрасте пород, развитых на поверхности этого плато. В 1929 г. О. С. Вялов подробно изучил строение северных чинков Устюрта, а в 1935 г. он опубликовал сводную работу «Гидрогеологический очерк Устюрта», в которой дал исчерпывающую сводку всех известных к тому времени фактов о геологии этого пустынного района.

В 1935—1936 гг. на Устюрте впервые были проведены по нескольким маршрутам гравиметрические наблюдения. Интерпретация геофизических данных, произведенная А. Д. Архангельским, заставила отбросить предположение об Устюрте, как о подъемном выступе кристаллического фундамента Русской платформы. Ученые предположили, что в его северной части существуют герцинские складчатые сооружения. А. Д. Архангельским давались различные варианты подземного сочленения этих складчатых сооружений с Уралом и Тянь-Шанем.

Б. С. Домбровский (1938) бегло описал до тех пор никем не изучавшиеся обрывы Устюрта вдоль восточного берега залива Кайдак и

открыл существование морских слоев с чокракской фауной на мысу между заливами Кайдак и Мертвый Култук.

После большого перерыва в 1945 г. крайняя юго-западная часть Устюрта была обследована Н. П. Лупповым, который установил продолжение на Устюрте в виде крупных складок сарматских известняков основных антиклиналей Мангышлака.

В 1946 г. северную часть Устюрта исследовал и закартировал А. Л. Яншин. Этими последними работами были внесены существенные дополнения в стратиграфию главным образом миоценовых отложений и установлены основные черты структуры Северного Устюрта. Коллекции миоценовой фауны с Устюрта послужили материалом для нескольких обобщающих стратиграфических и палеонтологических работ В. П. Колесникова и Б. П. Жижченко.

С 1948 г. Всесоюзным аэрогеологическим трестом началось планомерное среднemasштабное картирование территории Устюрта (Т. А. Бедрина, Н. В. Житкова, Б. З. Урецкий, И. С. Плещеев, Ю. М. Клейнер, И. И. Бляхер, Л. Г. Кирюхин, В. В. Ишутин, А. Н. Слюсарев и др.). В результате геологической съемки установлены не известные здесь ранее стратиграфические подразделения (понтические и др.). К 1959 г. эта геологическая съемка была завершена.

В течение последних лет на Устюрте различные тематические исследования проводят сотрудники разных научно-исследовательских институтов (ВНИГРИ, ВНИГНИ, МИНХ и ГП, ГИН АН СССР, ВНИИГеофизика и др.). С получением новых материалов о геологическом строении Устюрта в печати появлялось значительное количество статей по различным вопросам геологии Устюрта и даже отдельные сводки. Среди обобщающих работ следует упомянуть монографии Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Н. В. Неволлина (1961, 1965), А. М. Акрамходжаева, Ю. А. Федотова и др. (1962), М. М. Чарыгина, Ю. М. Васильева и др. (1963), «Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии» (1963), «Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы Юга СССР» (1963), И. Г. Гринберга и В. Г. Сухинина (1965).

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Физико-географические особенности Западного Казахстана обуславливаются резкой континентальностью климата с большим дефицитом влаги, высокими летними и низкими зимними температурами. Имеющиеся здесь реки маловодны, и их влияние не распространяется за пределы речных долин. Даже влияние Каспийского и Аральского морей на ландшафты побережий практически ничтожно. Зеленые оазисы — плод хозяйственной деятельности человека.

Северная часть Западного Казахстана лежит в зоне степей, южная граница которых, по Л. С. Бергу (1952, 1955), идет по линии Уральск — Темир — устье р. Узынкайрақты — Тургай. К югу от этой границы расположены зона полупустынь, более широкая на западе и постепенно суживающаяся к востоку. Южная граница зоны проводится из района оз. Баскунчак в Заволжье к оз. Индер, затем к юго-востоку в район горы Челкаа и далее к низовьям р. Ирғиз. Территория, лежащая южнее этой линии, относится к зоне пустынь, которая простирается до берегов Каспийского и Аральского морей и границ Западного Казахстана с Узбекистаном и Туркменией.

ОРОГРАФИЯ

Строение поверхности Западного Казахстана простое (рис. 1). На его территории преобладают столовые плато и возвышенности, местами сильно расчлененные (Тургайская возвышенная равнина, Подуральское плато и отроги Общего Сырта, Устюрт и Южно-Мангышлакское плато), а также обширные низменные равнины (Прикаспийская и часть Туранской низменности).

Значительно меньшую роль играют местности с гористым рельефом. В числе таких местностей следует прежде всего назвать заходящую на территорию Казахстана Южную оконечность Урала. В. П. Семенов-Тянь-Шанский всю южную часть Уральской горной системы, лежащую южнее широтного колена р. Урал, предложил называть Мугоджарами. В этом смысле и употребляют это название некоторые исследователи. Большинство же исследователей, особенно в последнее время, под Мугоджарами склонно понимать лишь восточную часть Казахского Урала, лежащую к востоку от меридиана г. Орск — ст. Мугоджарская и включающую собственно Мугоджарские горы и примыкающие к ним с востока плато.

Наиболее возвышенную часть Орь-Илекского междуречья, лежащую к югу от р. Урал на продолжении южноуральского хребта Уралау, тоже иногда называют Мугоджарами, а также Северными или Северо-Западными Мугоджарами, но такое название вряд ли имеет смысл сохранять. Во-первых, потому, что оно совершенно неизвестно местному населению, которое под этим названием склонно понимать лишь прилегающую к долине р. Орь часть Мугоджарских гор, и, во-вторых, потому, что история геологического развития этого района, как увидим далее, весьма существенно отличается от истории геоло-

Мугоджарского хребта, в северной части которого возвышаются вершины гор Бохтыбай (657 м) и Берчогур (638 м). Вершина Бохтыбая — самая высокая точка не только Мугоджар, но и всего Западного Казахстана.

Восточная ветвь Мугоджарских гор, отделенная от западной широкой Берчогурской впадиной, носит название Жанганинского хребта. Он протягивается к север-северо-западу, постепенно сближаясь с западной цепью гор.



Рис. 2. Река Улыталдык (правый приток р. Иргиз) в Восточных Мугоджарах. Фото Р. А. Сегедина

С запада Мугоджарские горы круто обрываются к прилегающей к ним равнине Подуральского (Эмбенского) плато, прямолинейный, почти меридиональный рубеж с которым прослеживается более чем на 190 км.

Восточно-Мугоджарское плато расположено к востоку от Мугоджарских гор, характеризуется относительно ровными увалистыми междуречьями и узкими крутосклонными, нередко каньонообразными долинами правых притоков р. Иргиз (рис. 2). Абсолютные отметки поверхности плато в северо-западной части равнины 424—320 м, в юго-восточной — 250 м. На востоке поверхность Восточно-Мугоджарского плато сливается с поверхностью Тургайской столовой равнины.

Орь-Илекская возвышенность занимает среднюю часть междуречья Илека и Ори и является водоразделом между притоками этих рек. Она протягивается от р. Урал (между р. Тшкак и г. Орском) к югу более чем на 200 км. Ее южный участок служит водоразделом между речными системами Илека, Ори, Темира и Эмбы. На севере широтная долина р. Урал отделяет ее от южных отрогов хребта Уралтау.

Центральная часть Орь-Илекской возвышенности представляет собой степную высокую равнину (плато), гипсометрический уровень которой колеблется между 350 и 509 м и постепенно понижается в направлении с севера на юг.

На левобережье р. Урал в истоках р. Тереклы и на ее правобережье расположены Тереклинские, или Терекские горы, в нижнем течении р. Эбеты — Эбетинские горы (рис. 3). Район верховьев р. Жаксыкаргала и ее притоков Шоншар, Косистек и Карабутак известен под названием Каргалинских гор.

Западная часть возвышенности имеет местами ярко выраженный грядовый рельеф склонов и плоские водораздельные участки. Для этой части Орь-Илекской возвышенности характерно наличие участков типичного карстового ландшафта, обусловленного выходом на поверхность толщи растворимых галогенных пород (рис. 4). В западном

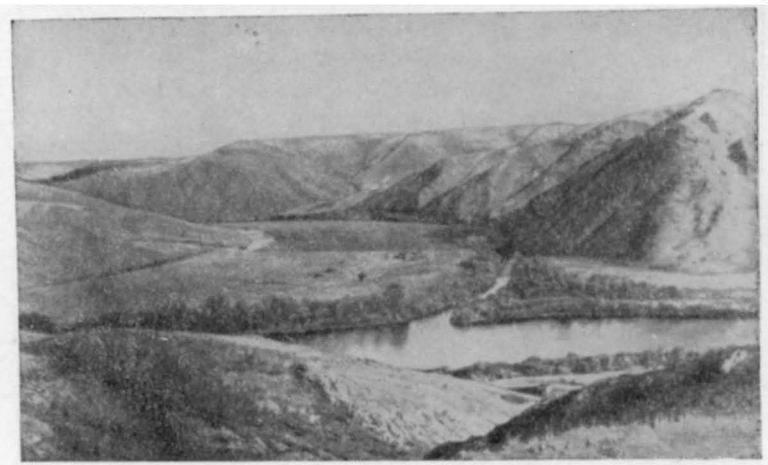


Рис. 3. Расчлененная северная часть Орь-Илекской возвышенности (Эбетинские горы). В центре — устье р. Эбеты, впадающей в р. Урал. Фото Р. А. Сегедина

направлении возвышенность постепенно понижается, сливаясь с поверхностью Подуральского плато.

Подуральское (Эмбенское) плато, переходящее на севере (за границами Казахстана) и на западе в возвышенность Общего Сырта, располагается западнее Мугоджар и Орь-Илекской возвышенности. На Подуральском плато преобладает пологоувалистый рельеф с довольно густой долинно-балочной сетью. В западной части Подуральского плато расположены «хребет» Актолагай (на правом берегу Эмбы), «горы» Орындыкты (на левом берегу Уила) и др. (рис. 5).

В самой южной части Подуральского плато появляются столово-останцовые формы рельефа. Они особенно типичны для Предустюртской равнины, которая непосредственно с юга примыкает к Подуральскому плато и расположена к северу от северных чинков Устюрта. Эта равнина имеет пологий уклон к югу, снижаясь от 150—175 м (над уровнем моря) на севере до 75—100 м на юге. Равнина однообразна, иногда нарушается одиночными столовыми останцами или группами останцов (Баймурат, Каражар, Донгызтау и др.) Относительная высота равнины несколько десятков метров.

Возвышенность Общего Сырта находится западнее Подуральского плато на левом берегу р. Урал (выше г. Уральска) и далее к западу (в бассейне р. Деркул) входит в пределы Казахстана только небольшой своей частью. Возвышенность имеет сильно пересеченный рельеф: над ее сглаженной поверхностью в некоторых местах возвышаются останцовые вершины (шиханы); склоны глубоко врезанных долин

имеют сложный, террасированный рельеф и сильно расчленены круто-склонными оврагами и балками.

Прикаспийская низменность представляет собой огромную территорию к югу от Общего Сырта и к западу от Подуральского плато, простирается до берегов Каспийского моря на юге, а на западе ухо-



Рис. 4. Карстовый ландшафт на левобережье р. Жаксыкаргала в Актобинском Приуралье. Фото Р. А. Сегедина

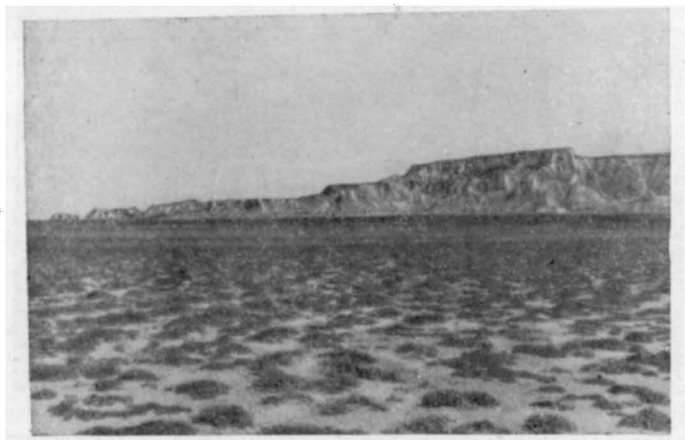


Рис. 5. Плато Актолагай (правобережье р. Эмба). Фото Л. Б. Аристарховой

дит в Нижнее Поволжье за пределы Казахстана. Эта низменность полого наклонена от окраин к морю, значительная часть ее расположена ниже уровня океана.

Поверхность низменности в общих чертах плоская. Местами она осложнена островными возвышенностями и впадинами, слабо врезанными речными долинами и всхолмленными золовыми песками. Наиболее крупный массив песков в пределах Прикаспийской низменности, расположенный в южной части Волго-Уральского междуречья, называется Рын-пески, а на юге — пески Мынтеке.

Очень своеобразный характер рельефа имеют некоторые районы Прикаспийской низменности, прилегающие к дельтам рек. Это районы развития так называемых «бэровых» бугров, характерных для дельтовой области Волги (самая восточная часть ее входит в Запад-

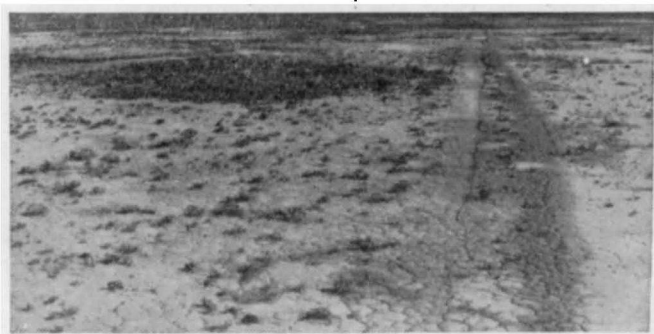


Рис. 6. Поверхность плато Уstyурт. Фото Б. А. Федоревича

ный Казахстан) и для низовьев рек Сагиз и Эмбы, районы развития систем узких гряд высотой до 10—15 м, вытянутых преимущественно в широтном направлении. Происхождение «бэровых» бугров до сих

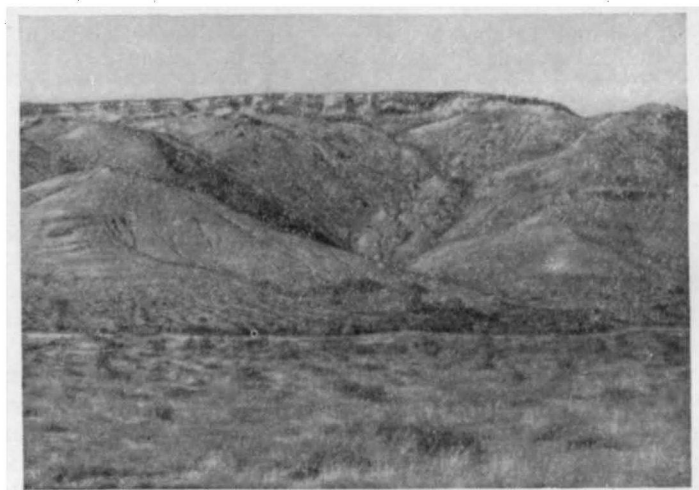


Рис. 7. Северо-восточный чинк плато Уstyурт, обращенный к Аральскому морю (район колодцев Кинтыкче). Фото Р. Г. Гарецкого

пор еще не вполне ясно: одни исследователи считают их эрозионными останцами или остатками прирусловых или береговых валов, другие рассматривают как затопленные грядовые пески золотого происхождения.

Самый южный район Прикаспийской низменности — п-ов Бузачи, который также характеризуется плоскоравнинным рельефом с многочисленными плоскими депрессиями (главным образом сорами).

Южная часть Западного Казахстана, расположенная между Каспийским и Аральским морями, занята обширными плато (Южно-Ман-

гышлакское и Устюрт), разделенными впадиной Карынжарык. Ввиду их геоморфологического сходства в некоторых работах (Кузнецов, 1963) эти плато объединяют даже под одним названием Устюрт.

Плато Устюрт* входит в пределы Западного Казахстана своими западной и северной частями. На большом протяжении его ровная поверхность (рис. 6) ограничена высокими крутыми обрывами — чинками. На востоке эти чинки представляют собой берега Аральского моря (рис. 7). У северных чинков Устюрта наблюдается много плосковершинных останцов. Наиболее крупные из них — горы Жельтау, высота которых (и относительная и абсолютная) достигает 200 м, а площадь «вершинной» поверхности измеряется несколькими километрами.

Южно-Мангышлакское плато** расположено между впадиной Карынжарык и Каспийским морем, Горным Мангышлаком и заливом Кара-Богаз-Гол. Поверхность плато слабо вогнута в центральной части и имеет общий уклон на восток, в сторону Каспийского моря, а в пределах самой южной его оконечности (между Каспийским морем и заливом Кара-Богаз-Гол) наклонена на юг.

Горный Мангышлак является особым орографическим элементом Западного Казахстана, занимающим северную и центральную части одноименного полуострова. Он представляет собой систему низкогорных возвышенностей с высотой 300—500 м над уровнем моря.

Тургайская равнина (плато) расположена к востоку от Мугоджар и имеет довольно сложное орографическое строение. Отдельные ее части представляют собой более или менее монолитные массивы. Такими участками являются площади, прилегающие к Мугоджарам с востока, с абсолютными отметками 200—250 м; массив Чаграйского плато с высотами около 200 м; массивы плато, расположенные между песками Большие и Малые Барсуки (высота более 300 м) и др. Большинство этих массивов плато имеет в значительной степени расчлененный рельеф.

Несколько особый орографический характер свойствен обширным депрессиям, развитым в пределах Тургайской равнины. В таких депрессиях широко распространены пески и соровые впадины, часто расположенные спечочками.

Очень своеобразна длинная и узкая депрессия, типа долинного коридора, проходящая в средней части Тургайской равнины и вмещающая долину р. Тургай, систему озер Абуган и среднее течение р. Тобол. Это понижение переходит на юге в понижение сора Шалкартениз, который интересен в палеогеографическом отношении как путь возможного водного соединения Турана с Западной Сибирью. Однако это понижение не входит в пределы описываемой территории.

* В литературе до сих пор нередко употребляется ошибочное написание «Усть-Урт». Географическое название «Устюрт» известно со времен экспедиции Ф. Ф. Берга (1825—1826 гг.) и после появления рукописных работ Э. Эверсмана, сообщившего о ее результатах. На языке местных жителей слово «Устюрт» означает плоскую возвышенность. На отсутствие в казахском и туркменском языках слов «усть» и «урт» в значении «высокий» и «равнина» (как полагал А. И. Левшин, впервые писавший слово Устюрт через дефис) и, следовательно, на неправильность такого написания обращали внимание И. А. Киреевский (1871), И. П. Герасимов (1931), О. С. Вялов (1931, 1935), А. Л. Яншин и Л. А. Гольденберг (1960).—Прим. ред.

** В литературе эта территория иногда именуется Мангышлакским плато, Степным Мангышлаком, Южным Мангышлаком, а его южная часть — Киндерли-Касанским плато.

ГИДРОГРАФИЯ

ОЗЕРА

Самыми крупными водными бассейнами Западного Казахстана являются Каспийское и Аральское моря. Первое заходит в его пределы лишь северо-восточной частью, а второе — северной. Уровень этих морей-озер подвергается значительным колебаниям: вековым, сезонным, сгонно-нагонным и др. Последнее большое снижение уровня Каспийского моря привело к отступанию береговой линии на десятки километров, а местами более чем на 100 км. Следствием этого явилось осушение заливов Мертвый Култук, Кайдак, Ащисор и др. На месте заливов, еще несколько десятков лет назад доступных для легких судов и лодок, образовались обширные солончаковые равнины. В настоящее время уровень Каспийского моря ниже уровня океана на 28 м. Уровень Аральского моря имеет абсолютную отметку 53 м. Проблеме колебания уровня обоих морей и в особенности Каспийского посвящено много работ (Берг, 1934; Брегман, 1947; Зайков, 1946; Каминский, 1929; Рихтер, 1960; Туголесов, 1948 и др.).

Кроме этих морей-озер на территории Западного Казахстана есть и другие озера, особенно многочисленные на Прикаспийской низменности, на Предустюртской равнине и в юго-западной части Тургайской равнины, а также в Северном Приаралье. Встречаются озера и в Западном Примугоджарье. Наиболее крупными являются озера: Шалкар (Прикаспийский), Индер, Шалкар (Приаральский), Аралсор. Озеро Шалкар (Прикаспийский) имеет площадь 191 км² и максимальную глубину 13,5 м (средняя 7,9 м), оз. Индер занимает площадь 74,8 км². Пресные озера встречаются редко (некоторые из озер западного подножия Мугоджар и пойменные озера). Большинство же озер имеет солоноватую воду, малоприспособленную для питья в летнее время, либо вовсе соленую или горько-соленую воду, содержащую солей до 250 г/л и более. Такие озера в летнее время пересыхают, их дно покрывается сплошной коркой самосадочной соли, местами покрытой небольшим слоем рапы (оз. Индер и многие другие). Иногда озера превращаются в топкие или сухие солончаки (соры).

РЕКИ

Река Урал — единственная крупная река Западного Казахстана, имеющая свободный сток в Каспийское море. Ее протяженность в пределах Западного Казахстана (от устья р. Илек до впадения в Каспийское море у г. Гурьева) равна 1082 км. Река Урал представляет собой мощную водную артерию, хотя ширина ее русла относительно невелика (200—300 м). Общий уклон реки (длина 2534 км) составляет 0,00026; на участке Орск — Уральск он равен 0,00018; от Уральска до устья — 0,00003. Средний годовой расход реки в среднем течении равен 208 м³/сек, в нижнем — 142 м³/сек. Абсолютная величина максимального расхода (во время половодья) достигает почти 12 тыс. м³/сек, а минимального (в межень) — 12 м³/сек. Максимальная амплитуда уровней составляет 2,5—7,2 м. Глубина реки очень изменчива: глубокие плесы часто сменяются мелкими перекатами.

Река Орь берет начало в северной части Мугоджарских гор и впадает в р. Урал у г. Орска. В основном река протекает по территории Казахстана (370 км, или 2/3 от общей длины). Наиболее крупные

левые притоки р. Орь (Аксу, Ойсылкара, Кызылкаин, Мамыт) дренируют главным образом восточный склон Орь-Илекской возвышенности. Река Илек протяженностью 730 км имеет обширный водосбор в пределах Подуральского плато и западного склона Орь-Илекской возвышенности (р. Жаксыкаргала с многочисленными более мелкими притоками). Она почти целиком, за исключением двух участков в среднем и нижнем течении, расположена на территории Западного Казахстана либо течет по его северной границе.

Река Хобда с притоками, впадающая в р. Илек, тоже дренирует Подуральское плато и несет свои воды по Западному Казахстану, так же как и р. Утва (Чингирлау), которая впадает в Урал ниже р. Илек.

Реки Шаган и Деркул, с водосбором в пределах Общего Сырта, входят в Западный Казахстан только своими низовьями.

Все остальные крупные реки Западного Казахстана, за исключением р. Эмбы, прежде впадавшие в древний Каспий, в настоящее время не доходят до моря и имеют, таким образом, местные бассейны стока. Это одна из наиболее характерных особенностей гидрографии Казахстана, связанная с его климатическими и орографическими условиями и имеющая весьма важное географическое и народнохозяйственное значение. К числу таких рек относятся Большой и Малый Узени, Ащюзек (Горькая), речки, стекающие с Общего Сырта (Чижи, Дюра), Анкаты, Оленты и Шидерты, Жамбейты и Булдурты, Калдыгайты, Уил, Сагиз, Кайнер и частично Эмба. Большая часть названных рек образует в Прикаспийской низменности обширные разливы, состоящие из систем протоков, «лиманов» и озер.

Река Эмба из всех этих рек наиболее крупная, бассейн ее расположен на Подуральском плато, берет начало в Мугоджарах, на всем своем протяжении (680 км) проходит по территории Западного Казахстана. В верховье она имеет много плесов, в нижнем течении ее русло меандрирующее, сильно разветвленное. Средний уклон колеблется от 0,0002 до 0,0006; максимальный расход воды во время паводка достигает 200 м³/сек. Наиболее крупные притоки Эмбы — р. Темир (правый) и р. Атжаксы (левый).

Другие реки, стекающие на Прикаспийскую низменность, не образуют крупных разливов и либо впадают в постоянные озера, либо инфильтруются в пески. К числу первых принадлежит Ащюзек (Горькая), впадающая в оз. Аралсор, и различные Анкаты (Шолак-, Ерсары-, Купер-, Ирень-), впадающие в оз. Шалкар, откуда имеется периодический сток в р. Солянка и в р. Урал. К числу вторых относятся реки Булдурты, Жаксыбай, Калдыгайты, Уил.

Река Иргиз течет с севера на юг у восточной границы описываемой территории, вдоль восточного подножия Мугоджар (общая длина 560 км), на широте г. Эмба резко поворачивает на восток к бессточной впадине сора Шалкартениз, расположенной в центре южной части Тургайской равнины (за пределами описываемой части Западного Казахстана). Все правые притоки Иргиза (левых притоков у этой реки нет) имеют широтное направление и расчленяют восточный склон Мугоджар. Наиболее крупные притоки (с севера на юг): Баксайс, Карабутак, Узынкайракты, Талдык и Шетиргиз. Для всех этих рек, в том числе и для р. Иргиз, характерны плесы (глубокие озеровидные плесы соединяются между собой узкими мелководными протоками). В притоках Иргиза летом плесы часто соединены лишь подрусловыми водотоками.

Для описываемой территории с пустынным климатом и равнинным рельефом характерно наличие обширных площадей, совсем не

имеющих поверхностного стока. Наибольшее количество таких участков свойственно Прикаспийской низменности, Устюрту и Южно-Мангышлакскому плато. В пределах Прикаспийской низменности к ним относятся Рын-пески, междуречье Кушум — Урал, приречная зона левобережья Урала, а также вся юго-восточная часть низменности, включая п-ов Бузачи. На Южно-Мангышлакском плато бессточный район занимает всю южную часть территории. На Устюрте бессточная площадь расположена к югу от Северо-Устюртской депрессии и протягивается далее на юг, за пределы Казахстана.

Реки Манаша и Сынгырлау протекают по Северо-Западному Устюрту. Они небольшие, соленые, долины их хорошо разработаны, заканчиваются в мелких озерах у подножия Устюрта, на дне высохшего залива Мертвый Кулдук. Длина этих речек до 30 км, ширина несколько метров, глубина до 1 м. В низовьях р. Манаша имеется трехметровый водопад.

КЛИМАТ

Климат Западного Казахстана относится к типу климатов степей и пустынь бореального типа, отличающихся холодной малоснежной зимой, жарким солнечным летом, большими суточными и годовыми амплитудами колебания температур (табл. 1).

Таблица 1
Средние температуры для отдельных пунктов Западного Казахстана

Пункт	Средняя температура			Средняя годовая амплитуда
	января	июля	годовая	
Актюбинск	-15,7	22,5	3,6	38,2
Уральск	-14,1	23,1	4,7	37,2
Гурьев	-10,4	25,4	7,8	35,8
Бейнеу	-4,8	28,5	11,0	33,3
Фетисово	-3,3	25,9	11,4	29,2
Аральское море	-13,5	26,3	6,8	39,8

Количество осадков, выпадающих в Западном Казахстане, очень невелико и, как правило, не превышает 150 мм в год (табл. 2).

Таблица 2
Количество осадков за год и по сезонам (мм)

Пункт	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Актюбинск	51	62	96	66	275
Уральск	57	65	74	73	269
Гурьев	38	42	45	39	164
Бейнеу	38,6	41,2	13,8	41,6	135,2
Фетисово	28	34	29	25	116
Саксаульская	20	23	24	24	91

Осадки большей частью выпадают в виде дождя. Незначительные зимние осадки образуют небольшой снежный покров. Так, на ши-

роте северных берегов Аральского моря толщина его не превышает 5—10 см, а на крайнем юго-западе Казахстана постоянный снежный покров обычно совсем отсутствует.

Общее незначительное количество осадков приводит к сухости воздуха, чрезвычайно возрастающей в летнее время, когда температуры наиболее высокие и количество осадков наименьшее.

Ветры в Западном Казахстане очень часты и достигают нередко большой силы, что весьма способствует формированию дефляционного рельефа из-за довольно широко развитых рыхлых песчаных толщ. Среднемесячная скорость ветра обычно не ниже 1,8 м/сек.

Как показал С. К. Чайнов (1959), климат Западного Казахстана за последние полстолетия изменился: уменьшилось количество атмосферных осадков и повысилась среднегодовая температура. Это сказалось на характере почв и растительности, привело к перерождению светло-каштановых почв в бурые и смещению зоны последних в северном направлении и наступанию пустыни на степи.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Географическое положение Западного Казахстана и связанные с ним климатические условия определяют пестроту почвенного и растительного покрова.

У северной границы Западного Казахстана, на Урало-Илекском водоразделе развиты малогумусные (южные) черноземы, которые южнее сменяются темно-каштановыми, а затем светло-каштановыми почвами. Для Мугоджар и Орь-Илекской возвышенности характерны каштановые почвы, обогащенные обломками и щебнем крепких пород фундамента.

Южнее широко распространены бурые и серо-бурые пустынные почвы, очень бедные гумусом. Благодаря малому количеству осадков и сильному испарению буроземы и сероземы карбонатны с самой поверхности. Большое количество извести придает почвам серый оттенок. Эти почвы имеют несколько разновидностей, обусловленных ландшафтными положением отдельных участков и различным составом материнских пород. Очень широко распространены солонцеватые буроземы.

Поливные почвы оазисов отличаются от окружающих их почв данной зоны большим содержанием гумуса. Создание лесных защитных полос и других рациональных агрономических мероприятий способствует увлажнению почв, накоплению в них гумуса и повышению плодородия, препятствует опустыниванию степей (Чайнов, 1959).

В геоботаническом отношении Западный Казахстан принадлежит к Евро-Азиатской степной зоне на севере и к Азиатской пустынной зоне на юге («Геоботаническое районирование СССР», 1947). В пределах первой выделяются Заволжско-Уральская и Мугоджарско-Тургайская подпровинции, входящие в Казахстанскую провинцию. Границы между ними весьма условны.

На малогумусных черноземах Урало-Илекского водораздела и на темно-каштановых почвах северной части Прикаспийской низменности, Подуральского плато и Северных Мугоджар развиты разнотравно-дерново-злаковые и дерново-злаковые степи, для которых характерны ковыль красный и лессингов, тырса и типчак, разнотравье, особенно богатое на черноземных почвах самых северных участков и в лощинах Подуральского плато. Из степных кустарников в этой зоне часто встречаются спирея зверобоелистная и городчатая, миндаль низкий (бобовник), чилига (карагана) и др.

На Орь-Илекской возвышенности, расположенной на границе двух названных подпровинций, особенно в ее северной, наиболее обводненной части, встречаются участки древесной растительности, представленной осиной и березой, образующими колки и небольшие массивы на склонах водоразделов и в лощинах, по увлажненным оврагам — турангой (разнолистным тополем), а в долинах рек — ольхой, ивой, черным и белым тополем, черемухой, калиной и др. Кустарниковая растительность представлена спиреей, караганой, бобовником, степной вишней, в долинах рек — жимолостью, шиповником.

В Мугоджарских горах древесная растительность почти отсутствует, в межгорных увлажненных долинах встречаются редкие группы березы и туранги, а также кустарник из жимолости татарской и шиповника. На каменистых и щебенистых склонах гор произрастает кустарник спирей зверобоелистной, на более увлажненных участках с лучшими почвами — карагана.

На бурых и серых почвах южной части Западного Казахстана развита растительность, свойственная пустыне. В отличие от зоны степей здесь господствуют полыни и другая полукустарниковая ксерофитная растительность и совершенно отсутствует разнотравье.

В пределах Азиатской пустынной области на территории Западного Казахстана выделяются Северо-Прикаспийская и Арало-Каспийская провинции. Последняя разделяется на Мангышлакскую и Устюрт-Мугоджарскую подпровинции.

В Прикаспийской низменности распространены злаково-полынные пустыни (злаковые белопопынники в комплексе со степными ассоциациями, чернопопынниками и полукустарниково-солянковыми ассоциациями) и в Приморской полосе — полынные пустыни (преобладают попынно-солянковые комплексы, в солончаковых низинах сменяющиеся галофитно-солянковыми ассоциациями).

Большая часть Арало-Каспийской провинции расположена в полосе попынной или, как точнее определяет Л. С. Берг (1952), попынно-солянковой пустыни (белая, черная и туранская полыни, из солянок — боялыч и биюргун).

В Северном Приаралье и на плато Устюрт широко распространены серопопынно-биюргуновые и биюргуново-боялычево-серопопынные комплексы.

В песках Большие и Малые Барсуки преобладают эркековые попынники, а на вершинах песчаных гряд и бугров значительную роль играет кустарник джужгуна. Из кустарников встречаются также селитрянки (ак-ткен) и тамариск.

В южной части Больших Барсуков встречаются заросли белого саксаула.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Западного Казахстана обширна и весьма разнообразна по геологическому строению. В пределах этой территории развиты образования самого различного возраста — от протерозойских до четвертичных. В разных ее районах можно наблюдать самые различные проявления тектонических процессов от сложной складчатости внутренних зон Уральской геосинклинальной системы до криптокуполов в плиоцене Прикаспийской низменности и пологих унаследованных складок в сарматских известняках Устюрта. Ландшафты в пределах Западного Казахстана также весьма разнообразны, и наряду с абсолютно ровными безбрежными солончаковыми равнинами, которые лишь недавно представляли собой дно Каспийского моря, на его территории имеются сложно расчлененные скалистые горные участки (на Мангышлаке и в казахстанской части Урала). Все это вызывает необходимость выделения в пределах Западного Казахстана естественных геологических районов, по которым дальше следует вести описание его геологического строения.

Такие естественные геологические районы могут быть выделены по различным принципам. В основу выделения может быть положена, например, герцинская структура территории Западного Казахстана. Проведение границ между районами, которые обособились друг от друга и получили различное геологическое строение в процессе интенсивных тектонических движений конца палеозоя, — один из возможных вариантов естественного районирования, выдержанный по своему принципу и хорошо отражающий существенные различия в глубинной геологии разных участков территории Западного Казахстана. Отдельные ее участки в мезозое и кайнозое характеризовались устойчивой тенденцией к поднятию и подверглись глубинной эрозии. Другие же площади Западного Казахстана, наоборот, испытали за это время крупные опускания и покрылись мощными толщами осадков, причем границы зон молодых опусканий часто пересекают границы зон герцинского структурного плана страны. В результате этих молодых тектонических движений и одновременно протекавших процессов эрозии и седиментации древняя герцинская структура Западного Казахстана настолько затемнена и настолько плохо отражена в геологии поверхностных образований, что использование ее в качестве основы геологического районирования становится весьма затруднительным.

Поэтому в настоящем томе «Геологии СССР» за основу районирования принята в основном не герцинская структура Западного Казахстана, а характер поверхностных геологических образований его территории. Районы, выделенные по такому принципу, гетерогенны по глубинному строению и по более ранним этапам своей геологической истории, однако однородность строения самых верхних частей земной коры в пределах каждого из них определяет характерные черты их геоморфологии, гидрогеологии, почвенного покрова, растительности, т. е. всех тех факторов, которые влияют на выработку ландшафта. Таким образом, выделенные нами районы являются не только геоло-

гическими, но также естественными физико-географическими или ландшафтными районами Западного Казахстана. Поскольку в подавляющем большинстве случаев доступные эксплуатации полезные ископаемые залегают сравнительно неглубоко (в пределах первых сотен метров), постольку различие в характере поверхностных геологических образований определяет своеобразие горных богатств каждого такого естественного физико-географического района.

Южная оконечность Урала — наиболее приподнятая и вместе с тем наиболее древняя часть Западного Казахстана. Это единственный район Западного Казахстана, где на поверхность выходят древние метаморфические образования докембрия, осадочные и магматические породы палеозоя, от кембрия (?) и ордовика до перми включительно. Геологический район Южной оконечности Урала почти полностью совпадает территориально с физико-географическим районом того же названия. В нем мы находим естественное продолжение основных региональных тектонических структур Урала со свойственными им чертами геологического строения и геологической истории, благодаря чему этот район отчетливо подразделяется на два неравных по площади и существенно отличных по геологическому строению подрайона: Орь-Илекскую возвышенность и Мугоджары.

К подрайону Орь-Илекская возвышенность отнесена территория одноименного физико-географического района, за исключением западной части этой возвышенности, которая причислена к области Актюбинского Приуралья. Северная граница подрайона совпадает с административной границей Казахстана и частично идет по широтному участку р. Урал. Западная граница его проводится по региональному разлому, отделяющему Центрально-Уральское поднятие, сложенное метаморфическими породами докембрия и вулканогенно-осадочными отложениями ордовика, силура и девона, от Внешне-Уральской зоны складчатости, сложенной исключительно осадочными терригенными и хемогенными породами докембрия и перми.

В строении складчатого основания Орь-Илекской возвышенности принимает участие комплекс пород, очень различных по своему составу и возрасту. Здесь известны метаморфические породы протерозоя, фаунистически охарактеризованные вулканогенные и осадочные отложения ордовика, силура и всех отделов девона, разнообразные интрузивные и жильные изверженные породы. В южной части возвышенности, в пределах Бакайской синклинали, в районе левых притоков верхнего течения р. Орь развиты также осадочные породы всех трех отделов карбона и нижней перми.

Характерной особенностью Орь-Илекской возвышенности, отличающей ее от Мугоджар, является то, что герцинский тектонический рельеф был полностью уничтожен во время длительного периода континентального режима, царившего здесь в раннем мезозое, и в результате последующих трансгрессий поздне мелового и раннепалеогенового морей. Последние покрывали всю территорию пенепленизированной возвышенности, за исключением небольших денудационных останцов, сохранившихся на поверхности пенеплена и возвышавшихся среди моря в виде островов.

Наличие горизонтально залегающего покрова морских меловых и палеогеновых отложений является второй отличительной особенностью описываемого подрайона. В осевой части Орь-Илекской возвышенности (восточная часть Урало-Илекского и северная часть Орь-Илекского водоразделов) покров отложений мела и палеогена на большей площади уничтожен последующей денудацией и сохранился

в виде небольших останцов. На юго-западном и восточном склонах площадь, занятая меловыми и палеогеновыми отложениями, увеличивается, а южная часть возвышенности постепенно погружается под сплошной покров мезо-кайнозой, который нарушен эрозией в долинах рек (левых притоков р. Ор).

Отсюда широкая полоса меловых и палеогеновых отложений прослеживается к северу в район Орского грабена. Отдельными пятнами они сохранились и в более северном Киргильдинском грабене. Эти участки, сходные по строению мезо-кайнозойского чехла, мы также причисляем к Ор-Илекской возвышенности. Таким образом, восточная граница этого подрайона проходит по восточному борту Орского грабена (Тарновскому сбросу). Южная граница условно проводится южнее выходов палеозойских пород на поверхность, по рекам Ор и Аксу и правому притоку последней — р. Куласу — и далее к западу к верховьям р. Жарык (исток р. Илек).

Мугоджары — второй подрайон Казахского Урала, протягивающийся от границ Оренбургской области на севере до широты 48° на юге. Его западной границей служит линия, совпадающая с Тарновским сбросом, а южной — прямолинейное подножие Мугоджарских гор от широтного колена р. Ор до их южного окончания и начала Шошккольской гряды. На юге западная меридиональная граница сходится с восточной, проводимой по юго-восточному подножию складчатого массива этих гор.

Массив Мугоджары неоднороден по своей структуре и по составу слагающих их толщ и распадается на три меридиональные полосы. Западная из них, соответствующая южной части Магнитогорского мегасинклинория, орографически совпадает с Мугоджарскими горами, образующими меридиональную цепь хребтов и сопок к югу от широтного колена р. Ор. В геологическом строении Мугоджарских гор главную роль играют эффузивы силура и вулканогенно-осадочные толщи девона, прорванные многочисленными, но преимущественно мелкими разнообразными по составу интрузиями кислого и основного состава. На севере (на левобережье р. Ор) и на юге (между Главным Мугоджарским и Жанганинским хребтами) располагаются наложенные позднегерцинские синклинали, образованные осадочными породами нижнего карбона (Средне-Орская синклиналь), верхнего девона и карбона (Берчогурская синклиналь).

В северной части этой полосы располагается обширная депрессия, выполненная континентальными отложениями триаса, юры и неогена (Орский бассейн) и отделяющая Мугоджарский хребет от расположенного на его южноуральском продолжении хребта Ирэндык.

Восточнее расположено Восточно-Мугоджарское плато, образованное денудированными, чрезвычайно сильно дислоцированными докембрийскими метаморфическими породами Мугоджарского мегантиклинория, пронизанными многочисленными крупными интрузивами главным образом гранитоидов, а также более мелкими телами габброидов и гипербазитов.

Наконец, третья восточная наиболее пониженная полоса образована преимущественно вулканогенно-осадочными толщами карбона, также содержащими интрузии гранитоидов. В восточном направлении эти сложнодислоцированные породы Прииргизского мегасинклинория скрываются под покровом горизонтально залегающих пород палеогена, выполняющих Тургайский прогиб. Граница между этим прогибом и Мугоджарами проводится условно по исчезновению выходов палеозойских пород на поверхность.

Мугоджары в своей наиболее возвышенной части представляют собой единственный район Западного Казахстана, который с конца палеозоя ни разу не погружался под уровень моря и не покрывался морскими осадками. Морская палеогеновая трансгрессия проникла лишь в восточную часть Мугоджарского пенеплена, о чем говорят мелкие разрозненные останцы палеогеновых отложений, сохранившиеся местами на поверхности плато.

Периферия Южной оконечности Урала выделяется как район, примыкающий к описанному выше массиву Казахского Урала с запада, юга и востока.

Общей чертой геологического строения этого района являются широкое развитие мезо-кайнозойских отложений и более или менее глубокое залегание складчатого фундамента. Периферия Южной оконечности Урала разделена на несколько частей.

Актюбинское Приуралье — самая северная ее часть и наиболее отличающаяся от других частей по своему строению. В этот подрайон входят западная часть Орь-Илекской возвышенности и примыкающая к ней северо-восточная часть Подуральского плато. Складчатое основание этого участка сложено мощными осадочными толщами карбона и перми, смятыми в более или менее простые линейные складки. В северо-восточной части, территория которой была увлечена крупными сводовыми поднятиями соседних районов Южного Урала и Орь-Илекской возвышенности, палеозойские породы выходят на поверхность на значительных площадях, а покров меловых отложений сохранился лишь в междуречьях. В юго-западном направлении породы фундамента погружаются на все более значительную глубину, а покров молодых отложений увеличивается в мощности и постепенно становится сплошным. Для района характерны особые формы проявления соляной тектоники, которая выражается здесь главным образом в образовании так называемых дизъюнктивных мульд. На юго-западе Актюбинское Приуралье условно ограничивается от Прикаспийской впадины линией Илекско-Хобдинского водораздела, а на юге оно граничит с Западным Примугоджарьем по широте соляного купола Жилансаид (в районе ст. Джурун). Таким образом, этот подрайон охватывает весь бассейн р. Илек, за исключением верховьев его правых притоков, начинающихся в пределах Орь-Илекской возвышенности. Значительную роль среди мезозойских отложений этого района играют континентальные угленосные отложения верхнего триаса и средней юры, в отношении которых часто употребляется название Илекский бассейн.

Западное Примугоджарье располагается южнее Актюбинского Приуралья и Орь-Илекской возвышенности и к западу от Мугоджарских гор, на широте южного окончания Мугоджар (примерно 48° с. ш.) сменяется подрайоном Южное Примугоджарье, включающим территорию Шошкакольской мегантиклинали и площади, расположенные к западу и югу от нее вплоть до чинков Устюрта.

На западе граница между этими двумя подрайонами проходит по серии погребенных краевых швов, которые граничат с Прикаспийской впадиной. Примерно с этой границей совпадает линия выклинивания соляной толщи кунгура Прикаспийской впадины и связанных с ней соляных структур. Здесь же область распространения в общем изоморфных или слабо вытянутых соляных структур Прикаспийской впадины граничит с областью развития в мезо-кайнозое унаследованных структур периферии Мугоджар.

Северное Приаралье лежит к востоку от чинков Чаграйского плато и к северу от Аральского моря. На западе оно соответствует крупному пологому Челкарскому прогибу, а восточнее — Северо-Приаральской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Фундамент Примугоджарья и Северного Приаралья представляет собой погруженное под покров мезо-кайнозоя продолжение Уральской складчатой системы, имеющие характер периклинального прогиба.

Юго-западная часть Тургайской равнины — еще один подрайон, выделяющийся по восточной окраине Мугоджар в северо-восточном углу территории Западного Казахстана. Этот подрайон граничит с Северным Приаральем по широтной долине р. Шетиргиз и охватывает постепенно погружающуюся к востоку складчатую систему восточной части Мугоджар и Заиргизья, покрытую чехлом мезо-кайнозойских отложений, мощность которых возрастает в юго-восточном направлении.

Прикаспийская впадина простирается к западу от Актюбинского Приаралья и Западного Примугоджарья. Это весьма обширный по площади геологический район, большая часть которого лежит в пределах Западного Казахстана. Прикаспийская впадина расположена в юго-восточном внешнем углу Восточно-Европейской (Русской) платформы и является одной из самых крупных ее региональных отрицательных структур, а из последних — наиболее прогнутой. Глубина залегания фундамента в ее пределах и соответственно мощность осадочного чехла, достигают 17—18 км. Особенности глубинного геологического строения пока еще не определены. Тектоника верхней части ее осадочного чехла определяется почти повсеместным распространением соленосных отложений нижней перми, пластическое перераспределение которых обусловило все многообразие локальных структур, созданных соляной тектоникой, — соляных куполов, сопровождающих их компенсационных мульд и разделяющих межкупольных депрессий.

В Прикаспийской впадине насчитывается свыше тысячи соляных куполов весьма разнообразных по размерам: от миниатюрных соляных куполов до куполов-гигантов, крупнейших из известных на нашей планете, таких, как Санкебай Круглый, площадь разветвленного соляного массива которого в верхнем срезе достигает 2200 км², а высота над подсольевым ложем — 9 км и более.

Глубина залегания подсольевого ложа в Прикаспийской впадине местами достигает 10—11 км, а первоначальная мощность соленосных толщ до их пластического перераспределения — 4 км и более. В настоящее время рельеф поверхности соленосных толщ весьма дифференцирован: наряду с воздымающимися почти до современной поверхности или даже выведенными на нее соляными массивами некоторых куполов в Прикаспийской впадине имеются отдельные очень глубоко прогнутые межкупольные депрессии, из которых способные к пластическому перемещению соленосные толщи почти полностью или нацело выжаты. В таких депрессиях мощность надсольевых слоев почти соответствует глубине залегания подсольевого ложа.

Пластическое перераспределение соли местами обусловило аномально высокие мощности отдельных частей разреза надсольевых отложений, например отложений триаса в Аралсорской межкупольной депрессии до 2855 м, отложений палеогена в Абжельской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Абжель, до 2000 м, верхнеплиоценово-четвертичных отложений в Жалтырской вдавленной компенсационной мульде купола Новобогатинск-Сугур до 3500 м (до

500 м четвертичных отложений, до 1300 м отложений апшерона и до 1700 м отложений акчагыла).

Геологические границы Прикаспийской впадины не совпадают с какими-либо орографическими и тем более с административными границами Казахской ССР. На севере от долины р. Илек у г. Соль-Илецка граница впадины проводится через степь к устью этой реки и далее вдоль долины р. Урал, постепенно отклоняясь от нее к северу. За г. Уральском она проходит по южным отрогам Общего Сырта, направляясь к верховьям р. Еруслан, где круто меняет свое прежнее субширотное направление на юго-юго-западное и следует по низменному левобережью Волги, пересекая долину последней у г. Волгограда. Отсюда сохраняя свое простирание она проходит западнее обрывов Ергеней. Примерно от района ст. Котельниково граница Прикаспийской впадины резко принимает восток-юго-восточное направление и, пересекая низменную степь Калмыцкой АССР, идет к южной части дельты Волги. Затем через северную часть акватории Каспийского моря она выходит на его восточное побережье и от сора Мертвый Култук направляется на восток-северо-восток к междуречью Эмбы и Маннесая. Далее она протягивается в субмеридиональном направлении вдоль Западного Примугоджарья, пересекает р. Эмбу выше устья р. Темир и проходит по левобережью р. Илек вдоль складчатой полосы Актюбинского Приуралья.

Нетрудно заметить, что геологические контуры Прикаспийской впадины в ее западной части не совпадают с орографическими границами Прикаспийской низменности. Последние на севере проходят южнее, на западе — западнее, а южнее г. Волгограда — восточнее ее геологических контуров. Южная геологическая граница Прикаспийской впадины к западу от Каспия пересекает низменную степь, а к востоку от нее — Предустюртскую равнину. В то же время государственная граница Казахской ССР на севере и западе пересекает Прикаспийскую низменность, причем вся западная часть Западного Казахстана, лежащая к северу от Каспийского моря, целиком попадает в ее пределы.

Прикаспийская низменность один из подрайонов Прикаспийской впадины. На севере и западе уходит за пределы административных границ Казахстана, а на востоке ограничена обрывами Зауральских Сыртов.

На обзорных геологических картах территория Прикаспийской низменности выделяется по почти сплошному распространению в ее пределах осадков четвертичных трансгрессий Каспия, главным образом хвалынской. Дочетвертичные отложения обнажены на ее территории крайне редко — на отдельных останцовых горах или группах возвышенностей в сводовых частях нескольких соляных куполов. Такими являются к востоку от р. Урал горы Сассай и Синтас у оз. Шалкар на одноименном куполе, Индерские горы и гора Жаманиндер возле оз. Индер на куполе того же названия, гора Чапчачи на куполе Азгир, возвышенности Бешоки и Худайберген на одноименных куполах, а за пределами Казахской ССР — горы близ озер Баскунчак и Эльтон на одноименных куполах. Все остальное пространство низменности сложено залегающими горизонтально или очень слабо нарушенными рыхлыми песчано-глинистыми отложениями древнего Каспия. Выше них в ряде мест расположены маломощные, но распространенные на широких площадях осадки речных долин, разливов, соленых грязей и озер, образовавшихся здесь вслед за отступавшей к югу береговой линией моря. Обилие рыхлого песчаного материала в морских осадках хвалынской трансгрессии и в выносах рек, спускающихся

с соседних районов, в условиях современного аридного климата привело к образованию крупных массивов развееванных песков, которыми богаты как периферические, так и центральные части Прикаспийской низменности. Наиболее крупный из них занимает прибрежную часть низменности к западу от р. Урал и известен под названием песков Северного Прикаспия или Рын-песков, еще очень слабо изученных.

Несколько меньшую, но все же весьма значительную площадь занимают погребенные под осадками четвертичных трансгрессий Каспия отложения апшерона и акчагыла. Лишь изредка над сводами наиболее активных в новейшее время соляных куполов они поднимаются к дневной поверхности. В западной части низменности, на междуречье Урала и Волги, их подошва опускается до глубины 500—600 м.

Если мысленно снять верхнеплиоценово-четвертичные отложения, то мы обнаружим, что Прикаспийская низменность геологически неоднородна. В пределах ее западной части, простирающейся от р. Урал и ее правой протоки р. Кушум на запад до Волги, при доверхнеплиоценовом срезе отложения палеогена весьма широко распространены, заполняя все межкупольные депрессии, а породы мела и юры лишь узкими лентами окаймляют открытые соляные массивы большинства куполов. Напротив, в ее восточной части, лежащей между р. Урал и Зауральскими Сыртами, отложения палеогена встречаются лишь локально в наиболее прогнутых компенсационных мульдах, межкупольные депрессии выполнены породами сенона, а соляные массивы куполов, как правило, являются закрытыми. Эти особенности геологической структуры Прикаспийской низменности, отчетливо выступающие на геологических картах, позволяют различать ее западную и восточную части. Первая из них лежит к западу от р. Урал и охватывает междуречье Урала и Волги, а вторая — к востоку от этой реки.

Подрайон Южная Эмба расположен на юге восточной части Прикаспийской низменности. В пределах значительной территории коренные породы отделены от дневной поверхности лишь относительно тонким чехлом осадков древнего Каспия. Этот признак, а также высокая степень изученности позволяют рассматривать данную территорию как самостоятельную часть Прикаспийской низменности. Под этим подрайоном понимается территория, простирающаяся от низовьев рек Эмбы и Сагиз к юго-западу до северо-восточного побережья Каспийского моря и от нефтяных промыслов Макат и Доссор до сора Мертвый Култук.

Подуральское плато* протягивается к востоку от Прикаспийской низменности и района Южной Эмбы до Актюбинского Приаралья и Западного Примугоджарья. От Прикаспийской низменности, покрытой осадками каспийских трансгрессий, она отграничена в большинстве мест довольно рельефным уступом — обрывами Зауральских Сыртов, поверхность которых лишь издали кажется ровной. Однако за этими обрывами лежит увалистая, местами холмистая степь, расчлененная сложноветвящейся речной сетью. На геологических картах отчетливо видно, что на фоне сложного чередования куполов и межкупольных депрессий на восток и северо-восток происходит общее воздымание слоев и обусловленная им последовательная смена верхнемеловых отложений породами нижнего мела, а еще се-

* Границы этого геологического подрайона несколько не совпадают с границами одноименного геоморфологического района, который, как принято считать, простирается вплоть до западного подножия Мугоджар.— *Прим. ред.*

веро-восточнее, уже в бассейне р. Илек, и юры. В сводах куполов в зависимости от степени подъема их соляных массивов прослеживаются породы нижнего мела, юры, изредка триаса, которые зачастую разбиты сетью многочисленных сбросов.

Весьма условно, примерно по долине р. Уил, Подуральское плато может быть разделено на две части: северную и южную. В северной части Подуральского плато водораздельные площади на больших пространствах слабо обнажены и покрыты плащом лёссовидных суглинков, которые сглаживают существовавшие здесь неровности эрозийного происхождения. На склонах, особенно северных и западных, развиты широкие и мощные плащи делювия, который пользуется крайне незначительным распространением в южной обнаженной части Подуральского плато.

Мангышлак далеко вдается в Каспийское море между заливами Кара-Богаз-Гол и Комсомолец. На востоке он ограничен чинками Устюрта. В конце миоцена и начале плиоцена весь Мангышлак был покрыт панцирем сарматских, меотических и понтических известняков, однако плиоценово-антропогеновые движения приподняли этот панцирь в центральных частях Мангышлака до 500 м и более, а последующая эрозия на огромных площадях уничтожила его, вскрыв различные горизонты палеогена, мезозоя и верхней перми. Мангышлак четко делится на три подрайона.

Горный Мангышлак (центральная часть) представляет собой довольно хорошо расчлененную и местами даже гористую пустынную страну. В направлении с запада-северо-запада на восток-юго-восток она пересечена хребтом Каратау, наиболее приподнятые участки которого соответствуют выходам на поверхность из-под более молодых осадков сложнодислоцированных пород каратауского комплекса пермо-триаса. Эти выходы приурочены к ядрам крупных линейных мегантиклиналей. По обе стороны от Каратау тянутся моноклиналильные гряды писчего мела — Северный и Южный Актау. В целом Горный Мангышлак соответствует системе мегантиклиналей и мегасинклиналей — четко выраженным сложным дислокациям платформенного чехла. В фундаменте ему отвечает глубочайший желоб, выполненный мощнейшей (до 14 км) толщей главным образом моласовых пород (в том числе и пермо-триасового каратауского комплекса). В позднем триасе эта толща подверглась интенсивной складчатости. Горный Мангышлак — район самой молодой в пределах Западного Казахстана герцинской складчатости.

Южный (Степной) Мангышлак (Южно-Мангышлакское плато) сложен остатками размытого севернее покрова известняков неогена и представляет собой ограниченное обрывами плато, постепенно снижающееся к берегам Каспийского моря. Южно-Мангышлакское плато соответствует глубокому Южно-Мангышлакскому прогибу, выполненному мощной (до 4—5 км) толщей мезо-кайнозойских отложений.

Полуостров Бузачи — низменный и плоский, расположен на север от центральной части Мангышлака. С поверхности он покрыт почти сплошным чехлом морских осадков хвалынской трансгрессии, что сближает его с расположенной севернее территорией Прикаспийской низменности. Однако в отличие от последней покров четвертичных осадков здесь везде очень тонок, не превышает по мощности 10—15 м, под ними в берегах полуострова и по окраинам сорочных впадин его внутренней части во многих местах лежат более древние отложения, представленные породами мела и палеогена. Последние в отличие от центральной части Мангышлака почти не дислоцированы и зале-

гают спокойно и образуют пологий крупный Северо-Бузачинский свод.

Устьурт отделяется от Южно-Мангышлакского плато впадиной Карынжарык. Это грандиозное столовое плато сарматских и отчасти

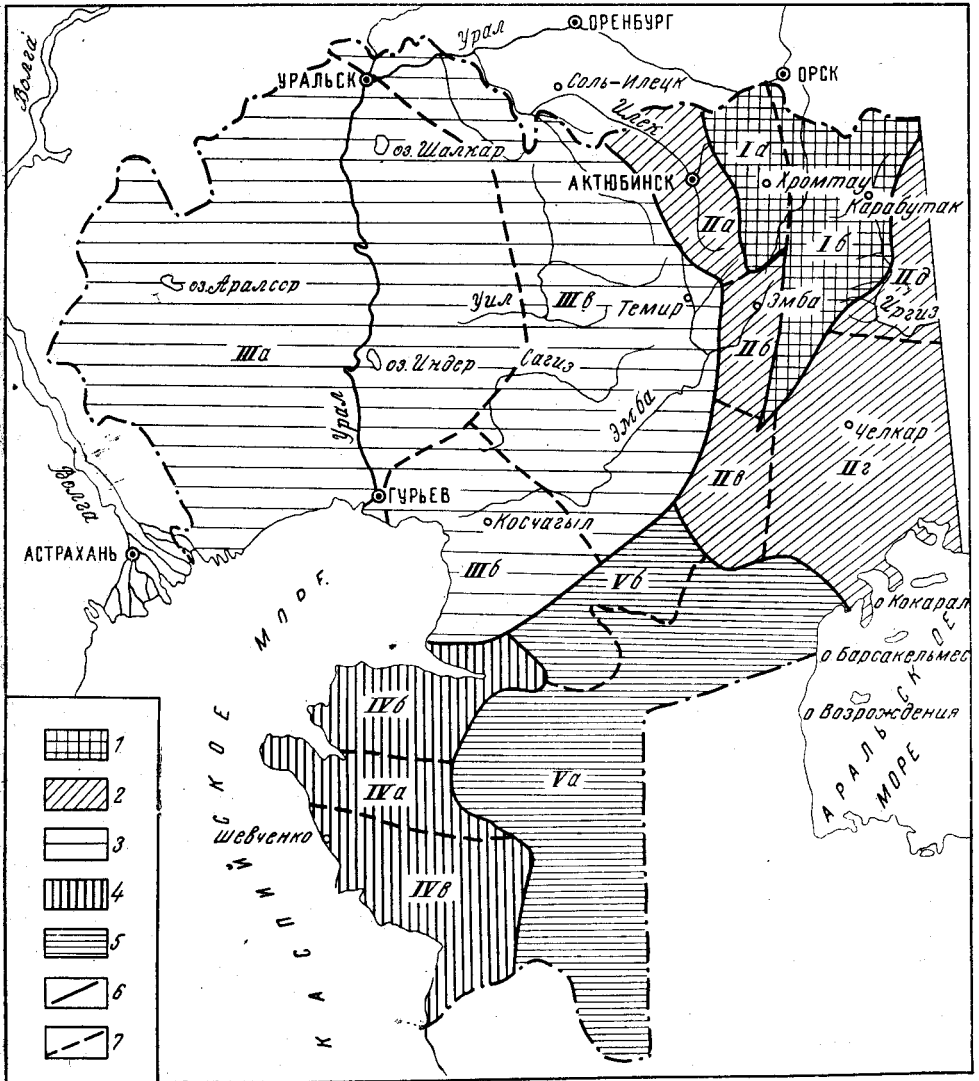


Рис. 8. Схема районирования территории Западного Казахстана

1 — Южная оконечность Урала (Казахский Урал): 1а — Орь-Илекская возвышенность, 1б — Мугоджары; 2 — периферия Южной оконечности Урала: 2а — Актюбинское Приуралье, 11б — Западное Примугоджарье, 2в — Южное Примугоджарье, 2г — Северное Приаралье, 2д — юго-западная часть Тургайской равнины; 3 — Прикаспийская впадина: 3а — Прикаспийская низменность, 311б — Южная Эмба, 311в — Подуральское плато; 4 — Мангышлак: 4а — Горный Мангышлак, 4вб — п-ов Бузачи, 4в — Южно-Мангышлакское плато; 5 — Устьурт: 5а — плато Устьурт, 5б — Предустуртская равнина; 6 — граница между районами; 7 — граница между подрайонами

понтических известняков, занимающее все пространство между Аральским морем, заливом Кара-Богаз-Гол и пересохшим заливом Мертвый Култук. На востоке, западе и в большинстве мест на севере оно четко ограничено извилистой линией обрывов (чинков) эрозионного происхождения, высота которых иногда превышает 200 м. Плато Устьурт на глубине неоднородно. В центральной его части, на продол-

жении Горного Мангышлака, расположена восточная (Центрально-Устьюртская) часть сложно построенной Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. На севере ей соответствует выступ доверхнепалеозойских пород фундамента, а на юге — сильно дислоцированные верхнепалеозойско-триасовые породы Мангышлакского желоба. В северной части Устьюрта проходит глубокий и пологий Северо-Устьюртский прогиб, выполненный мощной (до 5—6 км) толщей мезо-кайнозойских отложений, в южной расположен сходный по глубине и выполняющим его осадкам Ассакеауданский прогиб.

Предустюртская равнина выделяется в северо-западной части плато Устьюрт, на ней широко развиты отдельные возвышенности, представляющие собой останцы некогда единого с Устьюртом плато. Она сложена в основном моноклинально падающими на юго-восток, в сторону Северо-Устьюртского прогиба, отложениями мезо-кайнозоя. На северо-западе по погребенному краевому шву в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума этот подрайон граничит с Прикаспийской впадиной.

Из приведенного обзора следует, что на территории Западного Казахстана в пределах границ, принятых для настоящего тома «Геологии СССР», устанавливаются естественные геологические районы и подрайоны, показанные на рис. 8.

В следующих главах описание геологического строения Западного Казахстана ведется по его пяти основным естественным геологическим районам. В некоторых случаях, когда это необходимо по характеру материала, выделяются и отдельные подрайоны.

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ТОЧНЕЕ НЕ ОПРЕДЕЛЕННЫЙ

ВВЕДЕНИЕ

Древнейшие горные породы, встречающиеся на территории Западного Казахстана, связаны пространственно с Южной оконечностью Урала, заходящей сюда ее северо-восточной частью. Эти древние породы слагают крупнейшие региональные антиклинальные структуры — Центрально-Уральское и Восточно-Уральское поднятия, первому из которых соответствует Орь-Илекская возвышенность, протягивающаяся восточнее Актюбинска, а второму — обширное Восточно-Мугоджарское плато, расположенное к востоку от меридиональной цепи Мугоджарских гор (рис. 9).

Древние метаморфические породы Орь-Илекской возвышенности приурочены к сводовой части Кемпирсайского (Орь-Илекского) антиклинория, лежащего на южном продолжении (южнее широтного колена р. Урал) Уралтауского мегантиклинория, в центральной части которого расположен крупный Кемпирсайский массив гипербазитов. На крыльях антиклинория метаморфические породы докембрия перекрываются слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами ордовика и силура. В южной части Орь-Илекской возвышенности метаморфические породы выходят на поверхность в верховьях рек Аксу и Улетты, в сводовой части Аксуйской антиклинали, являющейся частью Сакмарской антиклинальной зоны Кусинско-Зилаирского мегантиклинория.

В Мугоджарах древние метаморфические породы приурочены к сводовой части Мугоджарского мегантиклинория, отграниченного от соседних мегасинклинириев глубинными разломами. Наиболее глубокометаморфизованные и наиболее древние породы выходят на поверхность в горст-антиклинориях, а на крыльях мегантиклинория и в грабен-синклиналях его центральной части развиты наиболее молодые слабо метаморфизованные породы докембрийского комплекса, относимые частично одними исследователями к венду, а другими — к нижнему палеозою. На западном крыле местами отмечается несогласное налегание на докембрий эффузивов силура, а в Балкымбайской грабен-синклинали и в восточной части Мугоджарского мегантиклинория — кислых эффузивов девона.

В Мугоджарах породы докембрия обнажаются лишь в береговых обрывах и на склонах долин правых притоков р. Ирғиз, в пределах узкой зоны приречного мелкосопочника. В остальной части, значительно большей площади, обнажения коренных пород отсутствуют. На всех водораздельных пространствах широко развита древняя кора выветривания и толщи метаморфических пород картируются с помощью скважин и других выработок.

На Орь-Илекской возвышенности обнаженность древних метаморфических пород в разных местах различна. Кроме продуктов древней коры выветривания водораздельные пространства перекрыты отложениями мезозоя и кайнозоя. Поэтому обнажения наблюдаются в основном по береговому обрывам и по склонам приречного мелкосопочника. Лучшая обнаженность наблюдается в северной части Кем-

пирсайского антиклинория, в районе между р. Урал и Кемпирсайским массивом гипербазитов, и худшая — на более южных площадях.

Относительно существования докембрия в казахстанской части Урала среди геологов, ведущих исследования в Западном Казахстане, в настоящее время сомневающихся нет, хотя признан этот факт был только после длительного изучения, при котором возникали весьма различные суждения о происхождении и возрасте древних пород.

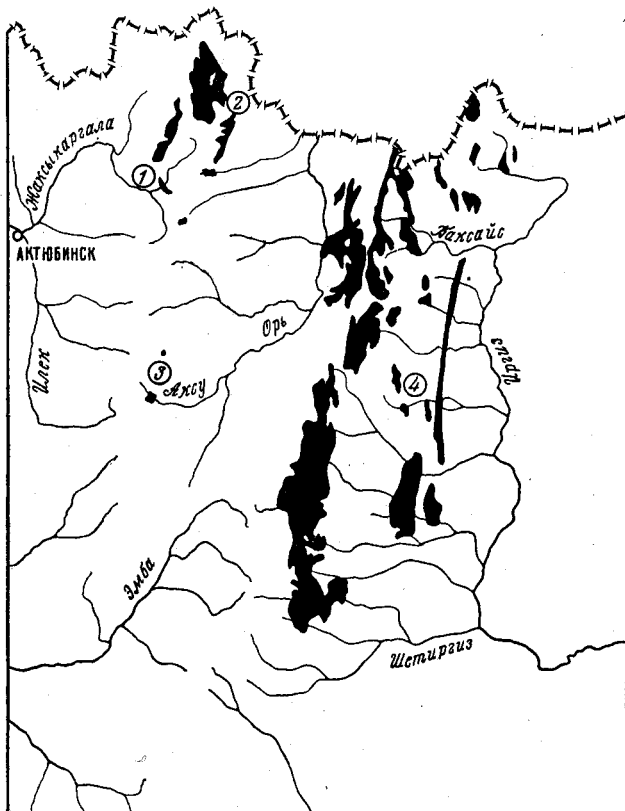


Рис. 9. Схема распространения выходов докембрийских образований на территории Южной оконечности Урала
 Районы: 1 — Куагашская антиклиналь; 2 — Эбетинская антиклиналь; 3 — Аксуйская мегантиклиналь; 4 — Восточные Мугоджары

Глубоко-залегающие породы всегда представлялись загадочными и привлекали стратиграфов, петрологов и других специалистов-геологов, пытавшихся раскрыть тайну их происхождения, определить время и условия их формирования. В этом отношении метаморфические породы Ор-Илекской возвышенности и особенно Мугоджар для мугоджарских и уральских геологов представляют исключительный интерес. Для ознакомления с ними в Мугоджары направлялись специальные комиссии уральских геологов, экскурсии, отдельные исследователи и целые исследовательские группы. К сожалению, до последнего времени эти интересные породы в геологическом и петрологическом отношении оставались мало изученными.

Предположение о древнем допалеозойском возрасте метаморфических пород в самой южной части Южного Урала высказывали еще Н. Г. Меглицкий и А. И. Антипов (1855). С. Н. Никитин и М. М. При-

горовский (1907 г.) на Орь-Илекской возвышенности описали различные кристаллические сланцы без указания возраста. Н. Н. Тихонович (1904) относил их к метаморфизованному девону, выделяя вместе с интрузивными серпентинитами как сланцево-серпентинитовую полосу. Д. Н. Соколов (1918) также относил метаморфические толщи к нижнему девону.

История более детального изучения докембрия этого района начинается с исследований, проводившихся В. М. Сергиевским, К. И. Дворцовой, Е. Э. Разумовской, Г. И. Кириченко и др. в 30-х годах в смежных районах Южного Урала.

Г. И. Кириченко (1936) метаморфические толщи зоны Уралтау расчленил на три свиты: 1) гранато-глаукофановые и кварцево-гранато-глаукофановые сланцы; 2) слюдяные сланцы и кварциты и 3) филлиты. Из них две нижние свиты он отнес к докембрию, а третью — к кембрию. На последней отложения катралинской свиты и ордовика залегают трансгрессивно с базальным конгломератом в основании. Такое же расчленение метаморфических толщ Южного Урала выполнено Н. К. Разумовским и др. в 1941 г.

Д. Г. Ожиганов (1957, 1964) метаморфические породы хребта Уралтау в пределах Башкирии и Оренбургской области разделил на два комплекса: максютовский и суваянский.

В 1945—1965 гг. метаморфические толщи Уралтау более детально изучались геологами Башкирского геологического управления (А. В. Ключихин и А. В. Буряченко, С. С. Горохов, Д. Д. Криницкий и В. М. Криницкая, В. С. Шарфман и др.). В результате максютовский комплекс был разделен на четыре свиты (Горохов, 1962): галеевскую, кайраклинскую, юмагузинскую и карамолинскую. Свиты разделены на подсвиты. Впоследствии С. С. Горохов (1964) оба комплекса, выделенные Д. Г. Ожигановым, стал рассматривать как серию, оставив за ними прежние названия. Суваянская серия была разделена на курташскую, акбиикскую и белекейскую свиты.

Н. П. Херасков (1940 г.) докембрийские отложения Орь-Илекской возвышенности разделил на семь самостоятельных свит. Исходя из представлений о наличии в центральной части Кемпирсайского антиклинория крупного надвига (типа шарьяжа), предполагалось, что три нижние наиболее древние свиты (джусалинская, саздинская и суюнская) залегают автохтонно (в окне шарьяжа), а следующие четыре (эбетинская, бегетинская, лушниковская и богумбайская) — аллохтонно. Х. С. Розман и Р. А. Сегедин в 1946—1948 гг. при съемочных работах пользовались для расчленения древних толщ стратиграфической схемой Н. П. Хераскова.

Впоследствии Н. И. Леоненко и Х. С. Розман (1950—1952 гг.) изучили стратиграфическую схему метаморфизованных отложений Орь-Илекской возвышенности (Леоненко, 1955). Метаморфизованные породы в возрастном отношении ими были отнесены в основном к кембрию. Только в наиболее древней толще (эбетинская свита) предполагалось присутствие метаморфических отложений верхнего протерозоя. При этом за некоторыми свитами сохранились прежние названия, хотя их объем и литологический состав стали пониматься иначе. Авторы пришли к выводу, что некоторые из выделенных Н. П. Херасковым свит при детальном петрографическом изучении оказались тождественны другим свитам, вследствие чего в метаморфических породах Орь-Илекской возвышенности оказалось возможным оставить лишь четыре свиты: 1) эбетинскую серицито-кварцевых, графитисто-кварцевых зеленых сланцев и кварцитов (протерозой — кембрий); 2) лушниковскую метаморфизованных эффузивов, пирокластов и

кварцитов (нижний кембрий); 3) чаушскую метаморфизованных туфогенно-обломочных пород, эффузивов, филлитов и кварцитов (средний кембрий); 4) без названия: конгломераты, песчаники, туфосланцы и эффузивы (верхний кембрий). Последняя свита залегает на нижележащих свитах резко трансгрессивно. В конгломератах ее содержатся гальки пород нижележащих трех свит.

Эбетинская свита по своему составу отвечает одноименной свите Н. П. Хераскова (1939—1940 гг.), а также суюнской свите. Она представлена переслаивающимися зелеными сланцами, серицито-кварцевыми, графито-кварцевыми, хлоритовыми сланцами и кварцитами с подчиненными метаморфизованными аркозовыми песчаниками. Выделение из нее суюнской свиты, по мнению авторов, невозможно. Условно авторы относят свиту к нижнему кембрию — верхнему протерозою.

Лушниковская свита по своему петрографическому составу также отвечает в основном одноименной свите, выделенной Н. П. Херасковым, однако частично сюда входят и породы суюнской, эбетинской и других свит. Она залегает на эбетинской свите и представлена метаморфизованными эффузивами и их туфами. В нижней части разреза преобладают основные эффузивы: диабазы, спилиты и порфириты, в верхней — кислые порфириты и их туфы, с подчиненными порфиритами. Второстепенное значение имеют филлиты, зеленые сланцы и кварциты, железистые кварциты и линзы мраморизованных известняков, прослой конгломератов, красных глинисто-филлитовых сланцев. По возрасту Н. И. Леоненко и Х. С. Розман относят эту свиту условно к нижнему кембрию; хотя в такой же степени ее можно отнести и к протерозою.

Чаушская свита залегает выше лушниковской без резких переходов. В основном она также отвечает одноименной свите Н. П. Хераскова. Сюда частично вошли и отложения, выделявшиеся прежде в катралинскую свиту в верховьях р. Куагаш. Это переслаивающиеся глинисто-филлитовые сланцы, рассланцованные туффиты, туфопесчаники, кислые и основные эффузивы.

А. А. Петренко (1953) все метаморфические породы Орь-Илекской возвышенности отнес к одной орь-илекской свите докембрия, которую он отождествил с метаморфическими породами хребта Уралтау и разделил на две подсвиты: нижнюю, представленную кварцитами, слюдисто-кварцитовыми и кремнисто-кварцитовыми сланцами, и верхнюю, сложенную глинисто-филлитовыми, углисто-графитовыми и хлорито-амфиболовыми сланцами. Первая распространена в верховьях р. Эбеты и ее правых притоков, к северо-востоку от пос. Григорьевки, в верховьях оврага Жалгызагаш. Эта подсвита отождествлялась Н. П. Херасковым с джусалинской и суюнской свитами, Г. И. Кириченко — с двумя верхними свитами (Войнова и др., 1941). Верхняя подсвита распространена, по А. А. Петренко, в виде полосы на восточном крыле Кемпирсайского (Орь-Илекского) антиклинория от верховьев р. Акмоласай на севере до р. Ойсылкара на юге. Эта подсвита отождествлена с эбетинской, бегетинской, лушниковской и богумбайской свитами Н. П. Хераскова.

В 1953—1959 гг. изучением докембрия Кемпирсайского антиклинория занимался В. С. Шарфман, а в 1962—1963 гг. — С. С. Горохов. Они разделили метаморфические толщи, выходящие в центральной части антиклинория, на две свиты: нижнюю — дангазанскую и верхнюю — каялинскую (Горохов, 1964; Шарфман и Горохов, 1963, 1965).

Дангазанская свита, впервые выделенная С. С. Гороховым (1964), представлена преимущественно осадочно-метаморфическими

породами: кварцитами и различными кристаллическими сланцами. К каялинской свите, выделенной ранее на Южном Урале Н. К. Разумовским, отнесены все остальные метаморфические породы Кемпирсайского антиклинория, при этом метаморфические осадочные породы, соответствующие чаушской свите Н. П. Хераскова, В. С. Шарфманом отнесены вслед за Б. М. Келлером и Х. С. Розман (1961) к нижнему тремадоку.

Такое стратиграфическое расчленение докембрия Орь-Илекской возвышенности утверждено в 1964 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК).

Описанию метаморфических пород аксуйской свиты и приуроченных к ним конгломератовидных пород тектонического происхождения самой южной части Орь-Илекской возвышенности посвящены статьи Г. И. Водорезова (1960), С. С. Горохова, Р. А. Сегедина и В. И. Фонарева (1966).

О метаморфических породах Северных Мугоджар (Урало-Тобольского водораздела) впервые писали С. Н. Никитин и М. М. Пригоровский (1907 г.), отметившие существование (без указания возраста) меридионального гранито-гнейсового массива.

Н. Н. Тихонович (1908 г.) в Северных Мугоджарах, на водоразделе рек Орь и Иргиз, отметил кристаллические сланцы, которые пересекаются с гранитами и гнейсами и частью их покрывают, образуя ложе девонских осадков. Этим самым он признавал додевонский возраст кристаллических сланцев, которые в более южных районах Мугоджар переходят в «...гранито-гнейсовое поле, граничащее на западе с Главным Мугоджарским хребтом».

М. М. Пригоровский (1914) провел в Южных Мугоджарах маршрутную геологическую съемку, в результате которой была составлена двадцативерстная схематизированная карта. На этой карте кристаллические сланцы докембрия показаны индексом М в верховьях рек Улыталдык, Балаталдык, Есекжал, Узынкайракты, Шолаккайракты и др. Гнейсы вместе с гранитами показаны в восточной полосе (от р. Каинды до р. Карабутак) и в западной (от верховьев р. Улыталдык к северу вдоль правобережья р. Орь почти до широты р. Ойсылкара). Описывая кристаллические сланцы, М. М. Пригоровский указывал, что они образуют несколько чередующихся между собой синклинальных и антиклинальных складок с различной степенью крутизны крыльев, а также отмечал наличие пластовых жил гранитов, «инъецирующих гнейсы», и то, что по р. Улыталдык гнейсы прорываются расланцованными кварцевыми диоритами.

Д. Н. Соколов (1918) в очерке о полезных ископаемых Тургайской области писал относительно метаморфизованных пород осевой части Уралтау и Мугоджар, что «...по происхождению они являются метаморфизованными вследствие горообразовательных процессов отложениями самого нижнего девона, а возможно, что и силурийской системы».

В 1926 г. Д. В. Наливкин, говоря о метаморфических породах Уралтау и Мугоджар, уже определенно относил их к докембрию.

С 1931 г. Н. Г. Кассин в своих выступлениях на научных заседаниях неоднократно указывал на древность немых метаморфических толщ Южного Урала и Мугоджар, на которых несогласно залегают слабее метаморфизованные породы нижнего палеозоя. В своей сводной статье по докембрию Казахстана он писал, что в Мугоджарских горах находятся наибольшие по площади в Казахстане выходы докембрия (Кассин, 1938). Ориентированные выступы докембрия в Му-

годжарах являются как бы ядрами древних хребтов. Для Северных Мугоджар (район р. Кумак), по данным Б. И. Борсука, и приводится обобщенный разрез (снизу вверх):

1. Разного типа гнейсы: пара- и ортогнейсы, амфиболовые, плагиоклазовые, очковые гнейсы, лептиты, мигматиты, амфиболиты, гранито-гнейсы.

2. Комплекс разных кварцитов, слюдястых или массивных, перемежающихся с амфиболитами, роговообманковыми, слюдяными и актинолитовыми сланцами, порфиридовидными и гнейсовыми породами мощностью в несколько километров.

3. Интенсивно измененные породы, представленные кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми сланцами, порфироидами и порфиритоидами, амфиболовыми сланцами. Мощность 2—3 км.

4. Верхний комплекс составляют (снизу вверх): кварцево-хлоритовые сланцы и кварциты (450 м), рассланцованные амфиболовые порфиритовые и порфирровые лавы и их туфы (до 700 м), кварцево-серицитовые сланцы и песчаники (300 м), графитистые сланцы (до 200 м). Общая мощность 2—3 км.

Г. И. Водорезов давал схематический разрез докембрия для Южных Мугоджар в таком виде (снизу вверх):

1. Плагногнейсы и плагноамфиболиты.

2. Слюдистые гнейсы и слюдяные сланцы.

3. Кварцитовые сланцы и слюдястые кварциты.

4. Порфиритоиды, порфириоиды, очковые гнейсы, кварцево-амфиболово-хлоритовые сланцы и хлоритовые кварциты.

5. Гранито-гнейсы, гранулиты, лептиты, пегматиты, образовавшиеся за счет кислых изверженных пород, с подчиненными амфиболитами.

6. Актинолитовые, тремолитовые, тремолито-талковые, бруситовые, магнезиально-железистые и другие сланцы, образовавшиеся за счет ультраосновных пород.

Позже метаморфические породы Мугоджарского мегантиклинория были разделены Г. И. Водорезовым (Водорезов и Яншин, 1947) на следующие петрографические комплексы, условно отнесенные к архею (снизу вверх):

1. Серые биотитовые и биотито-роговообманковые плагиоклазовые гнейсы, прослоенные плагиоклазовыми амфиболитами и слюдяно-гранатовыми сланцами со ставролитом.

2. Розовые слюдяные гнейсы и сланцы с кванитом.

3. Порфиридовидные и очковые гнейсы и лептиты.

4. Кварцевые, слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты.

Общая мощность их определялась в 12—15 тыс. м. При этом отмечалось, что наряду с аплитовидными гнейсами изверженного происхождения (ортогнейсами) среди метаморфических пород существуют аплитовидные гнейсы, образовавшиеся в результате гранитизации кластических пород.

А. А. Петренко (1949) в казахстанской части Урала выделил две свиты: орь-иргизскую для Мугоджарского мегантиклинория и орь-илекскую для Кемпирсайского антиклинория. В орь-иргизской свите им выделены четыре подсвиты, из которых две нижние отнесены к архею, а остальные — к протерозою. Впоследствии (Петренко, 1953) в разрезе орь-иргизской свиты он выделил уже пять следующих подсвит, начиная с древнейшей:

Мощность, м

1. Плагногнейсы и гнейсы. Преобладающие биотитовые и двуслюдяные их разности и подчиненные им кварцево-серицитовые и амфиболовые сланцы и кварциты	2500
2. Аплитовидные гнейсы, частью гнейсо-граниты и амфиболиты	800
3. Амфиболовые и хлоритовые сланцы с прослоями кварцитовидных сланцев	700
4. Кварциты и лептиты	700
5. Кварцево-слюдяные сланцы и филлиты	800

Эта схема А. А. Петренко близка к схеме Г. И. Водорезова (1947 г.). Г. И. Водорезовым (1952) в специальной статье метаморфические породы докембрия подразделены на две формации: гнейсовую

и формацию кристаллических сланцев и рассланцованных осадочных и изверженных пород. Выделены были следующие толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серые биотитовые или биотито-роговообманковые плагиогнейсы, мигматиты с гранатом и подчиненные им амфиболиты и мраморы	5000
2. Буровато-серые биотитовые микроклиновые гнейсы и мигматиты со ставролитом или кианитом и подчиненные им биотитовые сланцы	1000
3. Амфиболиты и амфиболовые сланцы	1000
4. Бластосаммитовые гранулиты и слюдяные сланцы с турмалином, гранатом и кианитом	100—300
5. Слюдяные сланцы с подчиненными кварцитами	300—2000
6. Порфириитоиды и порфирииды с подчиненным количеством кремнистых сланцев и кварцитов	300—1000
7. Кварциты, кварцево-сланцевые сланцы и лептиты	2000

Позже Г. И. Водорезов (1963) гнейсовую формацию подразделил на два комплекса: гнейсовый и комплекс кристаллических сланцев. Оба они определялись как докембрий. Третий комплекс сравнительно слабо метаморфизованных пород (сланцевая формация) условно был отнесен к нижнему палеозою. К комплексу кристаллических сланцев отнесены также кварциты и кварцитовидные породы рек Ащибутак и Тулкубай.

А. М. Бабенко в 1957 г. детально изучив разрезы гнейсового комплекса в верховьях р. Улыталдык и ее притока р. Тулепсай, выделил в нем четыре свиты (Сегедин, 1961):

1. Амфиболовые и диоритовые гнейсы с прослоями слюдяных гнейсов.
2. Переслаивающиеся слюдяные, гранато-сланцевые, кианито-сланцевые, амфиболовые и диоритовые гнейсы, гранито-гнейсы с подчиненным количеством прослоев параамфиболитов, кварцитов, слюдяных сланцев и мраморов.
3. Амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы с прослоями параамфиболитов, биотитовых, гранато-амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов.
4. Слюдяные гнейсы с прослоями кианито-сланцевых, кианито-гранатовых, слюдяных и амфиболовых гнейсов, гранито-гнейсов с маломощными прослоями кварцитов.

В аплитово-гнейсах им описываются окатанные зерна циркона, на основании чего он считает, что породы образовались за счет аркозовых песчаников. Общая мощность гнейсового комплекса, по А. М. Бабенко, равна 5000 м.

Р. А. Сегедин (1961), обобщив фактический материал, собранный Л. И. Киселевым, А. М. Бабенко, Г. С. Трошиным, и собственные наблюдения, предложил новую схему стратиграфии древних толщ Мугоджар. В докембрий им выделены следующие комплексы (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Амфиболовые, биотито-амфиболовые, биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы с подчиненным количеством амфиболитов, мраморов, мигматитов (соответствуют первым трем толщам схемы Г. И. Водорезова, 1952)	1500
2. Бластосаммитовые аплитовидные породы с гранатом, реже кианитом, с прослоями слюдяных и амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов (кандыкаринская свита)	1000—1500
3. Слюдяные, кварцево-сланцевые и слюдяно-кварцевые сланцы, слюдяные и графитистые кварциты (борлинская свита)	2000
4. Разнообразные кристаллические сланцы и кварциты (выделены условно)	800
5. Амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты (карамолинская свита)	600—800

Первый комплекс отнесен к архею, остальные — к протерозою. Комплекс слабее метаморфизованных пород Р. А. Сегедин отнес к нижнему палеозою, разделив его на несколько свит (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кенкиякская свита амфиболовых, хлорито-турмалино-серицито-кварцевых сланцев с прослоями метаморфизованных песчаников	600—700
2. Мильсайская свита серицито-кварцевых и хлорито-кварцевых сланцев с прослоями черных кварцитов	до 900
3. Шебектинская свита метаморфизованных полимиктовых песчаников, туфопесчаников и алевролитов с прослоями филлитов	1000—1200
4. Тойманская свита метаморфизованных основных эффузивов с порчанным количеством осадочных пород	до 800

Этой схемой пользуется большинство геологов Западно-Казахстанской экспедиции при геологосъемочных и картосоставительских работах, проводившихся в Мугоджарах.

В 1963 г. в связи с работой Уральского стратиграфического совещания по разработке унифицированной региональной стратиграфической схемы Урала специально созданная Мугоджарская подкомиссия предложила выделять в древних толщах Мугоджар три крупных стратиграфических подразделения (снизу вверх): 1) комплекс преимущественно гнейсов (каиндинский); 2) комплекс кристаллических сланцев (талдыкский); 3) комплекс метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, которому было временно присвоено условное название эмбектуского. Первые два комплекса отнесены к верхнему протерозою, а третий — к венду или нижнему палеозою (Водорезов, Сагло, Сегедин, 1965). Эта схема почти без изменений (но без собственных географических названий) была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом.

В 1962—1966 гг. специальные исследования метаморфических толщ Мугоджар проводила группа сотрудников МГУ: А. В. Миловский, С. С. Горохов, В. И. Фонарев, Р. В. Гетлинг, Г. Р. Рошкован. Эти исследователи (Фонарев и др., 1966) в докембрии Мугоджар выделили три серии, из которых нижняя, каиндинская, полностью, а средняя, талдыкская, почти полностью соответствуют по объему однородным комплексам, предложенным Мугоджарской подкомиссией в 1963 г. Каиндинская серия расчленена ими на шесть свит (снизу вверх): шонгальскую, жинишкинскую, тулепскую, чилисайскую, улыталдыкскую и борсыксайскую; талдыкская серия — на три свиты: кандыкаринскую, борлинскую и байментаускую, две первые из которых взяты из схемы Р. А. Сегедина, а последняя выделена из состава борлинской свиты. Что касается карамолинской свиты Р. А. Сегедина, то она включена в состав верхней, узынкайрактинской серии, к которой отнесена также мильсайская свита, считавшаяся до этого раннепалеозойской. Все три серии рассматриваются как верхнепротерозойские. Шебектинская и тойманская свиты отнесены к верхнему протерозою — нижнему палеозою.

В процессе дальнейшей работы над этой схемой авторы изменили порядок залегания двух нижних свит каиндинской серии и включили шебектинскую свиту в состав узынкайрактинской серии.

В окончательном виде схема стратиграфии докембрия Мугоджар указанными исследователями была представлена следующим образом (сверху вниз):

Узынкайрактинская серия (Pt₃^{3из})

	Мощность, м
Шебектинская свита (Pt ₃ ^{3б}). Метаморфизованные песчаники и алевропесчаники полимиктовые и туфогенные, алевролиты, алевросланцы, сланцы филлитовидные и серицито-кварцевые, метаэффузивы основного состава	1500—1800

Милысайская свита (Pt_3^{3ml}). Сланцы серицито-кварцево-альбитовые, хлорито-серицито-альбито-эпидото-кварцевые, алевропесчаники, алевросланцы, актинолитовые амфиболиты, графитистые кварциты, порфириоиды. 1200—1400

Карамолинская свита (Pt_3^{3kr}). Графитистые кварциты, актинолитовые амфиболиты, сланцы альбито-актинолитовые, тальковые и тальково-тремолитовые сланцы. 1000—1500

Талдыкская серия (Pt_3^{2tl})

Байментауская свита (Pt_3^{2bm}). Графитистые кварциты, кварциты, мусковитовые кварциты, амфиболиты. 1000—1200

Борлинская свита (Pt_3^{2br}). Плаггиогнейсы и кристаллические сланцы двуслюдяные и биотитовые, кварциты, амфиболиты, графитистые кварциты. 1000—1300

Кандыкаринская свита (Pt_3^{2kn}). Полевошпатовые кварциты, аплитогнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, плаггиогнейсы биотитовые. 1200—1700

Каиндинская серия (Pt_3^{1knd})

Мощность, м

Борсыксайская свита (Pt_3^{1brs}). Плаггиогнейсы биотитовые, биотито-амфиболовые, амфиболиты, кварциты. 3500—4000

Улыталдыкская свита (Pt_3^{1ul}). Амфиболиты, плаггиогнейсы амфиболовые и биотитовые, плаггиогранито-гнейсы, гранито-гнейсы. 3500

Чилисайская свита (Pt_3^{1cl}). Плаггиогнейсы биотитовые и биотито-амфиболовые, гранито-гнейсы, амфиболиты, кварциты, полевошпатовые кварциты. 3000—4000

Тулепская свита (Pt_3^{1tlp}). Амфиболиты, плаггиогнейсы амфиболовые, биотитовые и двуслюдяные, плаггиогранито-гнейсы, гранито-гнейсы. 2500—3500

Шонгальская свита (Pt_3^{1sn}). Плаггиогнейсы и гранито-гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболовые амфиболиты. 2500—3000

Жинишкинская свита (Pt_3^{1zn}). Полевошпатовые и графитистые кварциты, аплитогнейсы, плаггиогнейсы и гранито-гнейсы биотитовые, амфиболиты. 3000—3500

В эти же годы (1963—1965 гг.) сотрудниками Института геологических наук АН КазССР попутно с тематическими исследованиями в Западно-Мугоджарской зеленокаменной зоне были изучены главнейшие разрезы древних толщ Мугоджарского мегантиклинория. Первые выводы о стратиграфии древних толщ были сделаны в статье А. А. Абдулина и М. А. Касимова (1967), а затем более подробно изложены в статье А. А. Абдулина (1968). Метаморфические толщи Мугоджар этими авторами расчленены на три серии: каиндинскую, улыталдыкскую и балаталдыкскую. В составе каиндинской серии были выделены две толщи (снизу вверх): 1) аплитовидных гнейсов и биотитовых гнейсов; 2) амфиболитов и амфиболовых гнейсов. В каждой толще можно выделить маркирующие горизонты и пачки.

В улыталдыкской серии, породы которой согласно налегают на амфиболиты и амфиболовые гнейсы верхней толщи каиндинской серии по р. Тулепсай выделены две толщи (снизу вверх): 1) светлых плитчатых гнейсов, полевошпатовых кварцитов и амфиболитов (кандыкаринская свита); 2) разнообразных кристаллических сланцев (борлинская свита).

Вышележащая толща графитистых кварцитов и актинолитовых сланцев, довольно полный разрез которой можно видеть в верховьях р. Борлы, рассматривалась как аналог карамолинской толщи восточного крыла Мугоджарского мегантиклинория.

Графитистые кварциты карамолинской толщи и метаморфизованные алевролиты, песчаники, актинолитовые амфиболиты, графитистые кварцитовидные сланцы милысайской толщи объединялись в узункай-рактинскую серию.

Метаморфизованные песчаники, алевролиты, филлитовые сланцы и в определенных метаморфических зонах узловатые амфиболово-гранатовые, слюдяные сланцы и мраморизованные известняки включались в состав шебектинской свиты (балаталдыкская серия).

В статье А. А. Абдулина (1968) высказывалось мнение о возможности проведения границы нижнего палеозоя по основанию кандыкаринской толщи по корреляции с уральскими разрезами.

В июле 1968 г. комиссией в составе геологов Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции, Института геологических наук АН КазССР и Московского университета, под руководством Г. И. Водорезова, выработана единая согласованная стратиграфическая схема древних толщ Мугоджарского мегантиклинория, которая и принята в настоящем томе. Для докембрия Орь-Илекской возвышенности принята схема В. С. Шарфмана и С. С. Горохова.

Отдельные вопросы стратиграфии, абсолютного возраста петрографии и метаморфизма древних толщ Мугоджар освещены в статьях М. А. Гаррис (1961, 1963), Г. И. Водорезова (1963), Н. И. Ступниковой и др. (1964), В. И. Фонарева, Р. В. Гетлинга и С. С. Горохова (1966), В. И. Фонарева (1966), а также в монографии С. С. Горохова (1964), А. В. Миловского и К. Г. Кнорре (1965), А. В. Миловского (1968).

Стратиграфическое расчленение докембрия всегда являлось и является одной из наиболее трудных проблем геологии. Недаром этот вопрос, как один из главных, стоял в программе работы XVII Международного геологического конгресса, происходившего в СССР в 1937 г. Затруднения в этом вопросе возникают главным образом вследствие чрезвычайно сильной степени преобразования первоначальных горных пород, слагающих толщу докембрия, и почти полного отсутствия в них органических остатков, служащих основной и надежной опорой при всяких стратиграфических построениях.

Докембрийские породы Мугоджар и Орь-Илекской возвышенности следует рассматривать как результат воздействия на первичные породы разновозрастного полиметаморфизма, соответствующего эпохам байкальской и палеозойских складчатостей. По данным А. В. Миловского и К. Г. Кнорре (1965); метаморфические и метасоматические изменения пород происходили в интервалы абсолютного времени, отвечающие примерно 500—520, 450—460, 355—375, 280—310 и 215—235 млн. лет.

По находкам макрофауны на площади развития метаморфических пород не всегда можно отнести всю толщу к определенному возрасту, так как отложения, содержащие эту макрофауну, могут залегать в небольших остаточных мульдах. Известны случаи, когда известняки, в которых находилась фауна, оказывались рифогенными породами, а породы, их окружающие,—выступами морского дна, обычно более плотными и более древними, служившими основанием для колоний рифообразователей. При картировании такие известняки часто принимаются ошибочно за линзы, а породы основания—за вмещающие породы. Их возраст определяется по фауне рифов. Подобные соотношения, по-видимому, имеют место на Южном Урале в Сакмарском антиклинории, где раннекембрийские водорослево-археоциатовые рифогенные известняки «сидят» на выступах протерозойских кристаллических сланцев. Эти выступы с рифогенными известняками, вероятно, частично продолжали свое существование в ордовике, а частично в силуре. На восточном склоне Урала древние метаморфические породы не всегда обоснованно относят к палеозойским породам, контактово измененным герцинскими гранитами.

Из-за того, что невозможно применить палеонтологический метод для расчленения докембрия на толщи и установить последовательность выделенных подразделений, приходится применять другие принципы, основанные на изучении взаимоотношений литологических комплексов между собой и с интрузивными телами, на положении их в антиклинальных и синклинальных структурах и т. д. Большое значение при этом имеет изучение метаморфизма, как фактора, определяющего относительный возраст кристаллических сланцев.

Первичное осадочное происхождение некоторых метаморфических пород докембрия устанавливается по реликтовой слоистости (полосчатость в биотито-плагиоклазовых гнейсах), по реликтовым первичным минералам (остаточный кварц, полевой шпат), по окатанности аксессуаров (циркон, апатит) и другим признакам. Но часто решение вопроса об образовании метаморфических пород за счет первичных осадочных, эффузивных либо интрузивных пород связано с кропотливым изучением петрографических, петрологических и петрохимических особенностей кристаллических сланцев и гнейсов.

Описание стратиграфии докембрийских образований казахстанской части Урала в настоящем томе проводится по двум структурным зонам.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Стратиграфия докембрия Орь-Илекской возвышенности изучена еще недостаточно. Как видно из истории исследования, для докембрия этого района имеется несколько стратиграфических схем. Однако даже последняя схема, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом, является сугубо предварительной и дающей, пожалуй, слишком упрощенное представление о наиболее древних породах этой части Казахского Урала.

К докембрийским образованиям отнесены метаморфические породы, распространенные в центральной части Кемпирсайского (Орь-Илекского) антиклинория и слагающие в пределах его Эбетинскую и Куагашскую антиклинальные структуры, а также метаморфические породы, слагающие ядро Аксуйского антиклинория, в пределах которого выделена самостоятельная аксуйская свита.

Среди метаморфических пород Кемпирсайского антиклинория выделяются две свиты: дангазанская и каялинская.

Дангазанская свита* названа по балке Дангазан, истоки которой находятся на водоразделе южнее ст. Кемпирсай и вдоль которой протягивается узкая полоса выходов этой свиты. К северу и югу древние метаморфические породы скрыты под сплошным покровом рыхлых меловых отложений. На востоке эта полоса упирается в молодой (неогеновый) Бородиновский разлом, ограничивающий с запада Орский грабен. Обнаженность свиты в пределах полосы очень плохая и только по балке Дангазан, западнее пос. Бородиновки, в береговых обнажениях наблюдается почти полный разрез в симметричной антиклинальной складке. По другим балкам, параллельным

* В результате работ 1967—1969 гг. А. В. Миловский, Р. В. Гетлинг, А. Т. Зверев и В. И. Свальнова считают, что породы, отнесенные к дангазанской свите, судя по их составу и находкам в них радиолярий и микрофосилий семейства *Hustrichosphaeridae* представляют собой метаморфизованные аналоги сакмарской свиты силура. *Прим. ред.*

описываемой, можно видеть в изолированных обнажениях отдельные части этого разреза. В составе дангазанской свиты С. С. Горохов (1964) выделяет следующие толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кварциты массивные и толстоплитчатые, местами со столбчатой отдельностью. Кварциты содержат примесь серицита, хлорита и пылевидного графита, от которого зависит их темно-серая и даже черная окраска. В верхней части толщи кварциты прослоены железненными хлорито-серицито-кварцевыми сланцами, иногда с примазками малахита	200
2. Переслаивающиеся плитчатые зеленовато-серые и светло-серые хлорито-кварцевые, хлорито-серицито-кварцевые сланцы с редкими прослоями серых и темно-серых графитистых кварцитов	150
3. Светло-серые серицито-кварцевые тонкорассланцованные сланцы с прослоями сахаровидных кварцитов с альбитом. Серицита и мусковита в сланцах до 30% (на западном крыле) (на восточном крыле)	70 120
4. Тонко переслаивающиеся серицито-хлорито-кварцевые сланцы, филиты, полевошпатово-кварцевые породы и кварциты. Характерно постоянное присутствие карбоната и углисто-глинистого вещества. Эти примеси влияют на изменение окраски пород от темно- до светло-серой, обычно с зелеными оттенками	200
Общая видимая мощность 600—650 м.	

Каялинская свита была установлена в 1933 г. работниками ВСЕГЕИ, производившими геологическую съемку на Южном Урале под руководством Н. К. Разумовского. Хорошие разрезы этой свиты описаны по р. Каяла. Позже В. С. Шарфман распространил это название и на сходные образования Кемпирсайского антиклинория. В. С. Шарфман и С. С. Горохов (1963, 1965) делят каялинскую свиту на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Между подсвитами существует постепенный переход.

Образования нижекаялинской подсвиты* широко распространены в центральной части Эбетинской антиклинали (за исключением самой южной осевой части, образования которой отнесены к вышеописанной дангазанской свите), а также в пределах Куагашской антиклинали, в полосе шириной 2—5 км, примыкающей с запада к Кемпирсайскому ультраосновному массиву. Для подсвиты характерно преобладание кристаллических сланцев осадочного происхождения.

В состав подсвиты входят преимущественно серицито-хлорито-кварцевые, серицито-кварцевые, графито-кварцевые, амфиболо-плагиоклазовые, серицито-хлоритовые и другие кристаллические сланцы, а также кварциты, кварцито-песчаники, иногда с аркозовым материалом.

Р. А. Сегедин (1961 г.) указывает на присутствие в нижекаялинской подсвите прослоев и пачек биотито-кварцевых сланцев, иногда с гранатом, серицито-биотито-кварцевых, альбито-биотито-кварцевых, глаукофано-мусковитовых, глаукофано-эпидото-альбито-кварцевых и других кристаллических сланцев. Процентные соотношения породообразующих минералов в них весьма не постоянны. Структура сланцев лепидогранобластовая, лепидобластовая, нематолепидогранобластовая, нематогранобластовая, иногда в породах наблюдаются реликты и структуры первичной осадочной породы — бластосаммитовой и бластоалевритовой. Второстепенную роль играют зеленые сланцы, образовавшиеся за счет основных эффузивов. В нижекаялинской подсвите

* По Р. В. Гетлингу и др. (1969 г.), нижекаялинская подсвита представляет собой метаморфизованные породы ордовика и силура и метасоматические кварциты.
Прим. ред.

выделяются две толщи. Типичный для нижней толщи разрез наблюдается по р. Койсарысай, правому притоку р. Эбеты. Здесь отмечаются следующие четыре пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Переслаивание светлых рассланцованных кварцитов, хлорито-кварцевых и хлорито-серицито-кварцевых сланцев. Каждый из прослоев имеет мощность от нескольких дециметров до 10 м. В верхней части пачки преобладают сланцы, среди которых встречаются прослои темных графитистых разностей и прослои сланцев с альбитом 300—400
2. Частое чередование зеленых, зеленовато-серых эпидото-хлорито-кварцевых и эпидото-серицито-кварцевых сланцев. Эпидот в нижней части пачки составляет до 30% от объема породы, в верхней части его значительно меньше 150
3. Однообразно переслаивающиеся серые и зеленовато-серые хлорито-серицито-кварцевые сланцы с прослоями (0,2—2 м) кварцитов с крупночешуйчатым биотитом 100
4. Светло-серые, серые, иногда черные (графитовые) серицито-кварцевые сланцы и кварциты с характерной щепковидной отдельностью 200—250

Для верхней толщи нижекаялинской подсветы, разрез которой наблюдается в 0,4 км от устья р. Койсарысай, характерны основные эффузивы, метаморфизованные до состояния эпидото-хлорито-кварцевых сланцев, замещающиеся вверх по разрезу кварцитами с прослоями хлорито-кварцевых сланцев, а выше — переслаиванием серицито-хлорито-кварцевых, эпидото-хлорито-кварцевых сланцев и тонко-слоистых (тонкоплитчатых) филлитов с биотитом мощностью 600—700 м.

Общая мощность нижекаялинской подсветы составляет 1350—1600 м.

Верхнекаялинская подсвета окаймляет в Эбетинской антиклинали с севера и с запада нижекаялинскую свиту полосой, ширина которой 6—8 км. Прослеживается она от среднего течения р. Эбеты на юг к р. Шошка. Подсвета широко распространена в районе д. Лушниковки, где в ней резко выражены направленный кливаж и сланцеватость, сильно маскирующие последовательность наложения.

В верхнекаялинской подсвете В. С. Шарфман и С. С. Горохов (1963, 1965) условно выделяют такие толщи (снизу вверх):

Мощность, м

1. Эпидото-хлорито-альбито-кварцевые сланцы, существенной частью которых являются хлорит и эпидот (40—50%). Иногда макроскопически отмечаются реликты порфировой структуры, миндалекаменной и шаровой текстуры. Судя по реликтовым минералам (кварц), реликтовым структурам и текстурам, можно предполагать, что первоначальной породой был кварцевый порфирит (дацитовый порфирит). Изредка среди них наблюдаются прослои сланцев, образовавшихся по альбитофирам и их туфам, а также прослои метаморфизованных агломератовых туфов с обломками альбита, кварца и эффузивов дацитового состава (с пилотакситовой основной массой), аркозовых песчаников и единичные прослои кристаллокластических туфов базальтового состава.
2. Светлые сильно метаморфизованные (рассланцованные) дацитовые порфириты, альбитофиры и их туфы с серицитизированным и эпидотизированным полевым шпатом. Существенно составной частью сланцев являются хлорит, серицит, кварц и эпидот. Из осадочных пород к востоку от д. Лушниковки встречаются прослои аркозовых песчаников 150—200
3. Слабо метаморфизованные андезито-базальтовые порфириты, диабазы и спилиты, метаморфизованные до эпидото-хлорито-кварцевых сланцев, иногда с альбитом и амфиболом. В верхней части отмечаются прослои песчаников. Кислые эффузивы и туфы редки 500—600

Разрез, подобный описанному, можно наблюдать также по р. Эбеты, в 6,5 км от пос. Богумбай.

По Х. С. Розман и др. (1952 г.), в верхней части разреза отмечали линзовидные прослои мраморовидных известняков и железистых кварцитов.

Для описываемой подсвиты характерно присутствие серии даек (чаще согласных, реже секущих) плагногранит-порфиров, гранодиоритов и габброидов (например, у развалин Бегеты), а также сильное рассланцование пород.

У д. Лушниковки среди метаморфизованных вулканогенных пород, превращенных в зеленые сланцы, отмечаются прослои (мощностью до 2 м) песчаников и конгломератов, среди обломков которых



Рис. 10. Параллелепипедальная отдельность в метаморфизованных эффузивах каялинской свиты в северной части Кемпирсайского антиклинория у устья р. Койсарьсай. Фото Р. А. Сегедина

присутствуют эффузивные и интрузивные изверженные породы. Метаморфические породы окварцованы, пронизаны многочисленными жилками и линзочками кварца.

Местами, например у впадения р. Койсарьсай в р. Эбеты, в метаморфизованных миндалекаменных эффузивах каялинской свиты отчетливо выражена параллелепипедальная отдельность (рис. 10). Мощность верхнекаялинской подсвиты составляет 800—1000 м. Общая мощность каялинской свиты оценивается в 2150—2600 м.

Аксуйская свита распространена в южной части Орь-Илекского междуречья, в верховьях р. Аксу (левого притока р. Орь) и по ее притокам: Коксу и Куласу. Докембрийские образования слагают здесь ядро Аксуйского антиклинория и почти целиком перекрыты платформенным чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Метаморфические породы аксуйской свиты, хорошо обнаженные в береговых обрывах рек Аксу и Коксу, представлены преимущественно биотитовыми гнейсами и амфиболитами, а также кварцитами. Эти породы либо образуют однородные пачки мощностью во много десятков метров либо переслаиваются между собой пачками и пластами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Биотитовые гнейсы аксуйской свиты представляют собой серые и буровато-серые мелкозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, кварца и биотита, часто мусковитизированного, в не-

которых разностях также амфибола. Акцессориями являются гранат и магнетит.

Амфиболиты имеют зеленовато-серую и темно-серую с зеленоватым оттенком окраску и сланцеватую или полосчатую текстуру. Это мелкозернистые породы, состоящие из амфибола, обычно хлоритизированного, и плагиоклаза. Акцессории представлены цирконом и сфеном, переходящим в лейкоксен.

Кварциты — мелкозернистые породы со сланцеватой или полосчатой текстурой. В них иногда бывает примесь полевого шпата, часто присутствуют мусковит, биотит и нередко графит, с увеличением количества которого окраска меняется до темно-серой и черной.

Вся толща пород интенсивно дислоцирована: пласты, смятые в сложные складки, нередко поставлены на голову. Чрезвычайно характерным для метаморфических пород Аксуйского антиклинория являются многочисленные разрывные нарушения и широкое распространение мономиктовых или реже олигомиктовых брекчий, образующих то узкие зоны, секущие слоистость пород, то мощные зоны, ширина которых измеряется десятками и сотнями метров, а протяженность несколькими километрами. Проследивая горизонт брекчий гнейсов или кварцитов, часто можно видеть, как брекчиевая структура постепенно исчезает и породы переходят в небрекчированные разности с ясной сланцеватой текстурой.

Очевидно, происхождение мономиктовых брекчий тектоническое (Горохов, Сегедин, Фонарев, 1966). Процесс брекчирования происходил в пределах слоя без заметного перемещения пород. Цемент брекчий обычно того же состава, что и остроугольных, более крупных обломков. Возможно, что часть брекчий, особенно олигомиктового состава, имеет иное, осадочное происхождение. Общая мощность аксуйской свиты более 1000 м.

Севернее описанных выходов аксуйской свиты, в верховьях р. Улетты, имеются небольшие разрозненные выходы метаморфических пород несколько иного состава. Здесь обнажены графитистые кварциты с гранатом, переходящие в кварцево-мусковитовые сланцы и мусковитовые гнейсы.

Метаморфические породы Аксуйского антиклинория очень своеобразны и не имеют аналогов в пределах Кемпирсайского антиклинория.

Плагиоклазовые мелкозернистые гнейсы по своему петрографическому составу, текстуре и структуре сходны с мелкозернистыми гнейсами в верховьях р. Есекжал в Мугоджарском мегантиклинории. Там они переслаиваются с амфиболитами и темными графитистыми и марганцовистыми кварцитами. Отсутствуют на Есекжале только мономиктовые брекчии (Горохов, Сегедин, Фонарев, 1966).

Для обоснования возраста метаморфических пород Орь-Илекской возвышенности приходится привлекать как прямые данные (определения абсолютного возраста), так и косвенные: различия в метаморфизме этих пород и покрывающих их толщ палеозоя, сопоставления с аналогичными породами соседних районов, где возраст определен более достоверно.

Более надежным доказательством докембрийского возраста описываемых пород было бы нахождение фаунистически охарактеризованного кембрия в их кровле. Предположительно кембрийские отложения картировались на Орь-Илекской возвышенности и Х. С. Розман и Н. И. Леоненко (1952 г.). Однако позже часть из этих отложений В. С. Шарфманом была переведена в протерозой (каялинская свита), а другая часть оказалась ордовиком. Фаунистически охарак-

теризованный нижний кембрий известен только на Южном Урале (тереклинская свита), где он представлен археоциатовыми известняками. Относительно положения этих известняков пока нет вполне установленного представления. Сначала их считали «экзотическими» глыбами (Н. К. Разумовский, 1941 г.), хотя Н. Г. Кассин (1938) говорил об их коренном залегании. Потом к кембрию были частично отнесены и окружающие вулканогенные породы, а в последнее время Л. Д. Чегодаев, Б. Ф. Хромых, Б. И. Хворов и др. к кембрию отнесли кварцево-полевошпатовые песчаники, кремнистые сланцы и туфопесчаники, встречающиеся вместе с археоциатовыми известняками.

В 1949—1951 гг. А. В. Ключихиным и А. В. Буряченко в бассейне р. Кураган в Сакмарской зоне Южного Урала обнаружили выходы кристаллических сланцев среди слабо метаморфизованных отложений нижнего палеозоя. Позже исследованиями А. В. Хабакова, Б. М. Келлера, А. Д. Петровского и С. С. Горохова было установлено, что эти метаморфические породы залегают стратиграфически ниже палеонтологически доказанных отложений нижнего кембрия (археоциатовых известняков тереклинской свиты) и вполне сопоставляются с метаморфическими породами верхнего протерозоя хребта Уралтау (Петровский и Горохов, 1962).

Метаморфические породы Кемпирсайского антиклинория В. С. Шарфман и С. С. Горохов также сопоставляют с метаморфическим комплексом верхнего протерозоя Уралтауского мегантиклинория, причем каялинская свита по литологическому составу и стратиграфическому положению сопоставляется с суванянской серией (нижнекаялинская подсвита — с акбиикской свитой, а верхнекаялинская — с белекейской свитой) района р. Большая Каяла, а более древняя дангазанская свита параллелизуется с частью максютовской серии (Шарфман и Горохов, 1963, 1965; Горохов, 1964).

Основанием для отнесения каялинской свиты к протерозою служат следующие соображения: 1) каялинская свита резко несогласно и трансгрессивно перекрывается низами тремадокского яруса ордовикской системы; 2) после образования пород каялинской свиты существовал длительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся до начала тремадокского века, о чем свидетельствует большая разница в метаморфизме подстилающих и покрывающих отложений. В то время как отложения тремадока почти не метаморфизованы, отложения каялинской свиты превращены в кристаллические сланцы; 3) метаморфические сланцы, сходные со сланцами каялинской свиты, на Южном Урале подстилают известняки тереклинской свиты нижнего кембрия.

О докембрийском возрасте свиты говорят и данные определения абсолютного возраста. Как указывают В. С. Шарфман и С. С. Горохов (1965), образцы мусковито-кварцевых сланцев, отобранные в 2,5 км выше устья р. Койсарысай из нижнекаялинской подсвиты, определяют абсолютный возраст в 710 млн. лет, а образцы хлоритосерицитовых сланцев верхнекаялинской подсвиты, отобранные по р. Шошка, близ д. Лушниковки, — 750 млн. лет. Абсолютный возраст плагиогранитов, прорывающих верхнекаялинскую подсвиту в районе между пос. Эбеты и устьем Койсарысай, определяется в 650 млн. лет, а бегетинских гранитов, прорывающих верхнекаялинскую подсвиту, — в 500 млн. лет.

Геологические условия залегания каялинской свиты и данные абсолютного возраста дают основание авторам сопоставлять каялинскую свиту с каратауской серией верхнего рифея, а дангазанскую

свиту — с юрматинской серией среднего рифея Башкирского мегантиклинория.

В южной части Орь-Илекской возвышенности в разрезах по рекам Аксу и Коксу метаморфические породы аксуйской свиты на западе по тектоническому контакту соприкасаются с отложениями нижнего тремадока, представленными песчаниками и глинистыми алевролитами, совершенно не метаморфизованными, настолько, что первоначально, до находок фауны, они картировались как верхнедевонские или каменноугольные отложения. Таким образом, здесь выделение докембрия основывается на большом различии в степени метаморфизма этих двух толщ, относящихся к разным структурным этажам.

МУГОДЖАРЫ

Докембрийские и нижнепалеозойские образования Мугоджарского мегантиклинория расчленяются на три серии (снизу вверх): южномугоджарскую, талдыкскую и узынкайрактинскую (рис. 11). Серии отличаются своим структурным положением, литологическим составом, а также степенью метаморфизма и минералого-геохимическими особенностями слагающих их пород.

Верхний протерозой

Южномугоджарская серия. Ранее серия описана как каиндинская (Водорезов и др., 1965; Фонарев и др., 1966; Абдулин 1968), однако существование каиндинской свиты в Казахстане заставляет дать ей другое название.

Глубокометаморфизованные образования южномугоджарской серии в Мугоджарах широко распространены. На юге Мугоджарского мегантиклинория в районе р. Шетиргиз эти образования перекрываются отложениями мезо-кайнозоя. Отсюда они прослеживаются на север вплоть до государственной границы Казахстана и далее за ее пределы.

Южномугоджарская серия представлена амфиболитами, плагиогнейсами, аплитовидными гнейсами и кварцитами. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и во многих случаях интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Перечисленные литологические разности часто слагают мощные практически однообразные пачки или тонко переслаиваются между собой. Одни литологически характерные разности пород слагают только определенные части разреза (аплитовидные гнейсы, графитистые кварциты, светлые кварциты), другие же встречаются в том или ином объеме во всей серии (например, амфиболиты). В зависимости от литологического состава, структурного положения и минералого-геохимических особенностей в составе серии выделяются шесть толщ (снизу вверх): шагырская, шаникенская, ортакарасайская, тулепсайская, чилисайская и улыталдыкская.

Шагырская толща распространена в водораздельной области рек Каинды и Карасай и обнажается в верховье балки Шагыр. Она слагает ядро Карасайской антиклинали Талдыкского антиклинория и является основанием стратиграфического разреза докембрия Мугоджарского мегантиклинория. Толща сложена светло-серыми, желтоватыми и розоватыми аплитовидными гнейсами с редкими мало-мощными прослоями амфиболитов, биотитовых плагиогнейсов и полосчатых полевошпатовых кварцитов. Для аплитовидных гнейсов и кварцитов характерна иногда обильная вкрапленность магнетита. Видимая мощность толщи не менее 600 м.

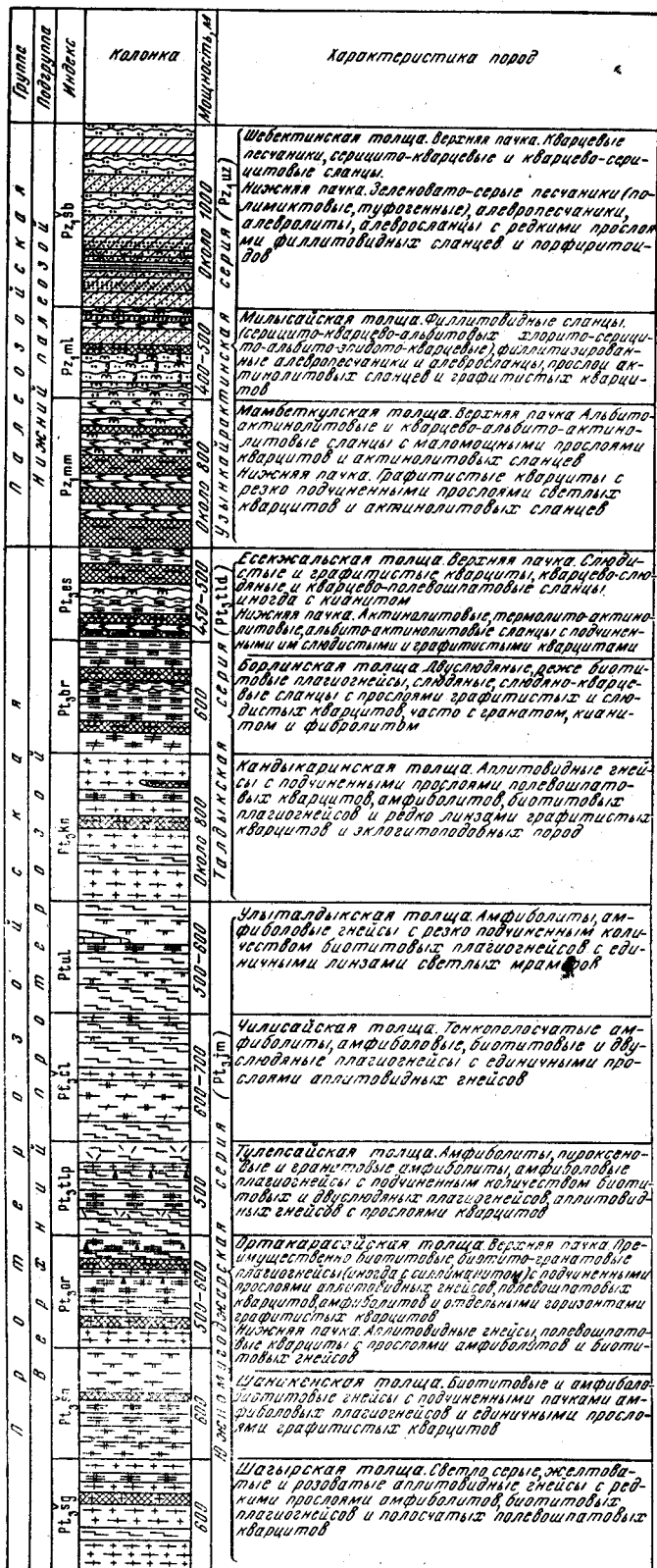


Рис. 11. Стратиграфическая колонка докембрийских и нижнепалеозойских образований Мугоджар

Шаникенская толща распространена в междуречье Каинды и Карасая и хорошо обнажена в долине р. Карасай. В урочище Шанике устанавливается, что эта толща согласно залегает на шагырской и согласно перекрывается ортакарасайской толщей. Толща состоит в основном из биотитовых, амфиболо-биотитовых гнейсов с подчиненными пачками амфиболовых плагиогнейсов и единичными прослоями графитистых кварцитов. Для нее характерно широкое проявление процессов мигматизации и метасоматоза. Мощность толщи около 600 м.

Ортакарасайская толща. Породы этой толщи распространены на водоразделе рек Каинды и Карасай, а также обнажаются в береговых обрывах рек Карасай, Каинды, Жинишке и Ортакарасай. Эта толща слагает крылья Карасайской антиклинали. Представлена она полевошпатовыми кварцитами, мелкозернистыми магнетитовыми аплитовидными гнейсами, биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами, реже амфиболитами, графитистыми и слюдистыми кварцитами. Графитистые кварциты образуют горизонты мощностью до 10—15 м, хорошо прослеживающиеся по простиранию. Часто отмечаются постепенные переходы полевошпатовых кварцитов в аплитовидные гнейсы. В составе толщи выделяются две пачки (снизу вверх):

1. Аплитовидные гнейсы, полевошпатовые кварциты с прослоями амфиболитов и биотитовых гнейсов.
2. Преимущественно биотитовые, биотито-гранатовые плагиогнейсы (иногда с силлиманитом) с подчиненными прослоями аплитовидных гнейсов, полевошпатовых кварцитов, амфиболитов и отдельными горизонтами графитистых кварцитов.

Общая мощность толщи 500—600 м.

Тулесайская толща наиболее полно обнажается в нижнем течении р. Тулесай и в среднем течении р. Жинишке. По р. Жинишке отмечается согласное налегание ее на ортакарасайскую толщу. В разрезе толщи преимущественно развиты амфиболиты, пироксеновые и гранатовые амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы. Подчиненную роль играют биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы, аплитовидные гнейсы. Встречаются редкие преслои кварцитов, иногда графитистых. Породы тулесайской толщи встречаются в крупных ксенолитах среди гранитов мыльсайского комплекса. Мощность толщи 500 м.

Чилисайская толща распространена в междуречье Улыталдыка и Тулесая и по р. Улыталдык вблизи устья р. Чилисай. Она согласно залегает на тулесайской и согласно перекрывается улыталдыкской толщей, что отчетливо устанавливается в разрезе в верхнем течении р. Улыталдык. Толща сложена переслаивающимися тонкополосчатыми амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми и мусковито-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями аплитовидных гнейсов.

Мощности отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 20—30 м. В нижних частях разреза отмечаются редкие, невыдержанные по простиранию, горизонты мусковитовых кварцитов и маломощные прослои светлых полевошпатовых кварцитов с обильной вкрапленностью граната. Вверх по разрезу толщи наблюдается общее увеличение количества амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

В обнажениях по долине р. Тулесай устанавливается переслаивание магнетитовых аплитовидных и биотитовых гнейсов с амфиболитами, имеющими несколько подчиненное значение. Однако мнение об отнесении этих пород к чилисайской толще, так же как и распространенных в нижнем течении р. Чилисай, где наиболее ярко проявлены процессы гранитизации, разделяется не всеми геологами. Мощность толщи около 600—700 м.

Улыталдыкская толща завершает разрез южномугджарской серии. Она протягивается полосой северо-восточного простира-

ния на западном крыле Талдыкского антиклинория в верховьях р. Улыталдык и ограниченно распространена в пределах Мугоджарского мегантиклинория. Сложена толща крупнозернистыми массивными амфиболитами и амфиболовыми плагиогнейсами с резко подчиненным количеством биотитовых плагиогнейсов и единичными линзами светлых мраморов. В нижних частях разреза отмечаются тонкополосчатые амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Мощность толщи 500—600 м.

Талдыкская серия. Метаморфические образования талдыкской серии широко распространены в западной части Мугоджарского мегантиклинория. От образований южномугоджарской серии она отделяется крупным разломом. Общее структурное положение описываемого комплекса на западном крыле Талдыкского антиклинория позволяет предполагать ее более молодой возраст по сравнению с южномугоджарской серией, слагающей его ядро. Кроме того, талдыкская серия характеризуется своеобразным литологическим составом и ее породы метаморфизованы в несколько иных условиях, чем породы южномугоджарской серии.

Талдыкская серия представлена аплитовидными гнейсами, кварцитами, часто графитистыми и слюдистыми, биотито-мусковитовыми сланцами, плагиогнейсами и амфиболитами. В составе серии выделяются три толщи (снизу вверх): кандыкаринская, борлинская и есекжалская.

Кандыкаринская толща распространена в верховьях р. Улыталдык и по ее притокам (Кандыкара, Карагандысай), по р. Балаталдык, а также севернее, в бассейне рек Есекжал и Актасты и по правобережью среднего течения р. Орь.

Толща является нижней толщей талдыкской серии, и этим в значительной степени определяются ее состав и маркирующее значение в разрезе докембрия Мугоджар. Она согласно залегает на улыталдыкской толще и представлена однообразными аплитовидными гнейсами с подчиненными пачками и линзами графитистых кварцитов, полевошпатовых кварцитов, амфиболитов, биотитовых гнейсов и редко эклогитоподобных пород. В верхних частях разреза толщи отмечаются отдельные горизонты кристаллических сланцев с кианитом и гранатом. По простиранию толщи к северу, в бассейнах рек Актасты, Есекжал и в верховьях Балаталдыка, наблюдается увеличение количества биотитовых гнейсов, амфиболитов и графитистых кварцитов. По мнению В. И. Фонарева и Р. В. Гетлинга, отличительной особенностью кандыкаринской толщи является полное отсутствие в ней графитистых кварцитов.

Процессы гранитизации и метасоматоза в большинстве случаев весьма существенно преобразовали первичные терригенные образования кандыкаринской толщи и превратили их в породы, напоминающие изверженные породы — аплиты. Признаками, указывающими на их осадочно-метаморфическое происхождение, являются прослой и линзы кварцитов, часто с постепенными переходами к аплитовидным породам как по простиранию, так и вкрест его, тонкая правильная выдержанная на большом протяжении полосчатость (реликты первоначальной слоистости), повышенное содержание магнетита по сравнению с нормальными гранит-аплитами, химический состав и, наконец, присутствие зерен окатанного циркона (Фонарев и др., 1966). Мощность толщи около 800 м.

Борлинская толща распространена в бассейнах рек Борлы и Кандыкара, оврага Карагандысай, откуда протягивается на север, в бассейн рек Балаталдык и Есекжал. Меньшую площадь она зани-

мает на правобережье среднего течения р. Орь. В бассейне р. Кандыкара борлинская толща слагает Нижне-Борлинскую синклиналь и согласно залегает на кандыкаринской толще. Повсеместно она представлена двуслюдяными, реже биотитовыми плагиогнейсами и слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями графитистых и мусковитовых кварцитов часто с гранатом и кианитом. Иногда наблюдается их тонкое чередование. Характерно для толщи присутствие граната, кианита, фибролита и реже ставролита. Мощность толщи 600 м.

Есекжалская толща распространена в верховьях рек Борлы, Есекжал и Актасты. У пос. Борлы можно видеть согласное налегание пород этой толщи на биотито-мусковитовые сланцы борлинской свиты. Есекжалская толща сложена преимущественно черными, пятнистыми и полосчатыми кварцитами, представляющими собой тонкозернистые массивные и иногда рассланцованные породы. Подчиненное значение имеют актинолитовые амфиболиты, зеленые сланцы (альбито-актинолитовые) и кварцево-серицитовые сланцы. В наиболее полном разрезе есекжалской толщи в верховьях р. Есекжал, выделяются две пачки пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Актинолитовые, тремолито-актинолитовые, альбито-актинолитовые сланцы с подчиненными им слюдястыми и графитистыми кварцитами	100
2. Слюдистые и графитистые кварциты, кварцево-слюдяные сланцы, иногда с дистеном	350—400
Общая мощность толщи около 450—500 м.	

Нижний палеозой

Узынкайрактинская серия распространена в пределах Мугоджарского мегантиклинория в узких, вытянутых через весь регион с севера на юг, грабен-синклиналях. Установить ее взаимоотношения с нижележащей талдыкской серией трудно. Породы узынкайрактинской серии отличаются от нижележащих образований значительно меньшей степенью метаморфизма (условия фации зеленых сланцев).

Узынкайрактинская серия расчленяется на три толщи: мамбеткулскую, милысайскую и шебектинскую.*

Мамбеткулская толща** залегает в основании узынкайрактинской серии в восточном крыле Мугоджарского мегантиклинория. Она широко распространена в междуречье Шебектысай — Балаталдык, откуда протягивается на северо-восток, где прерывается Кайрактинским массивом. Далее толща обнажается в береговых обрывах р. Узынкайракты.

Для нее характерно значительное развитие черных, часто сливных графитистых кварцитов; последние заметно отличаются от кварцитов нижележащих толщ меньшей степенью метаморфизма. Кроме того, в ее составе присутствуют актинолитовые амфиболиты, зеленые сланцы (альбито-актинолитовые, кварцево-альбито-актинолитовые) и редко тальковые сланцы.

В коренных выходах по правому берегу р. Балаталдык мамбеткулская толща состоит из двух пачек (снизу вверх):

* На прилагаемой геологической карте Западного Казахстана индексом Pz₁? обозначены лишь площади распространения шебектинской толщи, а также тойманской свиты предположительно ордовикского возраста (см. стр. 79). Две нижние толщи этой серии объединены с другими толщами протерозоя. *Прим. ред.*

** Толща соответствует карамолинской свите (Р. А. Сегедин, 1961). Изменено лишь ее название, как сходное с карамалинской свитой хребта Уралтау.

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Графитистые кварциты с резко подчиненными прослоями светлых кварцитов, актинолитовых сланцев | 500 |
| 2. Альбито-актинолитовые и кварцево-альбито-актинолитовые сланцы с маломощными прослоями кварцитов и актинолитовых сланцев | 300 |

Общая мощность толщи около 800 м.

Ми́лысайская толща наиболее хорошо обнажена в разрезе по р. Ми́лысай (левому притоку р. Улыталдык). Здесь развита довольно однообразная пачка филлитовидных сланцев (серицито-кварцево-альбитовых, хлорито-серицито-альбито-эпидото-кварцевых), филлитизированных алевропесчаников и алевросланцев.

В нижних частях разреза преобладающее значение имеют алевросланцы и рассланцованные алевропесчаники, в верхних появляются прослои актинолитов и амфиболитов и сливных графитистых кварцитов. Мощность ми́лысайской толщи 400—500 м.

Шебектинская толща весьма широко распространена в пределах Мугоджарского мегантиклинория. Она протягивается от низовьев р. Улыталдык далеко на север к верховьям р. Жуса. Далее, уже за пределами Казахстана, аналоги этой толщи встречаются в бассейне р. Кумак.

Наиболее полные разрезы толщи можно наблюдать по рекам Шебектысай, Балаталдык, Узынкайракты, Карабутак и Жуса. В состав толщи входят метаморфизованные песчаники (полимиктовые, туфогенные, реже кварцевые), алевропесчаники, алевролиты, алевросланцы, филлитовидные серицито-кварцевые и кварцево-серицитовые сланцы; изредка встречаются метаморфизованные (до порфиристой) эффузивы основного состава.

В составе толщи можно выделить две пачки (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-----------|
| 1. Полимиктовые песчаники, алевропесчаники и алевросланцы с хлоритовым цементом, содержащие прослои филлитовидных сланцев | свыше 400 |
| 2. Переслаивание кварцевых песчаников с серицитовым цементом, серицито-кварцевых и кварцево-серицитовых сланцев | около 600 |

Общая мощность толщи около 1000 м.

Нижняя пачка имеет наибольшее распространение в южной части Мугоджарского мегантиклинория (реки Шебектысай, Балаталдык, Узынкайракты, Карабутак), верхняя характерна для его северной части (реки Уймола, Баксайс и Жуса).

Помимо описанных толщ в пределах Улыталдыкского антиклинория выделяется комплекс пород, описанный В. И. Фонаревым и др. (1966) под названием борсыксайской свиты. Этот комплекс протягивается широкой полосой от низовьев р. Балаталдык на север в среднее течение р. Карабутак и далее в бассейн р. Жуса, уходя за пределы Казахстана. Комплекс повсеместно представлен однообразными темно-серыми биотитовыми плагиогнейсами с подчиненными прослоями биотито-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов с единичными горизонтами кварцитов. На отдельных участках породы интенсивно мигматизированы. К югу (реки Шебектысай, Улыталдык) описанные породы сменяются порфиробластовыми кристаллическими сланцами различного состава.

По вопросу о борсыксайской свите, которая в стратиграфической схеме сотрудников МГУ завершала разрез каиндинской серии, в настоящее время существуют две точки зрения. А. А. Абдулин, М. А. Касымов, А. И. Русин и др. считают, что породы вышеописанного комплекса являются метаморфизованными образованиями шебектинской

толщи, между которыми наблюдаются постепенные переходы через слюдяные сланцы, обнажающиеся по рекам Шебектысай и Улыталдык. Г. И. Водорезов, А. В. Миловский, В. И. Фонарев, Р. В. Гетлинг и др. считают, что борсыксайская свита и шебектинская толща существуют как самостоятельные стратиграфические подразделения, причем борсыксайская свита, по-видимому, относится к южномугоджарской серии, но положение ее в разрезе в настоящее время недостаточно ясно.

В строении докембрийских и нижнепалеозойских образований Мугуджарского мегантиклинория отмечаются три крупных цикла, отвечающие трем выделенным комплексам (сериям). Основания нижней и среднего циклов сложены мощными пачками аплитовидных гнейсов и полевошпатовых кварцитов. В верхних частях южномугоджарской серии преобладают амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Разрез талдыкской серии завершается актинолитовыми амфиболитами и кварцитами. В основании верхней серии преобладают графитистые кварциты и актинолитовые амфиболиты. Завершается разрез мощной терригенной толщей. Цикличность меньшего масштаба характерна и для внутреннего строения мощной толщи пород южномугоджарской и талдыкской серий.

Такое строение разреза докембрия Мугуджар отражает периодическое изменение тектонических условий в ходе геологического развития района. Оно может свидетельствовать о значительных поднятиях, предшествовавших накоплению осадков средней и верхней серий.

Помимо соображений чисто геологического характера, в том числе степени метаморфизма пород, взаимоотношений между литологическими комплексами и разными по возрасту интрузивными породами, для доказательства возраста описываемых древних толщ Мугуджар использованы данные определений абсолютного возраста. Впервые определения абсолютного возраста (калий-аргоновым методом по полювому шпату и слюде) из различных метаморфических пород докембрия Мугуджар были произведены в Башкирском филиале АН СССР под руководством М. А. Гаррис (1960, 1961, 1963). При этом для некоторых метаморфических пород (гнейсов и гранито-гнейсов) определен возраст в 380—390 млн. лет. Абсолютный возраст прорывающих метаморфические породы докембрия гранитов (Кайрактинского, Борлинского, Тикбутацкого, Ащисайского и других массивов) определяется в 272—282 млн. лет. В дальнейшем определения абсолютного возраста производились в лабораториях Московского университета и геохимических лабораториях АН СССР свинцовым и калий-аргоновым методами (Ступникова и др., 1964; Миловский и Кнорре, 1965). Большинство значений абсолютного возраста, полученных для метаморфических пород, гранитов и пегматитов калий-аргоновым методом, отвечают палеозойскому возрасту (Миловский и Кнорре, 1965).

Однако ряд проб метаморфических пород и прорывающих их гранитов показывает значения возраста, отвечающие позднему докембрию. Некоторые из ранее опубликованных данных и ряд новых данных приведены в табл. 3.

Обычно многократно фиксируемые значения абсолютного возраста метаморфических пород, отвечающие палеозойскому времени, можно объяснить, если учесть, что эти породы претерпели влияние процессов тектогенеза и связанных с ними магматизма и метаморфизма. В результате воздействия этих процессов исследование всех докембрийских метаморфических пород Мугуджар показывало заниженные значения абсолютного возраста, что вызвано частичной потерей аргона слагающими их минералами. Предпринятые попытки опре-

Т а б л и ц а 3

Результаты определения абсолютного возраста пород Мугоджарского мегантиклинория

Номер пробы	Название породы	Место взятия	Толща	Анализируемый материал	Возраст, млн. лет
69/11	Филлитовидный сланец	р. Балаталдык	Шебектинская	Порода	415
1637	То же	р. Баксайс	То же	То же	430
2531	" "	р. Киякты	"	"	555
1705/3	" "	р. Шебектысай	"	"	590
508	Мусковитовый сланец	р. Борлы	Борлинская	Мусковит	560
5426	Амфиболит	р. Улыталдык	Чилисайская	Порода	750
6166	Двуслюдяной плагиогнейс	"	То же	Мусковит	530
1011	Плагиогранит	р. Балаталдык	"	Порода	555
1001	То же	р. Тетгесай	"	То же	720
1410	"	р. Балаталдык	"	Порода	1020
01	Пегматит	р. Улыталдык	"	Мусковит	515
688/4	Пегматит	р. Кандыкара	"	То же	450
708,е	Амфиболит	р. Балаталдык	Борсыксайская свита	Амфибол	570

деления абсолютного возраста метаморфических пород Мугоджар свинцовым методом по циркону не дали положительных результатов вследствие значительного преобладания в нем (до 95%) обычного (нерадиогенного) свинца Pb^{204} .

Кроме указанных методов, были проведены определения абсолютного возраста метаморфических пород и гранитоидов методом сравнительной дисперсии двупреломления (Кузнецов и др., 1965).

Возраст окатанных зерен циркона из биотитовых плагиогнейсов южноугоджарской серии был определен в 1700—1800 млн. лет, и возраст биотита из этих же образований — в 1100—1200 млн. лет. Биотитовые и лейкократовые граниты и плагиограниты, прорывающие талдыкскую серию, показали возраст 1100—1200 млн. лет. Возраст этих же гранитоидов по данным калий-аргонового метода, как видно из табл. 3, находится в пределах 555—1020 млн. лет. Эти значения по сравнению с определениями дисперсионным методом, видимо, несколько занижены в связи с наложением более поздних процессов тектогенеза и магматизма.

Исходя из определений абсолютного возраста циркона аллотигенного происхождения (1700—1800 млн. лет) из биотитовых плагиогнейсов нижней серии и максимального значения возраста (590 млн. лет), полученного для отложений узынкайрактинской серии, а также геолого-структурного положения, можно заключить, что время формирования южноугоджарской и талдыкской серий соответствует верхнему протерозою (рифею). Время формирования узынкайрактинской серии относится к нижнему палеозою, что подтверждается следующими данными: 1) более высоким стратиграфическим положением в разрезе метаморфических образований; 2) структурным положением толщ узынкайрактинской серии; 3) резко различной степенью метаморфизма пород верхней (фашия зеленых сланцев) и нижней (амфиболитовая фашия) серий; 4) определениями абсолютного возраста; 5) пространственной связью с фаунистически охарактеризованными отложениями силура; 6) минералого-геохимическими особенностями.

Однако некоторые исследователи (Миловский и др., 1966) считают возможным нижние толщи узынкайрактинской серии относить к верхнему рифею или к венду.

Метаморфические образования Мугоджар по литологическому составу, степени метаморфизма и геолого-структурным особенностям сопоставляются с древнейшими толщами Урало-Тобольского мегантиклинория. Южноугоджарская серия, по-видимому, соответствует каменнодольской свите, а талдыкская в объеме кандыкаринской и борлинской толщ — кусоканской свите. Верхняя часть разреза талдыкской серии (есекжалская толща) сопоставляется с чулаксайской свитой. Что касается узынкайрактинской серии, то в настоящее время возможно сопоставить ее верхнюю часть (шебектинская толща) с рымникской свитой*.

Естественно, что не все вопросы стратиграфии и возраста метаморфических толщ такого сложного в геологическом отношении региона, как Мугоджары, решены в настоящее время достаточно полно и убедительно. Требуется дальнейшее изучение разрезов выделенных серий и толщ, установление первичного состава и происхождения аплитовидных пород и уточнение возраста метаморфических серий.

КЕМБРИЙСКАЯ (?) СИСТЕМА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Достоверно кембрийские отложения на территории Западного Казахстана неизвестны. Условно к кембрию отнесена часть пород так называемой акайской свиты**, выделенной Н. И. Леоненко (1955) на западном крыле Кемпирсайского антиклинория.

Эти отложения называются акайской толщей, имеют очень ограниченное распространение. Они прослеживаются изогнутой субмеридиональной полосой, пересекающей верховье р. Акай (правый приток р. Жаксыкаргала) и имеющей протяженность до 20 км и ширину до 1,8 км.

Связь акайской толщи с метаморфическими породами протерозоя, с одной стороны, и с неметаморфизованными эффузивными и нормально-осадочными породами ордовика, с другой, не выяснена: контакты их везде тектонические. Предполагается в обоих случаях, как в основании, так и в кровле свиты, угловое несогласие.

Акайская толща сложена темно-зелеными и серо-зелеными сильно рассланцованными и измененными эффузивами основного состава: диабазами, диабазовыми порфиритами и спилитами. Метадиабазы обладают бластоофитовой структурой и сланцеватой текстурой. Первоначальный темноцветный минерал — моноклинный пироксен — нацело замещен зеленой роговой обманкой, иногда имеющей волокнистое строение. Часто темноцветный минерал замещен хлоритом и эпидотом. Плаггиоклаз образует лейстовидные вытянутые зерна, частично замещен эпидотом. Довольно часто встречаются мелкие зерна лейкоксена, по-видимому замещающего ильменит.

Диабазовые порфириты отличаются от описанных пород наличием порфирировых выделений плаггиоклаза.

Н. И. Леоненко (1955) отмечает значительную роль в составе толщи метаморфизованных спилитов. В западной, верхней по разрезу

* В. И. Фонарев и др. (1966) сопоставляют нижнюю часть этой серии, включая мамбеткулскую (карамолинскую) и милысайскую толщи, с чулаксайской свитой.

** Другая часть акайской свиты Н. И. Леоненко представлена менее измененными породами и отнесена к куагашской свите ордовика. — *Прим. ред.*

части толщи встречаются маломощные прослои и пачки лилово-бурых и зеленовато-серых рассланцованных туфов кислого состава, а также лилово-красных филлитовидных глинистых сланцев. Толща метаморфизованных эффузивов, особенно в восточной части описываемой полосы, содержит многочисленные дайки мелкозернистого амфиболитизированного габбро, секущие ее согласно простиранию пород толщи. Мощность толщи оценивается в 400—500 м.

Условность отнесения описанных пород к кембрийской системе говорит о недостаточной изученности этой части разреза. На Южном Урале, на правом берегу р. Сакмары, А. Д. Петровским и С. С. Гороховым (1962) описаны эффузивные и пирокластические породы, содержащие прослои песчаников и кремнистых пород, среди которых встречены линзы известняков с остатками, археоциат и водорослей раннекембрийского возраста*. Органических остатков в породах акайской толщи не обнаружено, а правомерность сопоставления акайской вулканогенной толщи с упомянутыми породами Южного Урала пока не доказана. Это задача будущих исследований.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения ордовикской системы на территории Западного Казахстана известны лишь в пределах Южной оконечности Урала, главным образом на Орь-Илекской возвышенности (рис. 12). Впервые ордовикские отложения в этом районе были выделены А. В. Хабаковым (1935), а затем Г. И. Водорезовым (1937).

В 1939—1940 гг. группой геологов под руководством Н. П. Хераскова намечена первая схема стратиграфии ордовика этого района. В последующие годы изучением ордовикских отложений Орь-Илекской возвышенности занимались Г. И. Водорезов (1942—1948 гг.), Н. И. Леоненко, Х. С. Розман и Р. А. Сегедин (1944—1950 гг.), Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953), Б. М. Келлер и Х. С. Розман (1961), В. С. Шарфман (1959 г.), Р. А. Сегедин (1962), А. А. Гаврилов (1965) и др.

Г. И. Водорезов (1960) указывает на наличие фаунистически доказанных отложений нижнего тремадока в южной части возвышенности, в верховьях рек Аксу и Коксу. Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953) описали разрезы ордовика и более древних отложений северной части Орь-Илекской возвышенности. Н. И. Леоненко (1955) описывает отложения кидрясовской свиты нижнего тремадока и вновь выделенной куагашской свиты тремадокско-ландейловского возраста.

Б. М. Келлер и Х. С. Розман в 1954 г. детально изучили разрезы ордовикских отложений по рекам Алимбет, Куагаш и некоторых районов Южного Урала (Келлер и Розман, 1961). Собранные ими остатки фауны трилобитов и граптолитов вместе с коллекциями, которые собрали ранее Н. И. Леоненко, Х. С. Розман и Р. А. Сегедин, монографически обработаны Е. А. Балашовой (1961) и А. М. Обутом (1961).

А. А. Гаврилов (1965) проводил литологические исследования вулканогенно-осадочных толщ ордовика Южного Урала и Орь-Илекской возвышенности.

В северо-восточной части Мугуджар ордовик выделяется условно на небольшой площади, относящейся к Зауральскому поднятию.

* Это представление некоторыми геологами не разделяется: археоциатовые известняки рассматриваются как глыбы среди более молодых пород.— *Прим. ред.*

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Распространение палеонтологически доказанных отложений ордовикской системы ограничено Орь-Илекской возвышенностью, где ордовикские породы выходят на разобщенных участках как в Косистек-

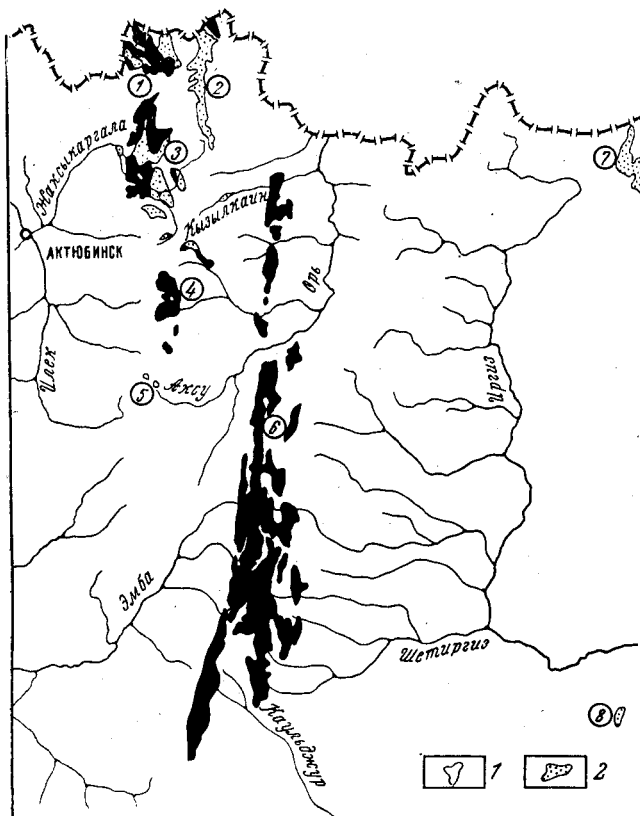


Рис. 12. Схема распространения выходов пород ордовикской и силурийской систем на южной оконечности Урала

1 — площади выходов ордовика; 2 — площади выходов силура.
 Районы: 1 — Коктогайский, 2 — Эбетинский, 3 — Косистекский,
 4 — Бакайский, 5 — верховье р. Аксу, 6 — Западные Мугуджары, 7 — Заиргизье, 8 — Жаманшин

ско-Аксуйском мегасинклинории, так и в пределах Кемпирсайского (Орь-Илекского) антиклинория. Наиболее крупные из этих участков расположены в северной части возвышенности.

В Косистекском синклинории ордовикские отложения занимают наибольшие площади и наиболее хорошо изучены на левобережье р. Урал, в районе поселков Сарытогай и Коктогай, в верховьях р. Алимбет, в междуречье Колымбая и Медеса и на правобережье рек Медес и Тереклы, в районе нижнего течения р. Косистек и верховьев р. Жаксыкаргала. Мелкие выходы ордовика известны в верховьях рек Акбулаксай, Белый Ключ и в других пунктах. На юге они описаны в верховьях рек Аксу и Коксу.

В Кемпирсайском антиклинории отложения ордовика окаймляют его северную периклиналь и протягиваются вдоль западного его крыла,

а также слагают синклинали во внутренних частях антиклинория и на его восточном склоне: они развиты в нижнем течении р. Эбеты, по р. Шошка, в верховьях р. Куагаш близ пос. Жосалы, в среднем течении этой реки и по ее левым притокам (Шиликтинская синклиналь) и в верховьях р. Кызылсу, а на юге — на левобережье р. Ойсылкара.

Тремадок

Нижний тремадок. В основании ордовикского разреза как в Косистекском синклинории, так и в Кемпирсайском антиклинории залегает толща осадочных пород нижнего тремадока. Она лежит трансгрессивно, с угловым несогласием на метаморфических породах каялинской свиты верхнего протерозоя, что хорошо наблюдается на правом берегу р. Эбеты севернее устья р. Койсарысай. В более западных районах подошва тремадокских отложений не видна.

В Коктогайском районе и верховьях р. Алимбет Б. М. Келлер и Х. С. Розман (1961) в основании тремадока выделяют коктогайские слои, представленные зеленовато-серыми мягкими слюдястыми алевролитами со сплюснутыми эллипсоидальными конкрециями известковистых песчаников диаметром до 0,25 м. В алевролитах встречен граптолит *Dictyonema uralica* Obut. В тех же алевролитах и в песчаниковых конкрециях содержатся многочисленные остатки трилобитов *Leiagnostus alimbeticus* Balasch., *Geragnostus sidenbladhi* Linn., *Parabolinella limitis* Brög., *Shumardia oelandica* Möb., *Promegalarpides kasachstanensis* Balasch., *Orometopus elatifrons* (Ang.), *Asaphellus alimbeticus* Balasch. и редко *Ceratopyge forficula* Sars. Отдельные прослои алевролита в верховье р. Алимбет переполнены мелкими обломками панцирей трилобитов.

На западном склоне Кемпирсайского антиклинория В. С. Шарфман (1959 г.) к нижнему тремадоку относит комплекс осадочных пород, полоса выходов которых прослеживается от устья р. Койсарысай на севере до верховьев р. Актобе на юге.

На правом берегу р. Эбеты севернее устья р. Койсарысай в основании нижнетремадокской толщи с угловым несогласием на метаморфических породах каялинской свиты лежит мелкообломочная брекчия, состоящая из обломков метаморфизованных эффузивов и реже кварцево-гематитовой породы. Выше залегает пласт (0,5 м) лилово-серого грубозернистого песчаника-дресвяника, сменяющегося вверх лилово-бурой мелкообломочной брекчией, состоящей почти целиком из обломков кварцево-гематитовой породы (0,6 м). На них лежит маломощный пласт зеленовато-бурого хлорито-кварцевого сланца с гематитом, а затем — пачка желтовато-серых мелкозернистых песчаников.

В наиболее полном разрезе по р. Шошка (Чаушка) в отложениях нижнего тремадока наблюдается такая последовательность в сменяющих друг друга толщах в направлении с востока на запад.

На метаморфических породах верхнего протерозоя с угловым несогласием залегает толща (до 350 м) слабо метаморфизованных серых, зеленовато-серых и желтовато-серых кварцевых и аркозовых песчаников. В основании толщи песчаники грубозернистые, с прослоями гравелитов. Выше по разрезу преобладают средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Встречаются прослои туфопесчаников, реже серо-зеленых измененных диабазов и их туфов. Толща образует высокую скалистую гряду на левом берегу р. Шошка.

Выше по разрезу следует толща (500—700 м) переслаивающихся зеленовато- и желтовато-серых мелкозернистых песчаников, филлитизированных глинисто-кремнистых сланцев с подчиненными прослоями белых и розоватых кварцитов.

Верхняя часть разреза (100—150 м) сложена часто переслаивающимися серо-зелеными, зеленовато-серыми, реже голубовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, а также желтовато-серыми тонкослоистыми плитчатыми глинисто-

кремнистыми и глинистыми сланцами. Это толща обнажена вдоль меридионального колена р. Купа (правого притока р. Шошка). На поверхностях наслоения алевролитов местами наблюдаются отчетливые следы волновой ряби (рис. 13).

Общая мощность нижнего тремадока здесь, по данным В. С. Шарфмана (1961 г), 1100 м.

В 350 м западнее меридионального колена р. Купа наблюдается трансгрессивное залегание на алевролитоглинистых породах нижнего тремадока отложений верхнего тремадока с пластом светлого кварцитовидного песчаника в основании.

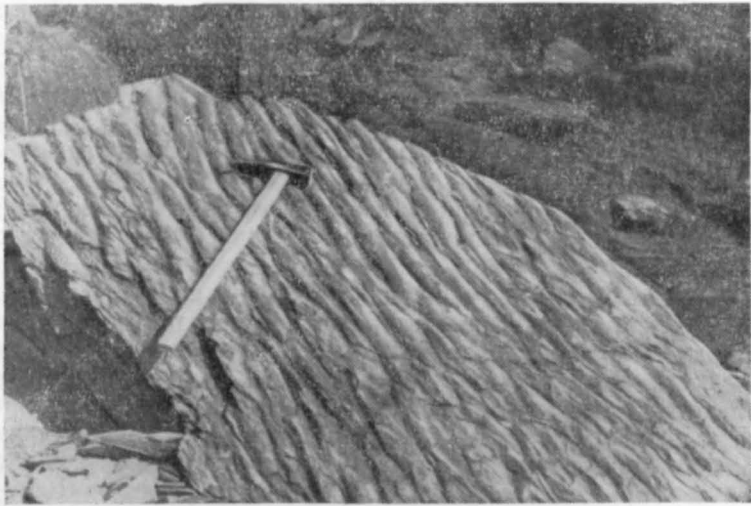


Рис. 13. Волновая рябь на поверхности напластования тремадокских песчаников в русле р. Купа (Орь-Илекская возвышенность, западное крыло Эбетинской антиклинали). Фото Р. А. Сегедина

Раннетремадоковский возраст описанных отложений подтверждается находками фауны в толще алевролитов и глинистых сланцев в русле р. Купа выше ее коленообразного изгиба. В этом месте в 1940 г. В. Н. Карпенко нашла прослой песчаника, переполненного ядрами брахиопод, среди которых А. Ф. Лесниковой были определены представители рода *Eoorthis*, близкие к *Eoorthis ex gr. christianaе* Kiaer (Херасков, Милановский, 1953). Здесь же Б. М. Келлером и Х. С. Розман в 1954 г. обнаружены граптолиты *Dictyonema inexpectatum* Obut, характерные для нижнего тремадока, и формы, напоминающие представителей рода *Didymograptus* (Келлер и Розман, 1961; Обут, 1961). В. С. Шарфманом (Шарфман и Горохов, 1965) в песчаниках и глинистых сланцах на р. Купа были найдены Orthidae и *Tritoechia* sp. тремадоковского яруса (определения О. Н. Андреевой)*.

Верхний тремадок. В Алимбетском разрезе Косистекского синклиниория выше коктогайских слоев Б. М. Келлер и Х. С. Розман (1961) выделяют сарытогайские слои. Последние представлены мелкозернистыми слюдистыми плитчатыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, тонкослоистыми кремневыми песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми полосчатыми аргиллитами, и, наконец, мягкими травяно-зелеными скорлуповатыми

* А. М. Обут и другие палеонтологи относят коктогайские слои к верхнему тремадоку (зона *Dictyonema uralica*). Прим. ред.

глинами с прослоями более плотных кирпично-красных глинистых пород с известковистыми конкрециями. Конкреции содержатся также и в алевролитах. Общая мощность пачки около 80 м.

В глинах и в конкрециях содержится большое количество трилобитов, из которых Е. А. Балашовой (1961) определены *Leiagnostus alimbeticus* Balasch., *Geragnostus sidenbladhi* (Linnar.), *Shumardia oelandica* Möb., *Promegalaspides kasachstanensis* Balasch., *Orometopus elatifrons* (Ang.), *Apatokephalus serratus* Sars et Boeck var. *dubius* Möb., *Ceratopyge forficula* Sars, *Euloma kelleri* Balasch., *Protopliomerops speciosus* Balasch., *P. kasachstanensis* Balasch., *Asaphellus alimbeticus* Balasch. Кроме этих видов из той же пачки Н. И. Леоненко, Х. С. Розман и Р. А. Сегединым ранее были собраны *Symphysurus incipiens* Broeg., *Euloma kasachstanica* Balasch., *Niobe insignis* Linn., *Dikelocephalina dicraeura* Ang., *Boeckia kasachstanica* Balasch. В верхах пачки найдены *Alimbetaspis kelleri* Balasch., *Dikelocephalina dicraeura* Ang. и *Hystericurus conicus* (Bill).

Приведенный комплекс трилобитов характерен для верхней части цератопигиевых слоев Скандинавии или верхней части тремадокского яруса.

С. Н. Наумовой из описываемых отложений с р. Алимбет выделен богатый комплекс акритарх, характерный для цератопигиевых слоев.

На западном склоне Кемпирсайского антиклинария к верхнему тремадоку В. С. Шарфман (1959 г.) относит комплекс вулканогенно-осадочных пород, трансгрессивно залегающих на отложениях нижнего тремадока и с резким угловым несогласием на метаморфических породах каялинской свиты протерозоя. В основании разреза располагается выдержанный горизонт светлых кварцитов мощностью 100—150 м. Выше породы сменяются в такой последовательности:

Мощность, м

1. Филлитизированные кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями и линзами аркозовых песчаников	100—120
2. Тонкоплитчатые филлитизированные серицито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников в нижней части	600
3. Сильно измененные туфы диабазовых порфиритов с прослоями диабазов и спилитов	250
4. Массивные глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы с прослоями серицито-кварцевых сланцев	400

Из органических остатков для этих отложений В. С. Шарфман указывает *Dictyonema* sp., найденные им в соседнем районе (р. Большая Каяла) и, по определению А. М. Обути, сходные с формами из кидрясовской свиты западного склона Южного Урала.

Кидрясовская свита. Выше сарытогайских слоев в верховьях р. Алимбет залегают песчаниковая толща, большинством геологов относимая к кидрясовской свите, выделенной на Южном Урале (Лермонтова и Разумовский, 1933). Б. М. Келлер и Х. С. Розман (1961) выделяют в этой толще следующие пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники светлые кварцевые и аркозовые грубозернистые, иногда переходящие в мелкогалечные конгломераты, реже среднезернистые, неровноплитчатые, с отчетливой крупной косою слоистостью	45
2. Тонкозернистые песчаники, слагающие задернованное понижение	35
3. Зеленовато-серые и серые полимиктовые, главным образом кварцево-полевошпатовые песчаники, преимущественно среднезернистые, изредка тонкозернистые, с редкими отпечатками лингул	45
4. Тонкозернистые песчаники и алевролиты, слагающие задернованное понижение	55

5. Песчаники зеленовато- и коричневатого-серые, тонкозернистые, с подчиненными прослоями алевролитов. Встречены брахиоподы и трилобиты *Kainella alimbetica* Balasch. 18
6. Тонкозернистые песчаники, слагающие задернованное положение 105
7. Тонкозернистые слоистые плитчатые слюдястые кварцево-полевошпатовые песчаники. Подчиненное значение в пачке имеют красновато-коричневые и зеленоватые алевролиты с отпечатками мелких лингул 65

Общая мощность песчаниковой толщи кидрясовской свиты превышает здесь 320 м. Песчаники трансгрессивно перекрываются спилитами, диабазовыми порфиритами и плитчатыми кремнистыми битуминозными сланцами силура.

Выходы песчаников кидрясовской свиты известны также на левобережье р. Урал в долине р. Тшкак, на правобережье р. Алимбет, в 5 км южнее описанного выше разреза, в сухом овраге верховья р. Алимбет и далее к югу, в верховьях рек Акбулаксай и Белый Ключ. Кроме того, эти породы обнажаются на правом берегу р. Косистек, в междуречье Колымбая и Медеса (близ слияния этих рек) и в районе пос. Дворянского, а в пределах Кемпирсайского антиклинория — на правобережье р. Куагаш к юго-западу от одноименного поселка и на восточном склоне возвышенности по оврагу Кишкенесай (по правому притоку р. Кызылсу).

В междуречье Колымбая и Медеса среди этих отложений много серо-зеленых кварцево-глауконитовых песчаников, отсутствующих обычно в разрезе кидрясовской свиты на других участках. Эти песчаники, по-видимому, сопоставляются с верхним горизонтом кидрясовской свиты Южного Урала.

В отложениях кидрясовской свиты во многих местах содержится обильная фауна. Н. И. Леоненко (1955) из этих отложений собраны брахиоподы — *Lingula* sp., *Siphonotreta latisiphonalis* Andr., *S. uralensis* Legm., *Acrothyra* (?) *kidrjassensis* Andr., *Eoorthis* ex gr. *remnicha* Winch., *Porambonites auritulus* Andr., *Billingsella* ex gr. *lermontovae* Lessn., *Obolus* sp. (определения О. Н. Андреевой); трилобиты — *Apatoccephalus serratus* var. *dubius* Mob., *Remopleurides* sp., *Dikelocephalina dicraeura* (Ang.), *Agnostus* sp., *Asaphellus* aff. *hauftrag* (Salter), *A.* sp., *Ceratopyge* cf. *forficula* Sars, *Niobe* sp., *Andesaspis argentinensis* Kob. и др. (определения Е. А. Балашовой и Н. Е. Чернышевой); граптолиты — *Dictyonema* ex gr. *socialis* (Salter) (определение А. М. Обуто).

Кроме того, Е. А. Балашова (1961) указывает на присутствие среди трилобитов из кидрясовской свиты, собранных Н. И. Леоненко и Б. М. Келлером, таких форм, как *Cyclognathus micropygus* Linnar., *Geragnostus sidenbladhi* Linnar., *Kainella alimbetica* Balasch., *Kasachstanaspis macroura* Balasch.

Х. С. Розман в 1950 г. в песчаниках с р. Кишкенесай на восточном склоне Орь-Илекской возвышенности нашла *Obolus* cf. *antiquissimus* (Eichw.) и *Billingsella* cf. *lermontovae* Lessn.

В южной части района, в песчаниках с верховьев р. Коксу, Г. И. Водорезовым найдены *Archaeoorthis christianiae* Kiaer, *Obolus* cf. *apollinis* Eichw., *Lingulella* sp. (определения О. Н. Андреевой).

Среди перечисленной фауны имеются формы, характерные как для нижнего, так и для верхнего тремадока. Это привело исследователей к выводу о том, что кидрясовские песчаники не везде одновозрастны, что они представляют собой особую фацию, в разных разрезах замещающую по простираанию выраженные в иных фациях отложения коктогайских и сарытогайских слоев (Балашова, 1961; Келлер и Розман, 1961). В. С. Шарфман (1959 г.) считает отложения верхнего

тремадока Эбетинской антиклинали метаморфизованными аналогами кидрясовской свиты. Максимальная мощность отложений кидрясовской свиты 500 м.

Арениг-лландейло

На отложениях кидрясовской свиты, а местами на метаморфических породах каялинской свиты лежит пестрая по составу толща вулканогенных и осадочных пород, выделенная Н. И. Леоненко (1955) под названием куагашской свиты. Эти породы развиты преимущественно на западном склоне Орь-Илекской возвышенности. Наибольшие площади их расположены на левобережье р. Урал вдоль северо-западной периклинали Кемпирсайского антиклинория (низовья рек Койсарысай, Эбеты, Култавасай) и на правобережье р. Тереклы, в Каргалинских горах, в среднем и нижнем течении р. Куагаш, на левобережье р. Ойсылкара и в других местах. На восточном склоне возвышенности эти отложения известны в районе истоков р. Кызылкаин.

Куагашская свита имеет пестрый петрографический состав. Из вулканогенных пород значительную роль играют эффузивы основного, реже среднего состава (диабазы, диабазовые порфириды, андезитовые порфириды, спилиты и мандельштейны), туфы основного и кислого состава, туфопесчаники.

Из пирокластов значительная роль в сложении свиты принадлежит желтовато-серым и ярким лилово-красным туфам кварцевых порфиров, обладающим алевритовой, реже псаммитовой кристаллокластической либо кристалло-литокластической структурой. Эти туфы образуют прослои, линзы и пачки (до 20—25 м) среди эффузивов. Туфы основного состава представлены алевритовыми кристаллокластическими и псефито-псаммитовыми кристалло-литокластическими разностями, состоящими из обломков диабазов и диабазовых порфиритов. Туфы основного и среднего состава часто имеют яркую голубовато-зеленую окраску. Пестроту окраски свиты усиливают также встречающиеся в ней линзы ярко-красных, сургучно-красных и вишнево-красных яшмовидных кремнистых пород.

Меньшую роль играют нормально-осадочные породы: конгломераты, песчаники, алевролиты, лилово-бурые и желтовато-серые филлитовидные глинистые сланцы, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы и известняки. Последние имеют серую либо красновато- и коричневатобурю окраску и часто обломочное сложение, залегают они в виде линз среди эффузивов и туфов в районе среднего течения р. Куагаш. Песчаники обычно кварцевые, среднезернистые, переходящие в грубозернистые, несколько рассланцованные. В верхней части свиты в районе пос. Троицкого среди эффузивов залегают выдержанная пачка (90—180 м) алевролитов и песчаников. Песчаники этой пачки по составу и по внешнему облику похожи на песчаники кидрясовской свиты. Среди них встречаются желтовато- и коричневатосерые мелкозернистые слюдястые разности, переходящие в алевролиты, темносерые кварцевые песчаники и светлосерые мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники.

Остатки фауны в отложениях куагашской свиты встречаются редко и представлены главным образом трилобитами. В районе среднего течения р. Куагаш Н. И. Леоненко и Б. М. Келлером собраны трилобиты в линзах известняков среди вулканогенных пород куагашской свиты, лежащих выше кидрясовских песчаников. Е. А. Балашовой отсюда определены следующие формы: *Leiagnostus alimbecicus* Valasch., *Trinodus angustiformis* M'Coу, *Niobe laeviceps* Dalm., *Gla-*

phurus trinodus Balasch., *Harpides nanus* Balasch., *Apatokephalus serratus* (Sars et Boeck), *Euloma ornatum* Ang., *Hystericurus conicus* (Bill.), *Cyrtometopus* aff. *tumidus* Ang. и др. Из брахиопод встречаются остатки *Obolus* sp., *Clarcella* sp., *Lingulella* sp., *Orthis* sp. и др.

Куагашская свита по составу и положению в разрезе сопоставляется с кураганской свитой Южного Урала, выделенной Е. Э. Разумовской (Воинова и др., 1941).

В. С. Шарфман (1959 г.) для этих отложений Орь-Илекской возвышенности употребляет название кураганская свита, принятое на Южном Урале. А. В. Ключихин указывает на находки в отложениях этой свиты в Блявинском районе аренигских граптолитов *Didymograptus* ex gr. *nickolsoni* Larw. и *D. aff. simulans* Elles et Wood (определения А. М. Обути), а также трилобитов *Cydonocephalus* aff. *prolificus* Bill., *Iliaenus* aff. *tschernyshovae* Lis., *Kawina* sp. и *Microparia* sp., которые, по определению М. К. Чугаевой, указывают на лланвирнский—раннелландейский возраст отложений.

На основании имеющегося фактического материала возраст куагашской свиты определяется промежуточком времени, охватывающим арениг, лланвирн и ранний лландейло. Б. М. Келлер и Х. С. Розман (1961) ограничивают возраст куагашской свиты аренигом. Мощность свиты достигает 800 м.

Косистекская свита. На некоторых участках Орь-Илекской возвышенности в пределах Косистекского синклиория ордовикские отложения представлены очень характерным вулканогенно-осадочным комплексом, который Н. П. Херасковым и Е. Е. Милановским (1953) выделялся в качестве особого — терекского — фациального типа кураганской свиты.

Отложения этого типа развиты главным образом в Терекских горах (район истоков р. Тереклы) и по р. Косистек (южнее одноименного поселка и в ее низовьях). Н. И. Леоненок в 1944 г. выделила эти отложения в качестве особой свиты ордовика, названной по последнему участку косистекской свитой, впоследствии отнесенной к кембрию (Леоненок, 1955).

Связь косистекской свиты с подстилающими породами не везде удается наблюдать. В низовье р. Медес (Терекские горы) эти отложения залегают согласно на породах кидрясовской свиты и связаны с ними постепенными переходами (Херасков и Милановский, 1953). На этом участке свита отчетливо делится на две толщи мощностью по 250—300 м. Нижняя толща состоит из пестроокрашенных, преимущественно вишнево-бурых и вишнево-красных, реже зеленых туфосланцев, обладающих игольчатой отдельностью, чередующихся с туфопесчаниками, туфами и альбитофирами. Верхняя, более монотонная толща сложена массивными яркими голубовато-зелеными кремнистыми туфами, местами грубообломочными, с подчиненными прослоями альбитофиров и фельзитов.

На Косистекском участке такого деления на толщи не наблюдается. Здесь развиты преимущественно вулканогенно-обломочные породы с подчиненным количеством эффузивов и осадочных пород. Характерной чертой этого разреза также является наличие многочисленных прослоев ярких, зеленых и зеленовато-голубых и красно-бурых туфов и туфогенных пород с игольчатой отдельностью.

Среди вулканогенно-обломочных пород А. А. Гавриловым (1964, 1965) выделяются пирокластические (типичные туфы), осадочно-пирокластические (кремнистые туффиты) и вулканогенно-терригенные (вулканомиктовые) породы. Из туфов преобладают туфы альбитофиров и

кварцевых альбитофиров, псаммитовой, алевролитовой или пелитовой структуры, витрокластические и кристалло-литокластические.

К этой же группе пород относятся и наиболее распространенные породы вулканогенно-осадочного комплекса — туфогенные аргиллиты (Гаврилов, 1964). Это крепкие глинистые породы вишнево-красного, оливково-зеленого и бирюзово-зеленого цвета, неслоистые, при выветривании дающие игольчатую, крупноскольчатую и кусковатую щбенку (рис. 14).

Осадочно-пирокластические породы представлены кремнистыми туффитами — породами, состоящими из пирокластического материала



Рис. 14. Игольчатая отдельность в туфоалевролитах косистекской свиты ордовика. Правый берег р. Косистек.
Фото Г. И. Водорезова

(больше 50%) и осадочного кремнезема (тонкокристаллического кварца). Часто они бывают окрашены гематитом в красный цвет (яшмовидные туффиты).

Вулканогенно-терригенные породы среди отложений рассматриваемой части ордовикской системы известны лишь на Косистекском участке. Эти породы образовались в результате разрушения и переотложения местных вулканогенных пород без примеси постороннего материала. Вулканомиктовые песчаники и гравелиты состоят из хорошо сортированных и окатанных обломков альбитофиров и кварцевых альбитофиров и их туфов, цементирующей массой для которых служит витрокластический материал. В вулканомиктовых конгломератах обломочный материал плохо окатан и имеет размеры от 2 до 25 см, иногда крупнее.

Осадочные породы играют в разрезе свиты подчиненную роль. К ним относятся серые, зеленовато-серые, реже черные кремни и сургучно-красные и темно-вишневые яшмы. Последние залегают в верхней части разреза на Косистекском участке, где в них содержатся марганцевые конкреции (Гаврилов, 1965). Мощность косистекской свиты достигает 800—900 м.

Литологические исследования, проведенные А. А. Гавриловым, подтверждают мнение Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953) об одновозрастности отложений косистекской свиты и кураганской свиты Южного Урала (арениг—ландейло). Отсюда можно сделать

вывод и о том, что косистекская свита является также фациальной разновидностью всей куагашской свиты или, по крайней мере, ее части.

К ордовику условно отнесены также мраморизованные известняки, выходящие на р. Айтпайка у пос. Велиховки и содержащие остатки криноидей и кораллов (Хабакон, 1935).

МУГОДЖАРЫ

Отложения достоверно ордовикского возраста в Мугоджарах отсутствуют. Предположительно к ордовику можно отнести толщу вулканогенно-осадочных пород, развитых в северо-восточной части Мугоджар (Заиргизье) близ границы с Оренбургской областью, в пределах Каракольско-Карашатауского мегантиклинория Зауральского поднятия. Породы эти обнажены очень плохо, на большей части площади их развития они скрыты отложениями палеогена и неогена, под которыми обнаружены с помощью скважин.

Эта толща представлена в нижней части переслаивающимися диабазами, микродиабазы, плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами, туфами смешанного состава, разнообразными зелеными сланцами (кварцево-эпидото-хлоритовыми, эпидото-хлоритовыми, актинолитовыми, полевошпатово-актинолитовыми и др.), а также углесто-глинистыми сланцами, графитистыми и слюдястыми кварцитами. В верхней части толщи преобладают аркозовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с филлитами, кварцево-серицитовыми сланцами и кварцитами. Общая мощность этих отложений оценивается в 2500 м.

Ордовикский возраст описываемых пород определяется условно на том основании, что в более северных районах в той же структурной зоне на отложениях этой толщи лежат эффузивы с линзами известняков, содержащих силурийскую фауну: кораллы, брахиоподы (Мазина и Ксенофонтов, 1961).

Некоторые исследователи (Г. И. Водорезов, Л. И. Киселев, Р. А. Сегедин и др.) склонны считать нижнепалеозойскими, предположительно ордовикскими, слабо метаморфизованные песчаники, алевролиты и филлитовидные глинистые породы шебектинской толщи, описанной выше, а также метаморфизованные эффузивы с подчиненными прослоями осадочных пород, распространенные в синклиналиных зонах Мугоджарского мегантиклинория и выделяемые Р. А. Сегединым (1961) в тойманскую свиту.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Отложения ордовикской системы, развитые на Орь-Илекской возвышенности, по общему характеру пород и по литологическому составу очень близки к ордовикским отложениям Оренбургской области.

Нижняя часть разреза ордовика на Орь-Илекской возвышенности, как и севернее, представлена толщей терригенных осадочных пород тремадока, песчаниковые фации которого повсеместно выделяются под названием кидрясовской свиты. Эти отложения выражены более или менее однотипно в разных структурных зонах.

Вверх по разрезу происходит резкая смена терригенных отложений комплексом вулканогенных пород, отвечающих по возрасту архину и среднему ордовику. Этот комплекс, образовавшийся в типичных эвгеосинклиналиных условиях, пестр по составу, характеризуется невыдержанностью отдельных пачек и слоев по простиранию и раз-

личным составом слагающих его пород в разных структурно-фациальных зонах. Последнее обстоятельство, с одной стороны, позволило наметить несколько типов разреза арениг-лландейльских отложений, а с другой, привело некоторых исследователей к выводу о различном возрасте этих разнофациальных комплексов. Такому представлению способствовали разобщенность площадей развития ордовикских отложений и отсутствие поэтому наблюдаемых контактов и переходов между отложениями разных типов. Сыграла также роль их далеко не полная палеонтологическая характеристика, однообразие групп организмов, встреченных в этих отложениях (преимущественно трилобиты), наличие в разрезе значительных толщ, лишенных ископаемой фауны, полное отсутствие органических остатков на некоторых участках.

Имеющийся в настоящее время фактический материал, в том числе и результаты специальных литологических исследований вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего ордовика, все больше убеждает в том, что все послетремадокские вулканогенно-осадочные породы ордовика Орь-Илекской возвышенности представляют собой единый комплекс, сопоставимый по генезису и по времени образования с кураганской свитой Южного Урала. Дальнейшие исследования должны быть направлены на уточнение связи между арениг-лландейльским комплексом пород и подстилающими отложениями тремадока и покрывающими породами силура, установление верхнего возрастного предела этого комплекса на основании изучения фаунистических остатков и главное на выяснение взаимоотношений между различными фациальными типами ордовикских отложений.

Необходимо найти обоснование возраста пород Зауральского поднятия, относимых пока к ордовику условно.

Чрезвычайно интересным и важным представляется также продолжение поисков органических остатков в слабо метаморфизованных толщах Мугоджарского мегантиклинория и в первую очередь в шебектинской и тойманской свитах, которые многими геологами по-прежнему считаются раннепалеозойскими. Палеонтологическое обоснование возраста этих пород поможет решению палеогеографических задач и изучению палеотектоники Мугоджарского мегантиклинория в ордовикском периоде.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения силурийской системы в пределах Западного Казахстана, так же как и отложения ордовика, известны лишь в области складчатых сооружений Южной оконечности Урала, где они относительно широко распространены (см. рис. 12) и образуют две широкие меридиональные полосы, соответствующие двум структурно-фациальным зонам, продолжающимися с Южного Урала на Орь-Илекской возвышенности: Косистекско-Аксуыйский мегасинклинорий, являющийся продолжением Сакмарской зоны Центрально-Уральского поднятия, а в Мугоджарах — Западно-Мугоджарской мегасинклинорий, лежащий на продолжении Магнитогорского мегасинклинория.

Петрографическими исследованиями вулканогенных образований Южных Мугоджар занимались Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1899) и Е. В. Еремина (1905, 1912). С 1932 г. геолого-петрографическое изучение пород этого района вели Г. И. Водорезов (1941) и А. А. Чумаков (1939, 1940, 1941). Возраст диабазо-спилитовой толщи определялся ими

как конец силура — начало девона, а пачка метаморфизованных спилитов на западном склоне горы Бохтыбай относилась к кембрию — силуру (Чумаков, 1939). В дальнейшем Г. И. Водорезов (1960) отнес этот комплекс к силуру, сопоставив его с баймак-буребаевской свитой Южного Урала.

В итоге многолетних исследований Г. И. Водорезовым (1960, 1961, 1963) вулканогенные породы Западно-Мугоджарского мегасинклинория разделены на три согласно налегающие друг на друга толщи (снизу вверх): даутаускую, бохтыбайскую и куркудукскую.

В 1962—1965 гг. изучение силурийских зеленокаменных пород проводила группа геологов Института геологических наук АН КазССР под руководством А. А. Абдулина.

Следует отметить, что силурийский возраст вулканогенных толщ Западных Мугоджар до сих пор точно не доказан. Он определяется условно на основании стратиграфического положения этих пород ниже палеонтологически охарактеризованных отложений живета и толщи вулканогенных пород, условно относимых к нижнему — среднему девону, а также по сопоставлению их с заведомо силурийскими толщами Магнитогорского мегасинклинория.

История исследования силурийской системы на Орь-Илекской возвышенности менее продолжительна. В 1934 г. в разрезах по рекам Косистек, Айтпайка и Карабутак А. В. Хабаковым (1935) была впервые собрана фауна граптолитов, обработанная Л. И. Константиновой, чем было доказано наличие силурийских отложений в этом районе и установлено существование углового несогласия между девонскими отложениями и силурийскими.

В 1937 г. в Косистекском районе проводил геологические исследования Г. И. Водорезов, а начиная с 1944 г. Н. И. Леоненко, Ю. П. Куразова, Х. С. Розман и Р. А. Сегедин. Во многих пунктах ими собрана силурийская фауна, в том числе граптолиты, кораллы, брахиоподы и др. Детальное описание силурийских отложений Косистекского района впоследствии было опубликовано Н. И. Леоненко (1955).

Дальнейшие работы в области распространения силурийских отложений Орь-Илекской возвышенности связаны с поисковыми работами (В. И. Абатуров, О. Ф. Гордеев, В. И. Маегов и др.), а также тематическими исследованиями, проводившимися в 1962—1964 гг. группой геологов под руководством Р. А. Котлярова.

Некоторые новые данные, касающиеся силурийских отложений Кемпирсайского антиклинория и Косистекского синклинория, были получены Р. А. Сегединым, на Аксуйской мегантиклинали — А. М. Орловым и Р. А. Сегединым, а в Западно-Мугоджарском мегасинклинории — В. В. Сажновым и др.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

В пределах Орь-Илекской возвышенности силурийские отложения развиты на западном крыле Уралтауско-Кемпирсайского мегантиклинория и в пределах Косистекско-Аксуйского мегасинклинория. Их выходы прослеживаются в широкой меридиональной полосе от р. Урал на севере (между аулом Сарытогай и р. Тереклы) до р. Аксу на юге. При этом наиболее крупные площади распространения этих отложений известны на левобережье р. Урал и в районе верховьев р. Жаксыкаргала (Косистекский район). Южнее небольшие по площади разоб-
щенные выходы силурийских пород среди более молодых отложений

наблюдаются в верховьях левых притоков р. Орь (Ойсылкара, Бакай, Аралтобе, Кокпекты, Улетты, Жамансу, Аксу) и в истоках речек системы р. Илек (Кокпекты к северо-востоку от пос. Новороссийска, Айдарлыша, Кызкаин).

В западной части Кемпирсайского антиклинория силурийские отложения известны лишь в пределах небольшой Шиликтинской брахи-синклинальной складки в среднем течении р. Куагаш*.

Описываемая полоса является непосредственным продолжением к югу так называемой Сакмарской зоны Южного Урала (район Медногорска—Губерли на правом берегу р. Урал) и имеет аналогичный разрез силурийских отложений.

Силурийские отложения Орь-Илекской возвышенности представлены мощными толщами эффузивных и осадочных пород, залегающими в синклинальных складках и на крыльях антиклиналей, сложенных ордовикскими или реже протерозойскими породами, на которых силур лежит с разрывом и резким угловым несогласием.

Большая часть силурийских отложений, судя по полученным палеонтологическим данным, относится к нижнему отделу силурийской системы. Отложения же верхнего отдела встречены на очень ограниченной площади в бассейне верхнего течения р. Жаксыкаргала.

Нижний отдел

Литологический состав нижнесилурийских отложений неодинаков на различных участках Орь-Илекской возвышенности. На одних участках нижний силур представлен почти исключительно осадочными породами, на других нормально-осадочные породы чередуются с вулканогенными. Есть, наконец, значительные по площади участки, где в разрезе резко преобладают вулканогенные породы (лавы и пирокластические образования), осадочные же породы играют лишь второстепенную роль. Возраст отложений обоих типов по палеонтологическим данным одинаков, и в целом эти отложения несомненно сопоставляются с сакмарской свитой Южного Урала (Леоненко, 1955), точнее с ее большей нижней частью, поскольку присутствие верхней, лудловской части этих отложений в казахстанской части Сакмарской зоны пока не доказано.

Отложения нижнего силура залегают с глубоким разрывом и резким угловым несогласием на вулканогенно-осадочных отложениях ордовика или на метаморфических породах каялинской свиты протерозоя. В основании их местами прослеживается маломощный конгломерат, состоящий преимущественно из обломков ордовикских эффузивов, туфов, известняков, пород жильной серии, реже протерозойских метаморфических пород. Обломочный базальный горизонт имеет мощность всего несколько метров.

В нижнем силуре Орь-Илекской возвышенности выделяются два типа разреза: кремнисто-сланцевый и эффузивный. Разрез первого типа распространен преимущественно в северо-западной части района: на правом берегу р. Алимбет, в верховьях рек Қолымбай и Акбулаксай, на правом берегу р. Жаксыкаргала, в районе нижнего течения рек Қосистек и Қарабутак, в среднем течении р. Куагаш (Шиликтинская синклиналь) и на других участках. Эффузивный тип разреза характерен для участка на левом берегу р. Урал в бассейне речки Суграла, а также для южной части возвышенности (окрестности

* По полученным в последние годы данным, силурийские отложения в Кемпирсайском антиклинории имеют значительно более широкое распространение.

пос. Новороссийска, верховья рек Бакай, Аралтобе, Кокпекты, Улетты). Типы эти выделены по преобладанию в разрезе кремнистых пород либо эффузивов. Между ними наблюдаются постепенные фациальные переходы.

На левобережье р. Куагаш, между речками Шиликты и Шиликты Вторая, Шиликты Вторая и Шиликты Третья, выше обломочного горизонта лежит пачка серых и черных плитчатых кремнистых песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых тонкослоистых сланцев, обладающих очень светлой выветрелой поверхностью. На плоскостях наложения этих плитчатых глинисто-кремнистых пород встречаются грапто-

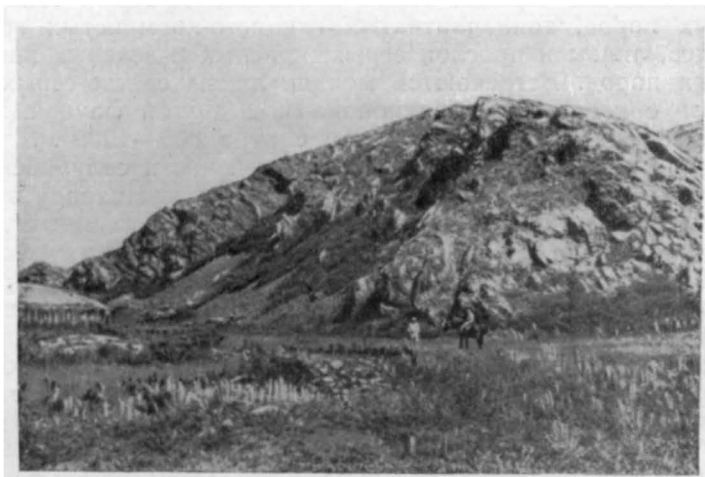


Рис. 15. Выход кремнистых пород силура на правом берегу р. Иткулсай (Орь-Илекская возвышенность). Фото Г. И. Водорезова

литы. Вверх по разрезу эти породы сменяются толстослоистыми кремнистыми породами (фтанитами) с гладким раковистым сколом, различной окраски (черной, серой, красновато-серой, зеленовато-голубовато-серой), иногда полосчатыми.

Западнее, в районе нижнего течения рек Косистек и Карабутак, толща кремнистых пород нижнего силура слагает группу высоких крутосклонных сопок междуречий, так называемые Карабутакские горы, и береговые обрывы.

Здесь нижний силур представлен в типичной кремнисто-сланцевой фации. Нижнюю часть толщи образуют толстослоистые черные кремнистые породы с блестящим раковистым изломом и кремнистые брекчии. Последние представляют собой массивные, очень крепкие породы, состоящие из угловатых и полуокатанных обломков серых и тонкополосчатых кремнистых пород, погруженных в серый цемент того же состава. Величина обломков различная — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, встречаются и очень крупные обломки, измеряемые десятками сантиметров.

Более высокие горизонты сложены светлыми кремнистыми породами зеленовато-, желтовато- и голубовато-серыми, толсто- и тонкослоистыми, с характерными узловатыми поверхностями напластования и белесой корочкой, наблюдаемой на выветрелых поверхностях (рис. 15). В кремнистых породах часто встречаются сплюснутые кремнистые желваки, по составу также не отличимые от заключающих их

кремнистых слоистых пород. Второстепенную роль в этой толще играют прослой эффузивов основного состава и туфов.

Общая мощность кремнистой фации нижнего силура достигает 1000 м (Водорезов, 1960).

Разрез второго типа (эффузивный) широко распространен в нижнем силуре. Н. И. Леоненко (1955) выделяет эффузивы нижнего силура в особую, сугралинскую свиту (по речке Суграла на левобережье р. Урал). В разрезе этого типа главную роль играют зеленовато-серые мелкокристаллические в большей или меньшей степени хлоритизированные диабазы, диабазовые порфириды, миндалекаменные спилиты, туфы и туфобрекчии. Меньшее значение имеют осадочные породы: пачки черных, серых и зеленовато-серых тонкослоистых кремнистых пород, тонкоплитчатых глинисто-кремнистых граптолитовых сланцев, линзы и прослой серых, красных и зеленых яшмовидных кремнистых пород. Встречаются мелкие линзы светло-серых и белых известняков с кораллами, брахиоподами и другой фауной. Мощность осадочно-эффузивной фации нижнего силура 800—1000 м.

В глинисто-кремнистых сланцах нижней части силурийской толщи к юго-востоку от устья р. Шиликты Второй и к юго-западу от пос. Кызылжол (Шиликтинская синклираль) Р. А. Сегединым (1961 г.) собраны лландоверийские граптолиты *Climacograptus rectangularis* М'Соу, *C. scalaris* His., *Pristiograptus concinnus* Lapw., *P. sp.*, *Campograptus* sp. indet. (определения Т. Н. Корень). Н. И. Леоненко (1955) указывает на присутствие в нижней части толщи кремнистых пород Сакмарской зоны граптолитов среднего и позднего лландовери: *Climacograptus scalaris* (His.), *C. törnquisti* Elles et Wood., *C. rectangularis* М'Соу, *C. sp.*, *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Diplograptus (Petalograptus) folium* His., *D. (Glyptograptus) tameriscus* Nich., *Monograptus concinnus* Lapw., *M. leptotheca* Lapw., *M. convolutus* His., *M. aff. triangulatus* Hark., *M. communis* Lapw., *Rastrolites perigrinus* (Barr.), *R. ex gr. hybridus* (Lapw.) и многие другие формы.

В южной части Орь-Илекской возвышенности, на левом берегу р. Бакай, в пачке черных кремнистых сланцев среди эффузивно-туфовой толщи Р. А. Сегединым в 1961 г. собраны многочисленные граптолиты, комплекс которых очень сходен с приведенным выше (граптолиты определялись Т. Н. Корень), а в верховьях р. Улетты в 1959—1960 гг. найдены редкие *Monograptus cf. nudus* (Lapw.).

В более высоких горизонтах кремнисто-сланцевой толщи северной части района (правый берег р. Карабутах, верховье оврага Иткулсай) заключены граптолиты венлокского возраста: *Retiolites geinitzianus* (Barr.) var. *angustidens* Elles, *Spirograptus* sp., *Cyrtograptus* sp., *Monoclimacis cf. asiatica* (Obut), *Campograptus planus* (Barr.), *Monograptus priodon* (Göpp) и др. (Леоненко, 1955).

На левом берегу р. Бакай в линзах известняка среди туфогенной толщи силура Р. А. Сегединым в 1961 г. собраны венлокские кораллы и строматопоры *Favosites (Sapporipora) ex gr. favositoides* Ozaki, *Syringopora* aff. *scabra* Sok., *Kyphophyllum* aff. *lindströmi* Wdkd, *Clathrodyction* ex gr. *convictum* Jav., *Actinostroma intertextum* Nich., и др. (определения Н. Я. Спасского).

Палеонтологические данные говорят о том, что кремнисто-сланцевая и осадочно-вулканогенная толщи силура одновозрастны и являются фациальными аналогами друг друга. Нижняя возрастная граница этих отложений определяется по палеонтологическим данным как начало или середина среднего лландовери. Верхняя граница менее определена, но, по-видимому, она лежит в конце венлока.

Верхний отдел

Отложения верхнего силура имеют очень ограниченное распространение. Они были выделены Н. И. Леоненко (1955) под названием карабутакской свиты.

Верхнесилурийские отложения сохранились в виде небольших останков в Карабутакских горах: в среднем течении р. Карабутак, в верховьях Иткулсая (левого притока р. Жаксыкаргала), а также на правобережье р. Куагаш. Они залегают несогласно на размытой поверхности нижнесилурийских и ордовикских пород.

Отложения верхнего силура представлены конгломератами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, известняками, глинисто-кремнистыми сланцами и эффузивами. Конгломераты состоят из плохо окатанных обломков нижнесилурийских кремнистых пород и эффузивов основного состава, сцементированных известковистым песчаным материалом. Песчаники также характеризуются слабой окатанностью зерен, что говорит о недалеком переносе обломочного материала.

Известняки имеют серую и светло-серую окраску, местами сильно перекристаллизованы, залегают в виде линз и прослоев среди обломочных пород. В известняках содержатся членики криноидей и остатки другой фауны. В некоторых линзах эти остатки очень многочисленны. Н. И. Леоненко в линзах известняка из этого района собрана многочисленная фауна, из которой определены: пелециподы — *Cardiola interrupta* Sow., *C. faba* Barr., *C. aff. gibbosa* Barr., *C. persignata* Barr., *C. aff. amplians* Barr., *Slava fibrosa* Barr., *S. aff. discrepans* Barr., *S. imperficiens* Barr., *Daulina plicata* Münst., *D. cf. cardiopsis* Barr., *D. comitans* Barr., *Spanila accedens* Barr., *Linulicardium sulciferum* Barr., *Meristelia upsilon* Barr.; брахиоподы — *Orthis traivensis* Barr.; наутилоидеи — *Orthoceras alticola* Barr., *O. aff. dorulites* Barr., *O. currens* Barr., *O. richteri* Barr., *O. timidum* Barr., *O. daricum* Barr., *O. mimus* Barr., *O. nobile* Barr., *O. duponti* Barr., *O. dectum* Barr., *O. duspectum* Barr., *Cyrtoceras intermedium* Barr., *Michelinoceras* sp.; трилобиты — *Cromus aff. intercostatus* Barr., *Phacops volborti* Barr., *Cheirurus havlei* Barr., *Ch. cf. quenstedti* Barr., *Encrinurus* sp., *Proëtus* (?) sp., *Bronteus* sp., *Octobronteus* sp. и др.

Как указывает Н. И. Леоненко (1955), этот очень своеобразный комплекс фауны характерен для морских отложений силура Тетиса и неизвестен в северных палеофаунистических провинциях. В Советском Союзе сходный комплекс фауны встречен только на Кавказе.

Фауна, явно относящаяся к приведенному выше комплексу, часто встречается в известняковых гальках вышележащих конгломератов кобленц-эйфеля, что указывает на более широкое в прошлом распространение верхнего силура в этом районе.

МУГОДЖАРЫ

На территории Мугоджар силурийские породы развиты в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория. Они представлены мощным вулканогенным комплексом, который слагает Мугоджарские горы от их южных отрогов (хребет Южный Жамантау) до границы с Оренбургской областью на севере. Протяженность этой полосы более 350 км, ширина от 20 до 50 км. Лучшее всего обнажены эти породы в горной части Южных Мугоджар. Севернее, на левобережье р. Орь, они слагают невысокую Катынадырскую гряду и мелкосопочную группу Сарытобе. На юге силурийские вулканогенные толщи погру-

жаются под осадочные отложения девона, карбона и мезо-кайнозоя, на севере уходят за пределы Казахстана.

Несмотря на длительную историю изучения вулканогенных толщ Мугоджар, в их стратиграфии до сих пор остается много неясного.

По А. А. Абдулину, В. К. Заравняевой и др. (1963), силурийский вулканогенный комплекс Западно-Мугоджарского мегасинклинория может быть разделен на три свиты (снизу вверх): актогайскую, мугоджарскую и куркудукскую.

Актогайская свита выделена А. А. Абдулиным в южной гористой части Западных Мугоджар, в районе Жанганинского хребта и в ядрах некоторых мелких антиклиналей в более северных районах Мугоджарских гор. К ней отнесены амфиболизированные диабазы с подчиненным количеством вариолитов, туфов и подушечных лав спилитов.

Подушечные лавы, вариолиты и туфы ничем не отличаются от пород, слагающих вышележащие свиты, и их эффузивный характер ни у кого не вызывает сомнения. Что же касается амфиболизированных диабазов, то относительно их происхождения у геологов нет единого мнения. В. К. Заравняева, В. Г. Кориневский (Абдулин и др., 1963), В. В. Сажнов и другие исследователи считают их не покровными, а жильными образованиями и отрицают самостоятельное существование актогайской свиты.

Мугоджарская свита имеет самое широкое распространение и слагает целиком Мугоджарские горы, за исключением тех участков, где развиты залегающие несогласно на них породы девона и карбона. Породы этой свиты лучше всего обнажены на юге Мугоджарских гор в наиболее высоких частях Главного Мугоджарского и Жанганинского хребтов (район гор Бохтыбай, Два Брата, долины рек Каинды, Шулдак, Сарлыбай, Кундызды и др.), а также севернее в районе гор Аккырпык, Каратау и на Кытынадырском хребте. Детали строения свиты хорошо видны в железнодорожных выемках между станциями Мугоджарская и Берчогур (Водорезов, 1961).

Мугоджарская свита сложена преимущественно эффузивами основного состава с подчиненным количеством вулканических туфов. В разных частях разреза встречаются отдельные маломощные линзы осадочных пород (яшм и алевролитов). Характерной особенностью мугоджарской свиты, отличающей ее от вышележащей куркудукской, является то, что эффузивы, входящие в ее состав, представлены главным образом подушечными лавами, слагающими многоярусные лавовые потоки. Второстепенную роль играют лавовые покровы.

По петрографическому составу эффузивы мугоджарской свиты разделяются на лавы базальтового и в значительно меньшем количестве андезито-базальтового состава. По структурным особенностям в лавах базальтового состава выделяются: базальтовые порфириты и афириты, базальтовые афаниты, диабазы, микродиабазы, а также вариолиты, вулканические стекла и гиалокластолиты. Среди лав андезито-базальтового состава различаются андезито-базальтовые порфириты и афириты. При этом нормальные и неизменные разности пород встречаются относительно редко, преобладают же альбитизированные базальтоиды или альбитовые их разности (спилиты).

Среди подушечных лав различаются, по А. А. Абдулину, В. К. Заравняевой и др. (1963), два типа: с подушками простого строения и с подушками сложного строения.

Г. И. Водорезов (1961) указывает, что вариолиты не только слагают части лавовых подушек, но и образуют иногда неправильные залежи среди вулканических стекол и перлитов, сложно перемежаясь

или пластуясь с ними. Самостоятельные пластообразные залежи (обычно маломощные, редко 2 м и более) образуют также и вулканические стекла (р. Шулдак). Обычно вулканические стекла раскристаллизованы, хлоритизированы, но местами (р. Шулдак, железнодорожная выемка в Главном Мугоджарском хребте) сохранились участки неизменного стекла, впервые обнаруженного здесь Ф. Ю. Левинсон-Лессингом на горе Бохтыбай и описанного впоследствии А. А. Чумаковым.

Лавовые покровы в отличие от потоков обычно маломощны и сложены эффузивами преимущественно с миндалекаменной текстурой. Миндалины округлой или сильно удлинённой формы чаще сконцентрированы в приповерхностных частях покровов.

Подчиненную роль в составе свиты играют пирокластические породы базальтового и андезито-базальтового состава, представленные витрокластическими, реже лито-витрокластическими туфами, образующими небольшие прослои и линзы.

По преобладанию в разрезе тех или иных разновидностей эффузивных пород мугоджарская свита разделяется на две пачки. Нижняя пачка мощностью до 600 м сложена преимущественно спилитовыми подушечными лавами простого строения. Она лучше всего обнажена в осевой части Главного Мугоджарского хребта между Барбисаем и горой Шимылдыктау, восточнее горы Два Брата, а также в Жанганинском хребте по р. Шулдак.

Породы верхней пачки хорошо обнажены в русле р. Шулдак между зимовками Донгелек и Арыстанбай и у зимовки Актогай, кроме того, в районе гор Бохтыбай и Южный Жамантау в Главном Мугоджарском хребте. Верхняя пачка в разрезе по р. Шулдак в нижней части (около 100 м) сложена подушечными лавами сложного строения с отдельными прослоями лав с простым строением подушек. Выше лежит горизонт (30 м) гиалокластолитов, чередующихся с тонкими потоками вулканических стекол с перлитовой отдельностью. Наконец, верхняя часть пачки (мощностью до 90 м) сложена подушечными лавами андезито-базальтового состава, часто густоминалекаменными, с отдельными покровами базальтовых лав мощностью до нескольких метров с прослоями гиалокластолитов. Количественные соотношения названных пород в разрезе этой части верхней пачки непостоянны. Граница между нижней и верхней пачками мугоджарской свиты нерезкая и, по-видимому, ей нельзя придавать значение какого-то определенного стратиграфического уровня.

Породы мугоджарской свиты дислоцированы довольно слабо. Углы падения лавовых покровов и потоков, как правило, составляют всего 10—20° (Водорезов, 1961; В. В. Сажнов, 1965 г.), в редких случаях достигает 50—70°. Нередко лавы залегают почти горизонтально. Общая мощность свиты, вскрытая эрозией и потому доступная наблюдению, определяется одними исследователями в 2000—2500 м (Водорезов, 1960), другими — в 900—940 м (В. В. Сажнов, 1965 г.) и даже до 850 м (А. А. Абдулин и др., 1966).

Куркудукская свита распространена на значительно меньшей площади, чем мугоджарская. Породы куркудукской свиты сохранились в небольших по площади меридионально вытянутых синклинальных складках на склонах Главного Мугоджарского и Жанганинского хребтов, а в Северных Мугоджарах — на западном склоне Катынадырского хребта. Лучше всего эта свита обнажена по рекам Шулдак, Куркудук, Аулие, в овраге Тулегенсай и в других местах.

Куркудукская свита, отвечающая верхней диабазовой (или куркудукской) толще Г. И. Водорезова, сложена главным образом темными до зеленовато-серых эффузивами основного состава, преимущественно

мелкозернистыми диабазами и яркоокрашенными яшмовидными кремнистыми породами. Очень редко встречаются маломощные прослои туфов, базальтовых порфиритов и линзы известняков.

Эффузивы куркудукской свиты образуют покровы мощностью обычно от 0,5 до 2 м, реже до 5 м, на поверхности которых местами сохранились признаки течения лавы. Подушечные лавы для куркудукской свиты малохарактерны. Отдельные потоки подушечных лав с подушками простого строения мощностью до 5 м встречаются в разрезах по рекам Буртебай, Шулдак и др.

Из осадочных пород в куркудукской свите главное место занимают яшмы. В отличие от яшм мугоджарской свиты эти яшмы образуют довольно выдержанные прослои мощностью от нескольких сантиметров до 15—20 м. Наиболее мощные прослои яшм (до 35 м) встречены вдоль западного склона Главного Мугоджарского хребта, а также на левобережье р. Шулдак севернее зимовья Донгелек. Во многих местах среди покровов диабазов насчитывается более 40 горизонтов яшм (прослоев и линз). Среди яшм куркудукской свиты выделяются два типа: массивные и слоистые. Первые более редки, обладают ярко-красной окраской, кварцитовидны. Наиболее широко распространены тонкоплитчатые слоистые яшмы с чередованием полос коричнево-красного и серо-зеленого, реже серого и зеленовато-серого цвета. Встречаются пятнисто-полосатые бело-красно-зеленые разности. В слоистых яшмах довольно часто встречаются остатки радиолярий.

Внешне сходны с яшмами слоистые окремненные тонкозернистые туффиты, состоящие из осколков хлоритизированного стекла. Вместе с яшмами всегда находят зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты, образующие прослои мощностью до 1,2 м.

Куркудукская свита залегает согласно на породах мугоджарской свиты, что хорошо видно из данных А. А. Абдулина и др. (1966 г.), в верховьях Тулегенсая, восточнее горы Жалгызтау, южнее ст. Берчогур и в других местах. Общая мощность свиты колеблется от 175 м в верховьях Тулегенсая до 450 м в районе ст. Берчогур. По Г. И. Водорезову (1960), мощность верхней диабазовой толщи составляет 700—1000 м.

Силурийский возраст вулканогенных толщ Западных Мугоджар определяется в значительной степени условно, поскольку палеонтологические данные пока отсутствуют.

ПРИИРГИЗЬЕ

Отложения, условно относимые к силуру, выделены в Прииргизье, где они развиты в бортовых частях Иргизского синклинория, прослеживаются вдоль левобережья р. Иргиз в виде прерывистой полосы на расстоянии свыше 200 км. Коренные выходы этих пород отмечаются по берегам рек Шолаккайракты и Узынкайракты, а также в широтной излучине р. Иргиз, южнее первой фермы совхоза им. XX партсъезда. Самые южные выходы силурийских (?) отложений встречены в урочище Жаманшин в 35 км к юго-западу от пос. Иргиз. Вдоль восточного борта Иргизского синклинория (вблизи Соркольского глубинного разлома) они вскрыты скважинами под маломощным покровом палеогена.

В основании разреза силурийских (?) отложений залегает 150-метровая пачка серых тонкополосчатых кремнистых сланцев, светло-серых и белых серицитизированных глинисто-кремнистых сланцев со щепковидной отдельностью и метаморфизованных туфов кислого состава. Выше по разрезу наблюдается однообразная толща темно-

серых и черных углистых филлитов, филлитизированных полимиктовых среднезернистых песчаников и алевролитов, с прослоями метаморфизованных кристаллокластических туфовых порфиритов. В средней части разреза среди филлитов наблюдаются многочисленные согласные силлоподобные тела метаморфизованных диабазов. В верхах разреза отмечаются прослои гравелитов (мощностью до 0,5 м) и криптокристаллических известняков (0,2—0,3 м). Характерными чертами описываемой толщи являются темно-серый цвет и полимиктовый состав песчаников.

Филлиты либо слагают мощные (до 300 м) монотонные пачки (р. Шолаккайракты), либо, тонко переслаиваясь с песчаниками, образуют типичный флиш (восточный борт Иргизского синклинория).

Степень метаморфизма и дислоцированности пород постепенно, но заметно уменьшается с запада на восток (к долине р. Иргиз). Вблизи зон глубинных разломов филлиты часто бывают превращены в кварцево-слюдяно-графитовые сланцы и кварциты с переменным количеством слюды. Породы прорваны большим количеством даек и штокообразных тел диабазов, диабазовых порфиритов и гранит-порфиров, образующих узкие поясы, в которых степень насыщенности дайками достигает 80—90%. Отмечаются кварцевые жилы.

Силурийские (?) отложения образуют ряд складок субмеридионального простирания, осложненных мелкой складчатостью, вплоть до плейчатоности. Общее падение пород — восточное. В западной зоне углы падения очень крутые, часто вертикальные, на востоке — более пологие (50—40°).

Описанные породы Г. И. Водорезов и Е. А. Мазина относили к нижнему палеозою и даже верхнему протерозою главным образом из-за их сравнительно высокой степени метаморфизма.

Отложения силура (?) согласно, с постепенными переходами залегают на полевошпатово-амфиболовых сланцах нижнего палеозоя, а перекрываются несогласно лежащими породами верхнего девона. Мощность силурийских (?) отложений около 1500 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Характер отложений силурийской системы в двух разобщенных районах, соответствующих двум разным структурно-фациальным зонам, различен.

Наиболее полно и разнообразно представлен силур на Орь-Илекской возвышенности: на крыльях Косистекско-Аксуйского мегасинклинория и в Шиликтинской синклинали в пределах Кемпирсайского антиклинория.

Обилие вулканогенных (эффузивных и пирокластических) пород, непостоянство разреза, значительные мощности отложений нижнего силура и пестрота литологического состава верхнесилурийских отложений — все это говорит об эвгеосинклинальных условиях развития описываемого района в силурийском периоде. Наличие довольно резко различающихся по составу фаций, преимущественно эффузивной, с одной стороны, и осадочной, кремнисто-сланцевой — с другой, послужило основанием для выделения двух самостоятельных свит (сакмарской и сугралинской), хотя (Леоненко, 1955) и признается их синхронность.

Возраст силурийских отложений Орь-Илекской возвышенности достаточно хорошо доказан фаунистически, что позволяет вполне уверенно коррелировать их с силурийскими толщами Южного Урала и датировать с точностью до яруса и подъяруса. Гораздо сложнее

дело обстоит с силурийскими отложениями Мугоджар. Несмотря на специально проведенные работы по стратиграфическому расчленению этих пород, вопрос до сих пор не решен. Новый вариант стратиграфической схемы в какой-то мере уточнил литологическое расчленение эффузивного комплекса, но не решил вопроса о возрасте его и корреляции с соседними районами. Напротив, если принять утверждение авторов последней схемы об угловом несогласии между нижней (актогайской) и вышележащей мугоджарской толщами и, следовательно, признать существование орогенической фазы в промежуток времени между образованием названных толщ, то это повлечет за собой вывод либо об ордовикском возрасте актогайской свиты, либо о девонском возрасте двух верхних свит, начиная с мугоджарской. Палеонтологические данные пока отсутствуют.

Исследования в области стратиграфии силурийских вулканогенных толщ казахстанской части Урала, равно как и вулканогенных толщ нижней части девона, должны быть продолжены. При этом большое внимание следует обратить на изучение в целях корреляции остатков радиолярий, которые в большом количестве встречаются в кремнистых породах Косистекского синклинория на Орь-Илекской возвышенности и которые в последние годы обнаружены в прослоях осадочных пород среди эффузивов Западно-Мугоджарского мегасинклинория.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения девонской системы на территории Западного Казахстана на поверхность выходят лишь в пределах Южной оконечности Урала (рис. 16), где они распространены довольно широко, особенно на Орь-Илекской возвышенности и в западной части Мугоджар. По периферии Мугоджар девонские отложения вскрыты буровыми скважинами в ядрах унаследованных антиклинальных складок мезо-кайнозойского осадочного чехла на глубинах 150 м и более.

На Предустуртской равнине девонские отложения вскрыты на глубине 1978 м. На остальной территории Западного Казахстана они пока недоступны для изучения.

На северном борту Прикаспийской впадины верхнедевонские отложения вскрыты в интервале 3700—4394 м параметрической скв. 100 Соболевской, пробуренной Оренбургским геологическим управлением несколько севернее границы Казахстана.

Наиболее длительную историю изучения имеет девон горной части Южных Мугоджар. Первым исследователем девонских отложений этого участка П. Н. Венюковым (1895) были выделены средне- и верхнедевонские отложения.

В 1904—1906 гг. С. Н. Никитиным, М. М. Пригоровским, Н. Н. Тихоновичем и Б. А. Лури было доказано широкое распространение каменноугольных и девонских отложений между Мугоджарским и Жанганинским хребтами (Берчогурская синклиналь). Описание девонских отложений было приведено в работах С. Н. Никитина (1909) и М. М. Пригоровского (1914).

В 1932 г. Д. В. Наливкиным на основании пересмотра коллекций фауны упомянутых исследователей была предложена схема стратиграфии верхнедевонских отложений Берчогурской синклинали (Наливкин, 1947).

С 1932 г. систематическим изучением геологического строения Мугоджар в течение ряда лет занимался Г. И. Водорезов, который выра-

ботал стратиграфическую схему девонских отложений для горной части Южных Мугоджар.

В связи с изучением Берчогурского каменноугольного месторождения некоторые новые данные о верхнедевонских отложениях этого района были получены в 1934 г. Б. А. Афанасьевым. Б. А. Чухин в 1939—1940 гг. выделил в Берчогурском районе алабасскую свиту

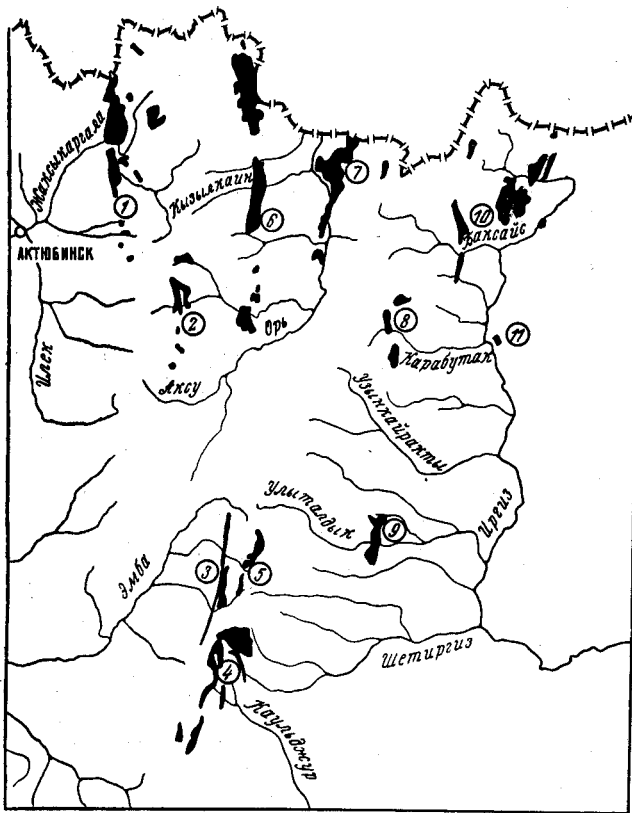


Рис. 16. Схема распространения выходов пород девонской системы на территории Южной оконечности Урала
 Районы: 1 — Косистекский, 2 — Бакайская синклиналь, 3 — западный склон Мугоджарского хребта, 4 — Берчогурская синклиналь, 5 — Кундыздинская синклиналь, 6 — левобережье р. Ор, 7 — правобережье р. Ор, 8 — верховья рек Уймола, Карабутак, 9 — Балкымбайский, 10 — Верхнее Прииргизье, 11 — левобережье р. Иртыш

нижнего — среднего девона, объединяющую кремнистые (яшмовые) породы основания девона и вышележащую эффузивно-туфовую толщу с линзами известняков.

В более позднее время новые данные по девонским отложениям Южных Мугоджар были получены Г. И. Водорезовым, Г. П. Кондратьевой, З. М. Маховой, М. М. Бакулиной, Г. С. Трошиным, Р. А. Сегединым и др.

В Северных Мугоджарах в 1932—1940 гг. геологическими исследованиями занимался А. А. Петренко (1953).

Первые сведения о девонских отложениях Ор-Илекской возвышенности приводятся в работах А. Л. Яншина (1932), А. В. Хабакова (1935), Л. Б. Рухина и Е. В. Рухиной (1941), Г. И. Водорезова (1941 г.). Гониатиты и климении из коллекции Л. Б. Рухина были монографиче-

ски обработаны Н. В. Кинд (1944), а из коллекции Г. И. Водорезова — А. К. Наливкиной (1953).

Одна из первых стратиграфических схем девонских отложений для северной части Орь-Илекской возвышенности была разработана в конце 30-х годов группой геологов под руководством Н. П. Хераскова. Фактический материал по девонским отложениям этого района был собран также К. И. Дворцовой, Г. И. Водорезовым, Ю. П. Куразовой, Н. И. Леоненко и др. В результате работ, проведенных в 1946—1950 гг. Х. С. Розман, Н. И. Леоненко и Р. А. Сегединым в северной части Орь-Илекской возвышенности, была предложена схема стратиграфии девонских отложений, значительно отличающаяся от схемы Н. П. Хераскова и др. (Леоненко, 1955; Водорезов и Розман, 1956). Этой схемой, с небольшими поправками, пользуются в указанном районе до настоящего времени.

Монографическое описание позднедевонских трилобитов Орь-Илекской возвышенности было проведено З. А. Максимовой (1955).

Тематические работы по стратиграфии девонских отложений проводила Х. С. Розман в 1955—1957 г. в горной части Южных Мугоджар и на Орь-Илекской возвышенности (Розман, 1956, 1959, 1960, 1962). Дополнительные материалы по девонским отложениям Бакайской синклинали получены В. А. Лобанчуком (1957 г.), А. М. Орловым (1958 г.) и Р. А. Сегединым (1960 г.).

Девонские отложения периферии Мугоджар, вскрытые скважинами в ядрах антиклинальных складок, изучались А. К. Замареновым (1956 г.), Р. И. Грачевым (1959), Р. Г. Гарецким (1962) и др.

В 1962—1963 гг. изучением вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего девона Южных Мугоджар занимались А. А. Абдулин, В. К. Заравняева и др. (1963), Т. В. Билибина (1963).

На восточной окраине Мугоджар, в Прииргизье, в 1958 г. Г. И. Водорезовым и в 1963 г. Е. А. Мазиной найдена позднедевонская фауна в отложениях, ранее считавшихся каменноугольными.

Новые данные по стратиграфии девонских отложений Приорской полосы и Верхнего Прииргизья (Северные Мугоджары) получены в 1964 г. Г. А. Костик и в 1965 г. Е. М. Медетовым.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

В казахстанской части Урала отложения девонской системы распространены довольно широко и во многих местах хорошо обнажены. Наибольшее распространение они имеют на Орь-Илекской возвышенности (Косистекский район) и на юге, в горах Западные Мугоджары. Небольшие по площади участки развития девонских отложений известны также в синклиналиных зонах в других частях Мугоджар: на левобережье р. Орь, на Восточно-Мугоджарском плато, в Балкымбайской синклинали и в Прииргизье.

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Полоса развития девонских отложений Орь-Илекской возвышенности (Косистекский район) протягивается от границы с Оренбургской областью (верховье р. Кия) к югу через левые отвершки р. Шоншар, долину р. Жаксыкаргала, верховья рек Шанды, Акшат, Орташа и Айдарлыаша. Южнее р. Шанды девонские породы обнаружены лишь в узких приречных полосах, покрыты в междуречьях чехлом мезокайнозойских отложений. Восточнее с. Косистек девонские отложения развиты среди более древних пород на небольших по площади разобщен-

ных участках в долинах рек Айтпайка и Егиндысай, соответствующих двум брахисинклинальным складкам.

Южнее девонские отложения прослежены в Бакайской синклинали, расположенной на юге Орь-Илекского междуречья в области верховьев левых притоков р. Орь: Ойсылкара, Бакай, Аралтобе, Кокпекты, Улетты и Жамансу. Косистекский район лежит в основном в пределах Кусинско-Зилаирского мегасинклинория, а также захватывает самую восточную полосу Внешне-Уральской зоны линейной складчатости. Бакайский район расположен в области южного погружения Кемпирсайского антиклинория под отложения, выполняющие Южно-Уральский периклинальный прогиб.

Девонские отложения в этих районах залегают резко несогласно на подстилающих их силурийских и более древних породах.

Низы девонской системы на Орь-Илекской возвышенности отсутствуют, что объясняется, по-видимому, региональным перерывом в осадконакоплении, который приходится на конец силурийского периода (большая часть лудловского века) и начало девона (жединский и начало кобленцкого века). Отсутствие жединских и раннекобленцких отложений отмечается и для Южного Урала (Водорезов, 1960). Отложения нижнего отдела начинаются с пород верхнего кобленца. Значительно больше распространены отложения среднего и верхнего девона. Эффузивные и эффузивно-пирокластические породы известны лишь в нижнем и среднем отделах системы, где они играют значительную роль. Среди верхнедевонских отложений преобладают морские осадочные образования.

Нижний и средний отделы

Эту часть разреза девона составляют шандинская, чанчарская и айтпайская свиты.

Шандинская свита прослеживается в виде отдельных разоб- щенных участков. Подстилающими породами для них служат ордовикские и силурийские отложения. В кровле их залегают эффузивные и эффузивно-пирокластические породы чанчарской свиты, известняки айтпайской свиты либо кремнистые породы егиндинской свиты; чаще же кроющиеся породы, как и верхняя часть самой шандинской свиты, размыты.

В составе пород шандинской свиты участвуют конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники, туфопесчаники, туфы, кремнистые породы и известняки (рис. 17). Состав обломочных пород свидетельствует об интенсивном размыве ордовикских и силурийских отложений, интрузивных пород и о близком переносе обломков. Наиболее полные разрезы шандинской свиты наблюдаются по р. Медес (левобережье р. Урал), на правобережье р. Косистек (правый приток р. Жаксыкаргала), по р. Шанды (левый приток р. Жаксыкаргала). Мощность свиты достигает 230 м.

Возраст шандинской свиты по палеонтологическим данным определяется как кобленц-эйфельский. Из рифовых известняков в разных точках определены: брахиоподы — *Gypidula ivdelensis* Khod., *Camarotoechia nympa* var. *emaciata* Barr., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn, *Atrypa comata* Barr., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Karpinskya fedorovi* Tschern., *Theodossia superba* (Eichw.) и др.; кораллы — *Fasciophyllum petschorense* Soshk., *Pseudochonophyllum pseudohelianthoides* Soshk., *Columnaria massivum* (Soshk.) и др.; трилобиты — *Harpes reticularis* Corda var. *altaica* Web., *Cheirurus* (*Crotalocephalus*) *sternbergi* Boeck., *Proetus* aff. *orbitatus* Barr.;

мшанки — *Loculipora* aff. *acris* (Ро́чта), *Semicoscinium* aff. *curvibasalis* Nekh.

В более северной части Сакмарской мегантиклинали фаунистически охарактеризованные ниже- и среднедевонские отложения неизвестны: В. Н. Павлиновым (1937) были выделены нижедевонские кремнистые и яшмовидные породы. Севернее р. Сакмары к нижнему девону отнесены (по Д. Г. Ожиганову) верхи бетринской свиты с *Karpinskya conjugula* Tschern. (в глыбах) (Келлер, 1949), с которыми сопоставляются низы шандинской свиты западного склона Ор-Илекской возвышенности. Шандинская свита по фауне сопоставляется



Рис. 17. Линза известняка среди обломочных пород шандинской свиты кобленц-эйфеля на левобережье р. Жаксыкаргала.
Фото Р. А. Сегедина

также с рифовыми известняками, обрамляющими северо-западное крыло Зилаирского синклинория, и с осадочной частью ирендыкской свиты Южного Урала.

Чанчарская свита сохранилась лишь в северо-западной части района: на правом берегу р. Жаксыкаргала и по левым притокам р. Урал. В разрезе ее выделяются две пачки: 1) андезитовые роговообманковые и авгитовые порфириды и туфогенно-обломочные породы того же состава и 2) порфиры, главным образом альбитофиры, их туфы и туфобрекчии. Эти две пачки отличаются невыдержанностью по простиранию и по мощности (до 400 м) и фациально замещают друг друга, причем порфиры преобладают в верхней части разреза.

Широкое развитие пирокластических пород и покровов эффузивов, среди которых встречаются подушечные лавы, свидетельствует об интенсивной деятельности подводных вулканов этого времени. Характерной чертой петрографического состава эффузивов чанчарской свиты является их кайнотипный облик.

Возраст пород чанчарской свиты остается недостаточно ясным: фаунистические остатки в ней нигде не были обнаружены. В кровле чанчарской свиты с резким размывом и несогласием залегают отложения живетского яруса, ложем ее в большинстве случаев служат кремнистые породы силурийского возраста. Взаимоотношения эффузивов чанчарской свиты и карбонатно-обломочных пород шандинской свиты,

наблюдаемые на правобережье р. Жаксыкаргала, позволяют сделать вывод о близком или несколько более молодом, позднеэффельском возрасте эффузивов чанчарской свиты по отношению к породам шандинской свиты. Возможно, эффузивы чанчарской свиты являются одно-возрастными с верхними карбонатно-обломочными слоями шандинской свиты. Чанчарская свита может быть сопоставлена с карамалыташской свитой Южного Урала.

Айтпайская свита распространена относительно нешироко. Породы, относимые к ней, носят характер базальных образований и прослеживаются на крыльях синклиналиных складок, в центральных частях которых выступают более молодые — верхнедевонские отложения (реки Айтпайка, Егинды, Домбар, Шоншар, Ойсылкара). Айтпайская свита сложена преимущественно обломочными породами: конгломератами, конгломерато-брекчиями, в меньшей степени — песчаниками, а также известняками, имеющими рифовый характер. Изолированные известняковые линзы, залегающие на более древних девонских и силурийских породах, отмечены на левобережье р. Урал по его притокам и на других участках. Мощность свиты достигает 100 м. Возраст ее определяется как живетский. В рифовых известняках собраны: брахиоподы — *Uncinulus angularis* Phill., *U. subcordiformis* Schnur., *Gypidula buplicata* Schnur. и др.; ругозы — *Fasciophyllum halliaforme* Soshk., *Stenophyllum hedstromi* Wdkd., *Columnaria vulgaris* Soshk., *Grypophyllum gracile* Wdkd., *G. schwelmense* Wdkd. и др.; строматопоры — *Stromatopora concentrica* Goldf., *Actinostroma clathratum* Nich., *Stromatoporella solitaria* Wich., *Syringostroma kasakhstanense* Yavor. Приведенный состав фауны отвечает нижней части зоны *Agoniatites* и зоны *Stringocephalus burtini* (Сошкина, 1949), так как в составе ругоз вместе с позднеживетскими, из которых наиболее распространенным является *Grypophyllum gracile* Wdkd., отмечены и раннеживетские. Среди последних наиболее часто встречаются *Fasciophyllum halliaforme* Soshk.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения развиты вдоль восточного края Внешне-Уральской зоны складчатости (от горы Каинтау на правобережье р. Урал на севере до верховья р. Айдарлыаша на юге) и в синклиналиных складках Сакмарской мегантиклинали в Косистекском районе, а также слагают крылья и северную периклиналиль Бакайской синклинали.

Егиндинская свита слагает в пределах Сакмарской мегантиклинали Егиндинскую, Жалгызагашскую и Шоншарскую синклинали. Южнее она прослеживается в виде узкой полосы вдоль западного крыла и северного периклиналильного замыкания Бакайской синклинали. Наиболее полные и фаунистически охарактеризованные разрезы наблюдаются по рекам Жалгызагаш (рис. 18), Ойсылкара и Бакай.

Егиндинская свита представлена глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород, реже мелкозернистых песчаников и кремнистых брекчий; местами отмечены прослой листоватых битуминозных кремнисто-глинистых сланцев и пачки климениевых известняков в верхней части разреза. Мощность егиндинской свиты в западной части района не превышает 300 м, в Бакайской синклинали она возрастает до 700 м.

Возраст егиндинской свиты определяется для ее нижней половины стратиграфическим положением, для верхней — составом фауны (го-

ниатитами, климениями, трилобитами, брахиоподами, пелещиподами), а также составом флоры и обнаруженных в ней комплексов спор. Нижняя часть разреза, по-видимому, соответствует франскому ярусу и, возможно, в самых нижних слоях — верхам живетского яруса, так как кремнистые сланцы и брекчии егиндинской свиты согласно залегают на обломочных породах айтпайской свиты живетского яруса (реки Айтпайка, Шоншар, Ойсылкара, Бакай и др.).

Верхняя фаунистически и флористически охарактеризованная часть егиндинской свиты относится к фаменскому ярусу, отвечая зонам *Cheiloceras*, *Prolobites*, *Prionoceras* и *Laevigites*.



Рис. 18. Дислоцированные глинисто-кремнистые сланцы верхнего девона в овраге Жалгызгааш близ пос. Эрзерум (Орб-Илекская возвышенность). Фото Р. А. Сегедина

Зоне *Cheiloceras* соответствуют глинисто-кремнистые сланцы с трилобитами *Phacops (Trimeroccephalus) mastophtalmus* (R. Richt.), *P. (T.) cryptophtalmoides* Z. Мах. (р. Жалгызгааш) и *P. (T.) vodorezovi* Z. Мах., *Phacopidella (Ductina) ductifrons* R. et E. Richt. (р. Бакай). К этой же зоне относятся сланцы, содержащие споровые комплексы елецкого горизонта Русской платформы: *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Archaeozonotriletes adversipteralis* Luber (р. Егиндысай), *Acanthotriletes tenuispinosus* Naum., *A. vulgaris* Naum., *Lophotriletes sulbrosus* Naum., *Archaeozonotriletes notabilis* Naum. (р. Ойсылкара).

К верхам зоны *Cheiloceras* и к зоне *Prolobites* относятся сланцы с прослоями известняков (р. Бакай), содержащих цефалоподы *Prolobites delphinus* (Sandb.), *Pseudoclymenia dillensis* (Drever.), *Sporadoceras contiguum* (Münst.), *Tornoceras acutum* Frech, *Cheiloceras circumflexum* (Sandb.) и др.; трилобиты — *Phacops (Trimeroccephalus) cryptophtalmoides* Z. Мах., *Ph. (T.) bipunctatus* Z. Мах.; брахиоподы — *Leiorhynchus baschkiricus* (Tschern.). Этим же возрастом датируются климениевые известняки р. Аралтобе, в которых кроме цефалопод отмечены *Leiorhynchus baschkiricus* (Tschern.), *L. ursus* (Nal.), *Plectorhynchella equitans bakaica* Rozm.

Более молодые климениевые известняки р. Ойсылкара содержат цефалоподы верхов зоны *Prolobites* и низов зоны *Prionoceras*: *Prolobi-*

tes nanus Perna, *P. delphinus* var. *atava* Frech, *Cyrtoclymenia pernai* Nal., *Platyclymenia annulata* (Münst.), *Prionoceras frechi* (Wdkd) и др.

К верхам зоны *Prolobites* и к низам зоны *Laevigites* относятся сланцы с трилобитами *Phacops (Dianops) aktjubensis* Z. Max., *Ph. (D.) griffithides mugodjaricus* Z. Max., *Drevermannia ninae* Z. Max. (верхняя часть разреза р. Жалгызгаш).

Зилаирская свита прослеживается в тех же синклинальных структурах, что и подстилающие ее отложения егиндинской свиты, с которой она связана постепенными переходами. Наиболее полные разрезы зилаирской свиты наблюдаются по рекам Кия, Егинды с притоками, Домбар, где залегают переслаивающиеся песчаники, гравелиты, глинистые сланцы, аргиллиты, реже глинисто-кремнистые сланцы; характерным является присутствие в песчаниках многочисленных эллипсоидальных или шарообразных скорлуповатых песчаниковых стяжений (до 1 м в поперечнике). Отложения зилаирской свиты отличаются невыдержанностью отдельных горизонтов, плохой окатанностью обломков и обилием растительного детрита. Мощность свиты не превышает 300 м.

Возраст зилаирской свиты в рассматриваемом районе решается по ее стратиграфическому положению и по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного С. Н. Наумовой (Розман, 1962).

Отложения зилаирской свиты связаны постепенными переходами с подстилающими их глинисто-кремнистыми сланцами егиндинской свиты, что отчетливо видно в разрезах по р. Егинды; при этом отмечается очень близкий возраст комплексов спор из сланцев егиндинской свиты и вышележащих песчаников и аргиллитов зилаирской свиты: по р. Егинды в сланцах егиндинской свиты отмечены *Leiotriletes pusillus* Naum., *Lophotriletes minor* Naum., *Acanthotriletes similis* Naum., *Stenozonotriletes tersus* Naum., *Archaeozonotriletes adversipteralis* Luber, *A. famenensis* Naum., а в вышележащих песчаниках зилаирской свиты — *Leiotriletes plicatus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. laevigatus* Naum., *Hymenozonotriletes livnensis* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum. Эти комплексы раннефаменские, характерны для елецкого горизонта Русской платформы. Сходные комплексы были обнаружены в нижней части зилаирской свиты в разрезе р. Домбар.

Эти данные позволяют отнести нижнюю часть зилаирской свиты этого района к нижнему фамену. В более высоких слоях зилаирской свиты обнаружены позднефаменские споровые комплексы: на правом берегу р. Домбар — *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum., *S. extensus* Naum., *Hymenozonotriletes hyalinus* Naum. и другие формы; по р. Кия — *Lophotriletes turbinatus* Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. torosus* Naum., *Hymenozonotriletes hyalinus* Naum. и др.

Таким образом, зилаирская свита в основном соответствует по возрасту фаменскому ярусу, частично замещая по простиранию кремнистые породы верхней части егиндинской свиты. Кроме того, имеются данные, свидетельствующие о том, что комплекс отложений, относимых к зилаирской свите, может включать и отложения более древнего возраста. Так, А. Л. Яншин (1932) указывает на находку в стяжениях среди глинистых пород зилаирской свиты в бассейне р. Жаксыкаргала франского *Manticoceras intumescens* Weug. Этому не противоречат и спорово-пыльцевые комплексы, приведенные Т. В. Ивановой (В. С. Лыков и др., 1967 г.) из основания разреза зилаирской свиты этого же

района (широта устья р. Карабутак): *Acanthotriletes crenatus* Naum., *Archaeozonotriletes famenensis* Naum., *Arch. naliokinii* Naum., *Arch. micromanifestis* Naum., *Arch. semilucensis* Naum., *Archaeotriletes voronensis* Arshang., *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum., *H. laciniosus* Naum. По заключению Л. М. Попониной, этот комплекс характерен для позднефранского времени. С другой стороны, на крыльях Бакайской синклинали в глинистых отложениях, являющихся, по Г. И. Водорезову, аналогами верхов зилаирской свиты, отмечены остракоды раннетурнейского возраста (Водорезов, 1960).

Киинская свита выделяется в северо-западной части района: по р. Кия и на смежных участках. Наиболее полный ее разрез наблюдается по р. Кия, где подстилающими отложениями являются породы зилаирской свиты. В разрезе киинской свиты отмечены глинисто-кремнистые сланцы с прослоями аргиллитов, алевролитов, кремнистых песчаников и в нижней части разреза с пропластками и пачками (от 0,02 до 13—15 м) битуминозных горючих сланцев: в верхней части разреза залегают климениевые известняки (мощностью 11,5 м), перекрытые глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность отложений киинской свиты составляет 450 м. Возраст свиты определяется следующими данными: 1) нижние слои киинской свиты связаны постепенными переходами с подстилающими отложениями зилаирской свиты, содержащими по р. Кия позднефаменский комплекс спор; среди глинисто-кремнистых сланцев к северу от р. Кия встречены линзовидные прослои известняков с *Leiorhynchus baschkiricus* (Tschern.). Это позволяет отнести нижнюю часть киинской свиты к верхнефаменскому подъярису (зоне *Prolobites*); 2) климениевые известняки, выступающие по р. Кия в верхней части разреза киинской свиты (Розман, 1962), содержат обильную фауну зоны *Laevigites*: цефалоподы — *Sporadoceras posthumum* Wdkd, *Prionoceras varicosum* (Schind.), *Progonioclymenia acuticosta* (Braun.), *Clymenia laevigata* Münster., *Kostmoclymenia serpentina* Münster.; трилобиты — *Typhloproëtus kijensis* Z. Max., *T. subcarintiacus* R. et E. Richt., *Cytosymbole antedistans* R. et E. Richt.; брахиоподы — *Plectorhynchella equitahs* (Schmidt); 3) в самом верхнем слое Киинского разреза в сланцах у родника (исток р. Кия) обнаружены трилобиты зоны *Wocklumeria*: *Brachimetopus (Brachimetopina) maccoyi* Porte, *Typhloproëtus* aff. *aequalis* Meyer.

Верхнедевонские отложения рассматриваемой западной полосы Орь-Илекского междуречья в целом сопоставляются с зилаирским комплексом более северных районов — Сакмарского Урала, детально изученным Б. М. Келлером (1949). Нижняя фаунистически не охарактеризованная часть егиндинской свиты сопоставляется с франскими отложениями зилаирского комплекса — с яумбаевской и асташской свитами. При этом в отличие от яумбаевской и асташской свит песчаники занимают резко подчиненное положение в нижней части егиндинской свиты, сложенной почти нацело аргиллитами и глинисто-кремнистыми сланцами. Верхняя часть егиндинской свиты (с фаменской фауной и фаменскими споровыми комплексами), фациально связанная с ней часть зилаирской свиты (с фаменскими споровыми комплексами) и киинская свита сопоставляются с авашлинской свитой. Самые верхние слои киинской свиты (с раннетурнейскими трилобитами) отвечают ямашлинской свите (рис. 19).

Описанные разрезы девонских отложений являются более полными и более детально фаунистически охарактеризованными, чем одновозрастные разрезы смежного Сакмарского Урала, что позволяет считать разрезы западной полосы Орь-Илекского междуречья опорными для девона южной части западного склона Южного Урала. Необходимо

еще раз подчеркнуть основную особенность разрезов верхнедевонских отложений западной полосы Орь-Илекского междуречья — их разно-
 фаціальность, чтобы осторожно подойти к определению возраста
 и сопоставлению отдельных свит.

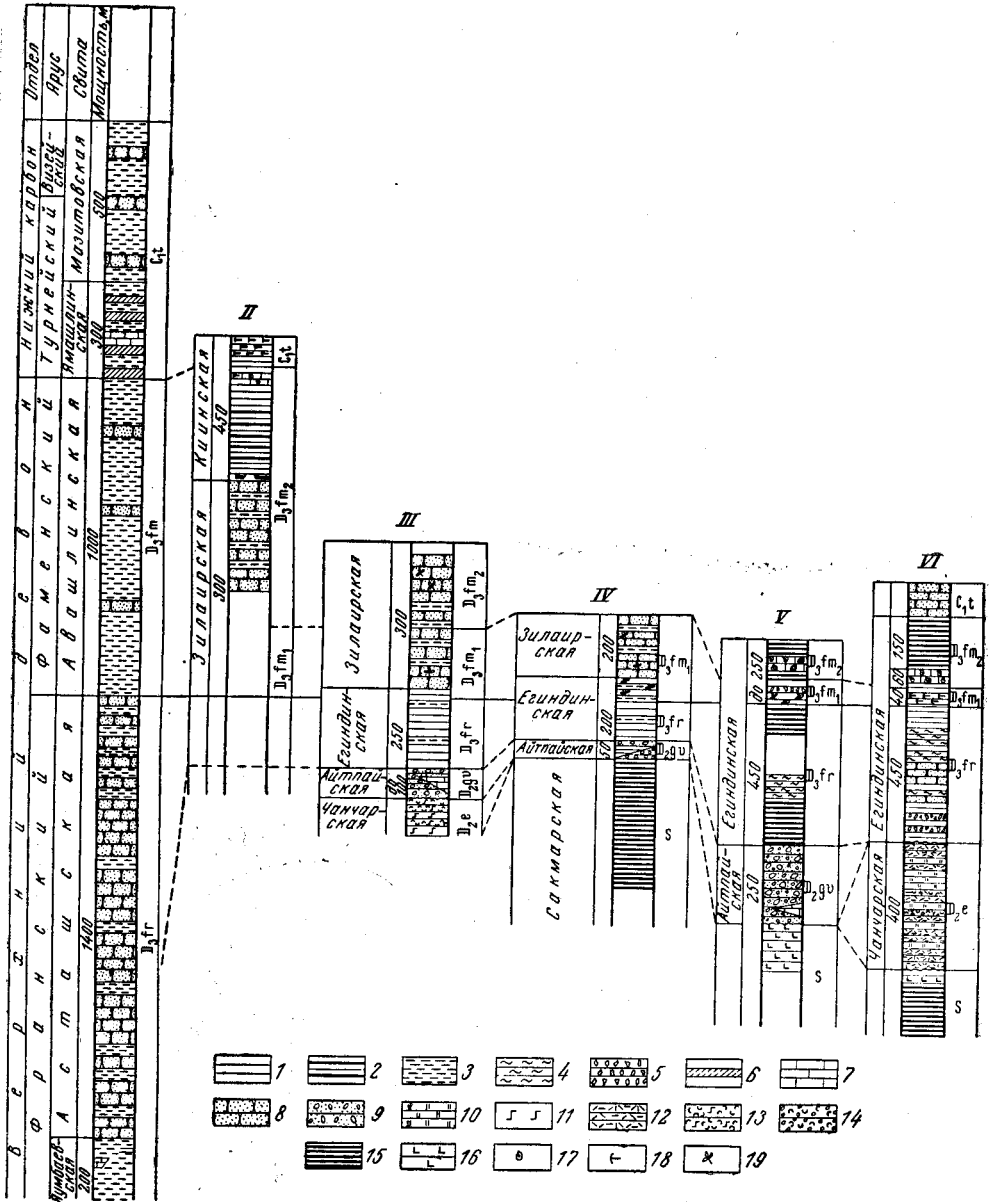


Рис. 19. Схема сопоставления верхнедевонских отложений северо-западных Мугуджар и Сакмарского Урала. (по Х. С. Розман, 1962)

I — Зилаирский синклиорий (по Б. М. Келлеру, 1949), II — р. Кия, III — р. Домбар, IV — р. Егинды, V — р. Ойсылкара, VI — р. Бакай

1 — глинисто-кремнистые сланцы; 2 — глинисто-кремнистые битуминозные сланцы; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — кремнистые брекчии; 6 — силциты; 7 — известняки; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — кремнистые и яшмовидные породы; 11 — андезитовые порфириты; 12 — порфиры; 13 — туфы и туфоконгломераты порфиритового состава; 14 — туфогенно-обломочные породы порфиритового состава; 15 — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями граптолитовых сланцев; 16 — спилиты, диабазы и порфириты. Местонахождения остатков: 17 — гониматитов и климений; 18 — трилобитов; 19 — споровые комплексы

МУГОДЖАРЫ

На территории Мугоджар девонские отложения развиты как в собственно Мугоджарских горах и на левобережье р. Орь, относящихся к южной части Магнитогорского мегасинклинория, так и на Восточно-Мугоджарском плато, западная часть которого расположена в пределах Мугоджарского мегантиклинория, а восточная относится к Прииргизскому мегасинклинорию.

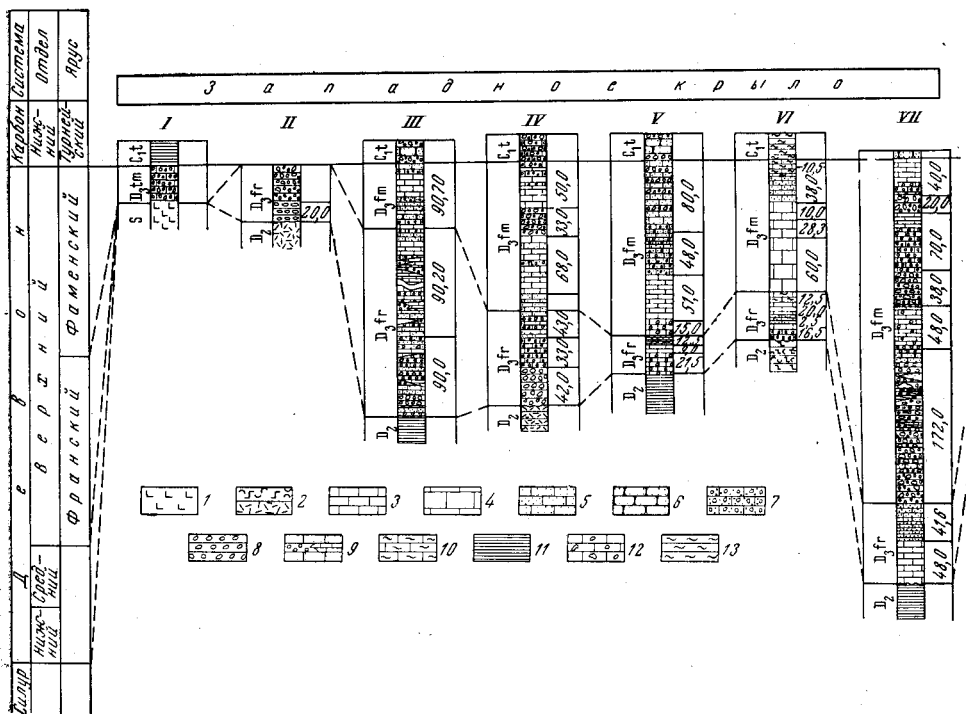


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов верхнедевонских отложений Бер I — юго-восточный склон горы Жамантау; II — р. Закирсай, III — р. Кабаксай, IV — р. Сарысай, VII — р. Тулегенсай, IX — северное замыкание Бурчогурской синклинали у дороги к горе Два сай
1 — сланцы, диабазы и яшмы; 2 — порфириды, туффиты и туфоконгломераты порфиритового во-сугустковые (оолитовые); 3 — известняки песчанистые; 4 — известняки коралловые и мергелистые; 5 — известняки песчанистые; 6 — песчаники; 7 — гравелиты известкови-няки мергелистые; 8 — известняки коралловые и мергелистые; 9 — известняки коралловые и мергелистые; 10 — известняки коралловые и мергелистые; 11 — алевролиты; 12 — известняки коралловые и мергелистые; 13 — известняки коралловые и мергелистые

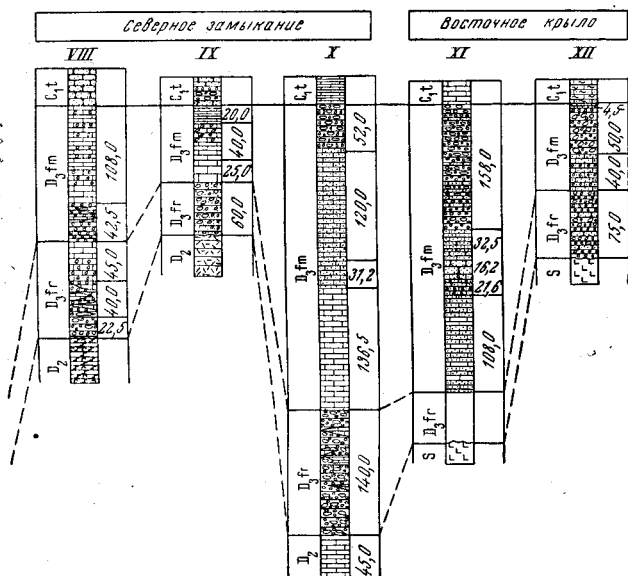
Мугоджарские горы

В Мугоджарских горах существует несколько участков, на которых обнажены девонские породы. Из них главные: Берчогурская синклиналь, расположенная в самой южной части Мугоджар между Главным Мугоджарским (на западе) и Жанганинским (на востоке) хребтами, и западный склон Главного Мугоджарского хребта. Другие, более мелкие участки приурочены к брахисинклинальным складкам в горах.

Девонские отложения Мугоджарских гор представлены эффузивными, эффузивно-обломочными, кремнистыми, реже карбонатными породами в ниже- и среднедевонской части; терригенными, карбонатно-обломочными и карбонатными породами — в верхнедевонской части разреза. Верхнедевонские отложения, развитые вдоль западного склона Мугоджарского хребта и в Берчогурской синклинали, сильно

различаются фациально, что связано с разным структурным положением этих участков. Вдоль западного склона Мугоджарских гор верхнедевонские отложения представлены песчано-глинистыми породами с ограниченным развитием карбонатно-обломочных пород в нижней части разреза; в Берчогурской синклинали одновозрастные отложения представлены карбонатно-обломочными и карбонатными породами. Отложения Кундыздинской синклинали в центральной части Мугоджарских гор представлены кремнистыми породами среднего девона и грубообломочными породами верхнего девона.

Наиболее полный и фаунистически охарактеризованный разрез девонских отложений установлен в Берчогурской синклинали, что позволяет этот разрез принять в качестве опорного разреза девона Мугоджарских гор (рис. 20).



чогурской синклинали (по Х. С. Розман, 1962)

V — южные горы Алабас, VI — гора Алабас, VII — р. Базарсай. Брата, X — р. Мийбулак, XI — р. Жанганасай, XII — р. Чиликстава; 3 — известняки; 4 — известняки массивные, водорослевые; 8 — конгломераты; 9 — известняки рифовые; 10 — извест-
брахиоподово-гоннатитовые; 13 — аргиллиты

Берчогурская синклиналь

Нижний и средний отделы

В основании девона на крыльях Берчогурской синклинали А. А. Абдулиным, В. К. Заравняевой и В. Г. Кориневским (1963) выделены эффузивы мыльашинской толщи, залегающие с резким угловым несогласием на силурийских зеленокаменных породах. Наиболее хорошо они обнажены в районе горы Жалгызтау, близ северного периклинального замыкания складки.

Мыльашинская толща сложена преимущественно вулканогенными породами андезитового состава с подчиненными прослоями туффинов. Эффузивы представлены главным образом лавами, среди которых различаются миндалекаменные андезиты, лавобрекчии того же состава, миндалекаменные альбитовые и андезитовые порфириты. Пиро-

кластические породы представлены главным образом грубообломочными туфами андезитовых порфиритов. Встречаются полосчатые туффиты. Мощность толщи более 300 м.

Возраст мильашинской толщи устанавливается условно по стратиграфической связи с ниже- и вышележащими толщами как ранне-среднедевонский.

Альбитофиры, реже андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы, прослои туффитов и песчаников, мощностью толщи до 200 м, выделенные, в 1963 г. А. А. Абдулиным и др. под названием мийской свиты, при дальнейших исследованиях* были включены в состав мильашинской толщи.

Шулдакская толща кремнистых пород широко распространена как на восточном, так и на западном крыле Берчогурской синклинали, особенно южнее ст. Берчогур, где кремнистые породы слагают высокие гряды. Хорошие разрезы этой толщи наблюдаются по Закирсаю и у горы Аралтобе. Толща сложена преимущественно темно- и светло-серыми полосчатыми кремнистыми породами. Полосчатость обусловлена частым переслаиванием кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов, мелко- и среднезернистых кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, красных и зеленых яшм. Последние иногда образуют довольно мощные пачки. Встречаются редкие прослои тонкозернистых туффитов и маломощные (до 3 см) пропластки окремнелых плитчатых известняков.

Толща кремнистых пород залегает с угловым несогласием либо на более древних девонских породах, либо на эффузивах силура. Г. И. Водорезов на основании стратиграфического положения этой толщи («шулдакского горизонта») ниже фаунистически доказанных живецких отложений, а также сходства входящих в ее состав яшм с известными орскими яшмами сопоставляет кремнистую толщу Берчогурской синклинали с бугулыгурской толщей Южного Урала, возраст которой ныне определяется как позднеэфельский. Среднедевонский возраст этой толщи подтверждается найденными в 1962 г. (Аполлонов и Абдулин, 1963) в кремнистых породах на восточном крыле Кундыздинской синклинали отпечатками флоры, среди которых М. А. Сенкевич определила среднедевонские *Protolepidodendron* cf. *scharianum* Кг. и др. Мощность шулдакской толщи достигает 500 м.

Наиболее молодые среднедевонские отложения представлены в Берчогурской синклинали толщей эффузивно-пирокластических пород и известняками рифового типа.

Хорошие разрезы толщи эффузивно-пирокластических пород** наблюдаются в районе северо-восточного замыкания синклинали (на левобережье р. Мийбулак, у подножия западного склона гряды Малый Алабас и по р. Закирсай. Основное значение в составе толщи имеют андезитовые порфириты и их туфоагломераты, туфопесчаники; второстепенное — пачки кремнистых пород, местами омарганцованных. Участками эффузивы и туфогенно-обломочные породы порфиритового состава замещаются порфирами.

Описанная толща (мощностью до 800 м, обычно около 200 м) залегает согласно на кремнистых породах эфельской шулдакской толщи и с резким несогласием перекрывается грубообломочными породами франского яруса верхнего девона. Возраст толщи эффузивно-пирокластических пород в значительной мере определяется соотноше-

* Устное сообщение В. Г. Кориневского.

** Алабасской свиты (Розман, 1962).

нием с рифовыми известняками, содержащими разнообразную фауну живетского возраста, изученную Х. С. Розман (1959а).

Эти размытые рифовые известняки прослежены на северо-восточном крыле Берчогурской синклинали (правобережье р. Шулдак) и на ее западном крыле (правобережье ручья Базарсай и водораздел Базарсай—Алабас). По одному из указанных ручьев рифовые известняки получили название базарсайских*.

Известняки (мощностью до 50—80 м) переполнены остатками брахиопод, ругоз, строматопор, гастропод и криноидей. Среди брахиопод отмечены *Schizophoria bistrata* Tschern., *S. striatula* Schloth., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Productella subaculeata* Murch., *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *Hypothyridina procuboides* Kayser, *Pugnax anisodonta* Phill., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *A. cf. zonata* Schnur., *Emmanuella subumbona* (Hall), *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Stringocephalus burtini* var. *orthocephalia* Nal., *Enantiosphen librovitschi* Nal., *E. vodorezovi* Rozm. Последние два вида преобладают, образуя местами банки. Из ругоз Е. Д. Сошкиной определены *Schizophyllum tenue* Wdkd, *Grypophyllum gorskyi* Bulv., *G. isactus* (Frech), *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *C. soeticum* Schlüter и др. Приведенный состав фауны свидетельствует о принадлежности известняков к зоне *Stringocephalus burtini* живетского яруса. Состав фауны очень сходен с комплексом, описанным Д. В. Наливкиным (1951) из района р. Худолаз, расположенного в той же структурной зоне, но значительно севернее, что позволяет говорить о региональном распространении живетских известняков на восточном склоне Урала. По мнению Х. С. Розман, образование рифовых известняков происходило не одновременно с накоплением толщи эффузивно-пирокластических пород, а было отделено от последнего региональным предживетским размывом. Рифовые известняки в свою очередь подверглись длительному размыву в ранне- и среднефранское время (франский разрез начинается с конца среднефранского времени). Цепочки уцелевших останков живетской карбонатной толщи по простиранию не совпадают с элементами залегания эффузивно-пирокластической толщи, относимой к верхам эйфельского яруса. Иного взгляда придерживается Г. И. Водорезов, считающий эффузивно-пирокластические породы и рифовые живетские известняки синхронными, в связи с чем возраст эффузивно-пирокластической толщи определяется им как живетский. Такое стратиграфическое положение толщи позволяет, по мнению Г. И. Водорезова, отождествлять ее с улутауской свитой Южного Урала.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения Берчогурской синклинали представлены фаунистически охарактеризованными обломочно-карбонатными и карбонатными отложениями франского и фаменского ярусов. Эти породы в рельефе образуют невысокие гряды, подчеркивающие структуру синклинали.

Франский ярус

Франский ярус широко распространен на северном замыкании Берчогурской синклинали и вдоль ее западного крыла. На восточном крыле отложения этого яруса сохранились лишь в виде узкой преры-

* Базарсайской свиты (Розман, 1962).

вистой полосы у гор Аралтобе и Бозтобе и в верховье Чиликсяя. Франские отложения резко несогласно налегают на эффузивные, пирокластические и осадочные породы различных горизонтов нижнего и среднего девона. Выше франских отложений согласно залегают отложения фаменского яруса.

Отложения франского яруса отличаются большой фациальной изменчивостью и невыдержанностью по простиранию. Они представлены карбонатно-обломочными породами: полимиктовыми конгломератами с прослоями песчаников, известковистых песчаников, с линзами рифовых известняков.

Наиболее полные разрезы франского яруса наблюдаются в районе горы Алабас, где они представлены карбонатными породами: известняками с подчиненными прослоями песчаных известняков, а в верхней части разреза — водорослево-сгустковыми (оолитовыми) толсто-слоистыми известняками. Франские отложения слагают западные склоны гряд Большой и Малый Алабас*. На западном склоне гряды Малый Алабас в разрезе выделяются:

Мощность, м

1. Известняки темные, кремненные, с *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax plicatififormis* Rozm., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *A. posturalica* Mark., *A. bifidaeformis* Tschern. и др. до 0,85

2. Известняки серые, слабо песчаные, в некоторых прослоях обогащенные обломочным материалом, с брахиоподами *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina ascendoides* Nal., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *A. alticola* Frech, *Cyrtiopsis conoideus* Roem., *Reticulariopsis koltubanica* (Nal.), *Theodossia anosofi* (Verh.), *Athyris globosa* Roem. В верхней части слоя встречаются одиночные *Pugnoides triaequalis* (Goss.). В известняках содержатся также остракоды *Bairdia usatschovae* Egorov, *B. paumovae* Egorov и др. (определения М. Д. Аробей) до 0,75

3. Известняки зеленовато-серые, водорослево-сгустковые, в отдельных прослоях криноидные. В верхней части содержится прослой (мощностью 3,1 м) с *Pugnoides triaequalis* (Goss.), *Plectorhynchella collinensis* (Frech.), *Reticulariopsis koltubanica* (Nal.), *Theodossia anosofi* (Verh.), *Lamellispirifer* sp., *Athyris* cf. *globosa* Roem. до 24,5

4. Известняки плотные, оолитовые, со скудной фауной (до 12,4 м). Мощность франских отложений в этом разрезе составляет 38,5 м, восточнее она возрастает до 51,5 м.

Анализ состава фауны из франских отложений горы Алабас и других участков позволяет сделать следующие выводы.

1. Разрез франских отложений начинается с самых верхов среднефранского подъяруса, так как в его основании лежат известняки, сопоставляемые с верхней частью мендымских слоев среднефранского подъяруса западного склона Южного Урала.

2. Выше в разрезе выделяются отложения, сопоставляемые с аскынскими слоями [известняки с *Hypothyridina cuboides* Sow., *Theodossia anosofi* (Verh.) и др.] и с барминскими слоями [известняки с *Pugnoides triaequalis* (Goss.) и др.] верхнефранского подъяруса западного склона Урала.

3. Отсутствие отложений нижнефранского и большей части среднефранского подъярусов свидетельствует о перерыве, падающем на большую часть франского века; длительным перерывом и последующим интенсивным размывом объясняется также нахождение позднеживетских известняков в составе франских конгломератов.

4. Верхняя граница франского яруса не может быть установлена точно, так как водорослево-сгустковые известняки в верхней части разреза не содержат фауны.

* Гора Алабас состоит из двух меридионально вытянутых гряд, восточная из которых имеет название Большой Алабас, а западная — Малый Алабас.

Фаменский ярус

Фаменский ярус прослеживается на крыльях, а также в центральной части Берчогурской синклинали, на поднятом крыле меридионального сброса. Отложения этого яруса залегают согласно и местами трансгрессивно на франских и согласно перекрываются нижнетурнейскими отложениями. Отложения фаменского яруса представлены обломочно-карбонатными, фациально изменчивыми породами.

Среди фаменских отложений в отличие от франских преобладают карбонатные породы, подчиненные карбонатно-обломочным. В районе горы Алабас фаменские отложения представлены карбонатными породами.

Наиболее полные разрезы фаменского яруса наблюдаются на западном крыле синклинали у горы Алабас, на поднятом крыле Корганжарского сброса в верховье р. Корганжар, на восточном крыле синклинали по Жанганасаю (правому притоку р. Шулдак). Сопоставление этих разрезов приведено на рис. 20.

В обрыве левого притока р. Корганжар в 3 км к югу-юго-западу от железнодорожного разъезда № 60 снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Песчаники мелкозернистые, тонкослоистые, переслаивающиеся со скорлуповатыми алевролитами *Plicatifera mugodjarica* (N a c h.), *Pugnax janischevskii* R o z m. (в массе), *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.) 5,4
2. Песчаники тонкослоистые, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками и скорлуповатыми алевролитами, содержащие *Plicatifera mugodjarica* (N a c h.), *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.), *Athyris concentrica* B u c h, единичные *Pugnax janischevskii* R o z m. и единичные *Yunnanellina mugodjarica* R o z m. 16,1
3. В бровке обрыва — известковистые песчаники и песчаные известняки с *Yunnanellina mugodjarica* R o z m., *Trifidorostellum uralicum* (N a l.) *, *Athyris sulcifer* var. *intermedia* N a l. и более редкие *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.) 2,5
4. На плоской поверхности Корганжарской гряды залегают песчаные известняки, переслаивающиеся с шламовыми, сгустковыми и мергелистыми известняками, аргиллитами и известковистыми песчаниками. Известняки содержат *Schizophoria impressa* H a l l, *Plicatifera mugodjarica* (N a c h.), *Trifidorostellum uralicum* (N a l.), *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.), *Athyris angelica* H a l l 6,0
5. На восточном склоне гряды выходят известняки мергелистые, криноидно-шламовые, сгустковые, переслаивающиеся с тонкозернистыми. Известняки содержат *Schizophoria impressa* H a l l., *Plicatifera mugodjarica* (N a c h.), *Leiorhynchus ursus* (N a l.), *Trifidorostellum uralicum* (N a l.), редкие *Yunnanellina mugodjarica* R o z m., *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.) 21,6
6. В западной части железнодорожной выемки у разъезда № 60 обнажены известняки песчаные с прослоями мергелистых, содержащие *Schizophoria impressa* H a l l, *Trifidorostellum posturalicum* R o z m., *Cyrtospirifer whitneyi* (H a l l), *Lamellispirifer* sp., *Athyris postangelica* N a l. 9,0

Выше следуют нижнетурнейские отложения — известняки и аргиллиты.

Отложения, отвечающие шестому слою из вышеприведенного разреза, на правом берегу р. Корганжар в 3,5 км к югу-юго-западу от разъезда 60 отличаются большей мощностью (до 28 м) и содержат фауну: *Schizophoria impressa* H a l l., *Plicatifera* aff. *praelonga* S o w., *Trifidorostellum posturalicum* R o z m., *T. planoovalis* (N a l.), *Camarotoechia intercalata* R o z m., *Yunnanellina kurgandjarica* R o z m., *Plectrohynchella markovskii* R o z m. и др. В шлифах обнаружены водоросли *Rhabdoporella melekesenesis* K u l. и фораминиферы *Eovolulina* sp., *Syniella* sp., *Parathuramina* sp. (определения Е. А. Рейтлингер).

Общая мощность фаменских отложений в Корганжарском разрезе не превышает 80 м. Южнее она даже сокращается до 37,6 м. Максимальная мощность фаменского яруса (397,3 м) установлена на северо-

* П. Сартенер, Х. С. Розман, 1965, стр. 148—150.

западном крыле синклинали, где в разрезе увеличивается количество конгломератов и карбонатно-обломочных пород.

При сопоставлении трех основных разрезов фамена Борчогурской синклинали выделяются три горизонта, охарактеризованные следующими палеонтологическими комплексами:

1. Нижний: *Schizophoria praeimpresca* Hall, *Productella subaculeata* var. *kirgisica* Wen., *Plicatifera mugodjarica* (Nach.), *Pugnax janischevskii* Rozm., редкие *Yunnanellina mugodjarica* Rozm., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch), *C. calcaratus* (Sow.), одиночные *Cyrtopsis rjausakensis* Nal., *Athyris angelica* Hall., *A. sulcifer* var. *intermedia* Nal.; в шлифах определены водоросли *Girvanella* sp., редкие фораминиферы *Schuguria* sp., *Parathurammina cushmani* Sul.

2. Средний: *Stropheodonta interstrialia* Phill., *Schizophoria impressa* Hall, *Streptorhynchus matyricus* Nal., *Plicatifera mugodjarica* (Nach.), *Leiorhynchus ursus* (Nal.), *Trifidorostellum uralicum* (Nal.), *Yunnanellina mugodjarica* Rozm., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *C. calcaratus* (Sow.), *C. cf. sulcifer* H. et C., *Athyris angelica* Hall., *A. sulcifera* Nal.; в шлифах определены водоросли *Girvanella*, фораминиферы *Archaeosphaera* sp., *Vicinesphaera squalida* Antr. и в верхней части горизонта редкие *Endothyra* sp., *Bisphaera minima* Lip.

3. Верхний: *Aulacella interlineata* (Sow.), *Schizophoria impressa* Hall, редкие *Plicatifera* ex gr. *praelonga* (Sow.), *Camarotoechia intercalata* Rozm., *Leiorhynchus plicatus* Rozm., *Trifidorostellum posturalicum* Rozm., *T. planoovalis* (Nal.), *Yunnanellina kurgandjarica* Rozm., *Zilimia mugodjarica* Rozm., *Plectorhynchella markovskii* Rozm., *P. uralica* (Nal.), *Physetorhyncha biloba* Rozm.*, *Pugnax asiatica* Rozm., *Cyrtospirifer* ex gr. *trapezoidalis* Krest. et Karp., *C. whitneyi* (Hall), *Ambocoelia* aff. *unionensis* Well., *Athyris postangelica* Nal.; в шлифах найдены водоросли *Rhabdoporella melekesensis* Kul., фораминиферы представлены редкими *Endothyra communis* Raus., *Schuguria flabelliformis* Antr., *Eovolulina* sp., *Syniella* sp., *Parathurammina* sp., *Bisphaera* sp., *Ammobaculites* sp.

Первые два горизонта фаменских отложений сопоставляются со слоями, известными в брахиоподовых фациях фаменских отложений западного склона Урала: первый горизонт с многочисленными *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.) соответствует макаровским слоям; второй, характеризующийся присутствием *Leiorhynchus ursus* (Nal.) и других видов, сопоставляется с мурзакаевскими слоями. Третий, верхний горизонт фаменских отложений, характеризующийся своеобразным брахиоподовым комплексом, не может быть полностью сопоставлен с какими-либо известными верхнефаменскими слоями Урала и выделяется под названием корганжарских слоев (Розман, 1962).

Выше лежит горизонт, содержащий фауну, резко отличную от позднефаменской, и относящийся к низам жанганинской свиты нижнего турне.

Изучение опорного разреза фаменских и нижнетурнейских отложений Борчогурской синклинали позволяет сделать следующие выводы:

1. Фаменские отложения содержат брахиоподовую фауну, очень сходную с фауной макаровских и мурзакаевских слоев западного склона Южного Урала, отвечающих соответственно зонам *Cheiloceras* и *Prolobites*. При этом в мурзакаевских слоях наблюдается обновление фауны за счет интенсивного развития ринхонеллид, в том числе и китайско-казахстанского рода *Yunnanellina Grabau*.

* П. Сартенер, Х. С. Розман, 1968.

2. Корганжарские слои, выделенные в наиболее верхней части фаменского разреза, характеризуются своеобразным обновленным составом фауны и сопоставляются с зоной *Laevigites* западного склона Южного Урала.

3. Резкие различия в составе фауны верхнего горизонта фамена и нижнего горизонта нижнего турне свидетельствуют еще об одном обновлении фауны, которое падает на конец фаменского и турнейского веков.

Западный склон Мугоджарского хребта

Полоса распространения девонских отложений западного склона Мугоджарского хребта представляет собой узкий блок, ограниченный с обеих сторон меридиональными разломами и, кроме того, рассеченный многочисленными поперечными сбросами. Девонские отложения имеются также в небольших по размерам брахисинклинальных складках в Мугоджарских горах. Среди девонских отложений на указанных участках известны кремнистые, эффузивные и туфогенно-обломочные породы нижнего и среднего девона, песчано-глинистые, реже карбонатные породы верхнего девона.

Нижний и средний отделы

Милыашинская толща. Вдоль западного склона Мугоджарского хребта местами прослеживаются эффузивно-пирокластические породы среднего и кислого состава, которые А. А. Абдулин и др. (1963) относят к милыашинской толще условно ранне-среднедевонского возраста, выделенной ими в районе Берчогурской синклинали. Один из участков выходов этих пород расположен на правом берегу р. Терсбутак. Здесь обнажены андезитовые порфириды и их туфы, в меньшем количестве — альбитофиры. Контакты этих пород с верхнедевонскими тектонические (Терсбутакский горст).

Шулдакская толща. Кремнистые породы слагают высокие гряды, вытянутые вдоль западного склона Мугоджарского хребта и на междуречье Кундызды и Тайты (Кундыздинская синклиналь). Подстилающими породами служат для них эффузивы силурийской зеленокаменной толщи; в кровле с резким несогласием залегают франские карбонатно-обломочные породы (правобережье р. Кундызды, междуречье Ащисая и Косумсая). Наиболее полный разрез толщи яшмовидных кремнистых пород наблюдается на правом берегу р. Кундызды, у горы Басыбай, где их мощность достигает 300—400 м. Налегание кремнистых пород на силурийские эффузивы основного состава с линзовидными прослоями яшм хорошо наблюдается в верховье правого притока р. Аулие.

В кремнистых породах западного склона Мугоджарского хребта каких-либо органических остатков не обнаружено, но, как было сказано, в Кундыздинской синклинали в аналогичных породах встречены отпечатки среднедевонской флоры. Таким образом, кремнистые породы этого участка также сопоставляются с бугулыгырской толщей Южного Урала.

Верхний отдел

Вдоль западного склона Мугоджарского хребта полоса выходов верхнедевонских отложений шириной от 50 м до 1,5 км, местами до 4 км рассекается вдоль грабенообразной долиной, выполненной верхнепалеозойскими отложениями, на западную и восточную части, которые представляют собой узкие блоки, ограниченные линейными разломами. В южной части восточного блока (севернее горы Два Брата, на лево-

бережье р. Аулие) сохранилось несогласное налегание верхнедевонских отложений на эффузивы силурийской зеленокаменной толщи. Хорошие разрезы верхнедевонских отложений наблюдаются в 4 км к западу-юго-западу от южной вершины горы Два Брата, на левобережье р. Аулие выше ее коленообразного изгиба, в 5 км ниже последнего на правобережье р. Аулие, по правому притоку ее р. Ащисай и в других местах. Верхнедевонские отложения представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинисто-кремнистыми сланцами, среди которых в нижней части разреза залегают подчиненные прослой карбонатно-обломочных пород и линзы рифовых известняков. Карбонатно-обломочные породы, залегающие в основании разреза (к северо-востоку от горы Два Брата), носят базальный характер; в них обнаружены обломки эффузивов основного состава, туфов и яшм подстилающей силурийской зеленокаменной толщи.

Верхнедевонские отложения западного блока слагают антиклинальную складку (с простиранием оси в северо-западном направлении от 330 до 10° в северо-восточном); крылья этой складки срезаны линейными разломами; ось антиклинали, очевидно, испытывает ундуляцию, так как карбонатно-обломочные породы нижнего горизонта участками выступают в осевой части складки. Здесь наблюдается непрерывный разрез верхнедевонских отложений. Фаунистически охарактеризована только карбонатно-обломочная нижняя часть разреза, в которой были найдены брахиоподы *Gypidula* cf. *brevirostris* (Phill.), *G.* cf. *biplicata* Schnur., *Pugnax plicatifformis* Rozm., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Reticulariopsis koltubanicus* (Nal.) и ругозы *Schlüteria foscicularis* Soshk., *Thamnophyllum virgatum* Soshk.

Эта часть разреза отвечает верхам мендымских слоев и аскынским слоям Южного Урала, т. е. верхам среднефранского подъяруса и верхнефранскому подъярису; самая верхняя песчаниково-сланцевая часть разреза относится к фаменскому ярису.

В восточном блоке в известняковых линзах нижней карбонатно-обломочной части разреза обнаружены: в одной линзе брахиоподы *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa postularica* Mark. и ругозы *Camphophyllum normale* Wdkd; в другой линзе брахиоподы *Gypidula* cf. *biplicata* Schnur., *G.* cf. *brevirostris* (Phill.), *Pugnax plicatifformis* Rozm., *Hypothyridina* cf. *incisiva* Roem., *Atrypa tubaecostata* Paesck., *Reticulariopsis koltubanicus* (Nal.) и ругозы *Thamnophyllum virgatum* Soshk., а также другие формы, свидетельствующие о франском возрасте (мендымские и аскынские слои) этой части разреза.

Более верхняя песчаниково-алевролитовая часть разреза восточного блока очень сходна с соответствующей фаменской частью разреза западного блока. Г. И. Водорезовым в верхней части разреза были обнаружены *Productus* ex gr. *praelongus* Sow., *P.* ex gr. *subaculeatus* Murch., *Dalmanella interlineata* Sow., *Spirifer barumensis* Sow., *Athyris angelica* Hall (определения Д. В. Наливкина).

Отсутствие четкой литологической границы между отложениями нижнего и верхнего горизонтов верхнедевонской толщи, а также крайне бедная фаунистическая характеристика верхнего горизонта не позволяют провести расчленение верхнедевонских отложений как западного, так и восточного блока до ярусов.

Левобережье р. Орь

Описанная выше полоса прослеживается к северу, на левобережье р. Орь от устья р. Аксу у начала ее широтного колена до р. Урал в районе г. Орска. Она заключена между меридиональными разло-

мами, ограничивающими опущенные блоки Киргильдинского и Тарновского грабен, и имеет ширину до 7 км (западнее Катынадырской гряды). В этой полосе, пересекающей левые притоки р. Орь, известны отложения среднего и верхнего девона. Самые нижние слои, возможно, относятся к нижнему девону.

Нижний и средний отделы

Толща эффузивов и эффузивно-обломочных пород. В верховьях рек Талдысай, Ильчибек, Шандыаша и других более северных притоков р. Орь широко распространены андезитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии, а также альбитофиры. Хорошие разрезы последних наблюдаются в долине р. Ильчибек в районе так называемых «Каменных ворот» (в 10 км выше пос. Буденновки). В верховье названной реки выходят порфириды и туфоагломераты, прорванные серпентинитами. Эту толщу перекрывают туфогенно-осадочные отложения улутауской свиты, живетские обломочные породы с рифовыми известняками либо верхнедевонские кремнистые породы. По-видимому, ее следует сопоставить с мийлыашинской толщей условно нижнего—среднего девона, выделяемой А. А. Абдулиным и др. (1963) в более южных районах Мугоджар.

Улутауская свита. В ее составе развита лишь в северной части левобережья р. Орь, севернее р. Саздысай (приток р. Орь), где разрезы прослеживаются вдоль рек Ильчибек и Шандыаша. Свита представлена переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми полосчатыми туфобрекчиями, туфопесчаниками, песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами и подчиненными пропластками (до 15 см) окремненного известняка общей мощностью до 365 м (неполной). В нижней части разреза отмечено преобладание брекчий и туфобрекчий порфиритового и порфиривого состава. Представляют интерес выходы конгломерато-брекчий, отмеченные в разрезе р. Волчье Горло (правый приток р. Шандыаша), в которых среди угловатых обломков порфиритов и кремнистых пород обнаружены обломки известняков с ругозами, табулятами и строматопорами плохой сохранности.

Для пород улутауской свиты характерны интенсивная складчатость и кливаж, не совпадающие со слоистостью, что обуславливает своеобразную игольчатую отдельность пород. Органических остатков в отложениях улутауской свиты мало. А. А. Петренко, впервые описавшим разрезы этой свиты по рекам Шандыаша и Ильчибек, были отмечены среди обломков известняков по р. Волчье Горло силурийские строматопоры *Clathrodiction* sp. и близкая к девонским форма *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nath. (определения В. Н. Рябинина), а также ругозы *Loyolophyllum minimum* Soshk. (определение Э. З. Бульванкер). По р. Ильчибек в обломках известняка из туфобрекчий в нижней части разреза А. А. Петренко были обнаружены *Atrypa* sp., *Striatopora vermicularis* M'Coу. Приведенная фауна точно не определяет возраста свиты. Сопоставляется она в основном по литологии с улутауской свитой среднего девона Орского Урала.

Известняки и обломочные породы живетского яруса

В междуречье Шандыаши и Ильчибека и в верховьях последнего на незначительной площади распространены грубообломочные породы и рифовые известняки.

В верховье балки Клубничной (правый приток р. Шандыаша), в склоне гряды кремнистых пород выступают рифовые известняки с *Fasciophyllum halliaforme* Soshk., *Tempophyllum clasatum* Wetter, *Favosites reticulata* Blainv. (определения Е. Д. Сошкиной). Южнее, на левом берегу р. Ильчибек, около так называемой Киргизской могилы, обнажается базальный конгломерат мономиктового состава, среди гальки которого встречены глыбы (до 0,5 м в поперечнике) рифовых известняков, заключающих угловатые обломки кремнистых пород. В этих известняках обнаружены кораллы: *Alveolites gosselete* Lecompte, *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Hemicosmophyllum corticosum* Wdkd., *Heliolites porosus* Goldf., *Pseudocosmophyllum* aff. *geigeri* Wdkd., *Actinostroma clathratum* Nath. (определения Э. З. Бульванкер и В. И. Яворского) и брахиоподы *Gypidula globa* Bronn, *G. biplacata* Schnur., *G. ex gr. acutolobata* Sandb., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Nucleospira lius* Schnur., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn (определения А. Н. Ходалевица).

По составу фауны эти глыбовые известняки были отнесены А. А. Петренко к эфельскому ярусу. Е. Д. Сошкина, пересмотревшая список ругоз, приведенный А. А. Петренко, пришла к заключению об их живетском возрасте. Очевидно, по р. Ильчибек выступают обрушенные глыбы рифовых известняков, сохранившихся в коренном залегании в верховье балки Клубничной (в 2,7 км севернее).

По условиям залегания и составу фауны живетские известняки и конгломераты р. Ильчибек и балки Клубничной хорошо сопоставляются с отложениями айтпайской свиты Косистекского района. По сравнению с живетскими базарсайскими известняками Берчогурской синклинали они являются более древними (низы зоны *Stringocephalus burtini*), так как наряду с позднеживетскими ругозами *Grypophyllum gracile* Wdkd. в них присутствуют и раннеживетские *Fasciophyllum halliaforme* Soshk. Родовой состав фауны ильчибекских известняков резко отличается от фауны базарсайских известняков.

Соотношения живетских обломочных пород и известняков с туфогенно-осадочными породами улутауской свиты в этом районе не вполне ясны; нигде не наблюдались их непосредственные контакты. По мнению автора, они являются разновозрастными: обломочные и карбонатные породы с живетской фауной представляют, как и в Косистекском районе, базальный горизонт в основании верхнедевонской толщи кремнистых пород. Г. И. Водорезов и др. склонны рассматривать туфогенно-осадочные и обломочно-карбонатные породы в составе единой свиты — улутауской, относя последнюю к живетскому ярусу.

Верхний отдел

Кремнистые породы, залегающие в нижней части верхнедевонского разреза, прослеживаются только в северной части левобережья р. Орь, где они слагают узкие прерывистые гряды от р. Тарновка на юге (верховье р. Катынадыр) до р. Урал на севере. Подстилающими породами служат карбонатно-обломочные живетские отложения (верховье р. Ильчибек, балка Клубничная), обычно же наблюдаются тектонические контакты (по линейным разломам) с туфогенно-осадочными породами улутауской свиты или с эффузивами силура (на левобережье р. Урал, у пос. Каратагай). На кремнистых породах согласно залегают переслаивающиеся гравелиты, песчаники и глинистые сланцы, содержащие спорный комплекс франского яруса (р. Ильчибек) и местами рифовые известняки с франской фауной (р. Копалы-Ащисай). Наиболее полный разрез толщи кремнистых пород наблюдается по

р. Ильчибек, у Киргизской могилы. Мощность толщи достигает 165 м. Эта толща кремнистых пород по литологии и положению в разрезе сопоставляется с нижней частью егиндинской свиты Орь-Илекской возвышенности (Косистекского района) и с мукасовской толщей Южного Урала.

Среди более молодых отложений позднего девона, представленных преимущественно обломочными и карбонатно-обломочными породами с подчиненным количеством известняков, на левобережье р. Орь, как и южнее, на западном склоне Мугоджарского хребта, может быть выделена лишь одна нерасчлененная толща терригенных верхнедевонских отложений. Эта толща прослеживается с юга на север: от широтного колена р. Орь (ниже устья Аксу), в долине р. Ойсылкара, в верховьях р. Кытынадыр, по Дуберсаю, на междуречье Дуберсая и Кызылкайна, по рекам Мамыт, Талдысай, Ильчибек, Шандыаша, вплоть до республиканской границы.

В верховье р. Кытынадыр по Копалы-Ащисаю среди песчаников, гравелитов и конгломератов в нижней части (до 350 м) рассматриваемой толщи в линзах известняков обнаружены ругозы *Neostrophophyllum heterophylloides* (Fuch), *Phillipsastrea bowerbanki* Edw. et Haime (определения Е. Д. Сошкиной). В 3 км севернее по р. Тарновка А. А. Петренко в конгломерате были найдены обломки известняка (переходящего в известковистый гравелит) со *Stropheodonta latissima* Orb., *Productus sericeus* Buch, *Pentamerus brevirostris* Phill., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa uralica* Nal., также свидетельствующие о позднефранском (и конце среднефранского) возрасте. Самая верхняя, песчаниково-аргилито-сланцевая часть разреза хорошо прослеживается вдоль р. Дуберсай, где она достигает 300—350 м мощности.

В целом описываемая толща отвечает по возрасту франским и фаменским отложениям Берчогурской синклинали, но отличается от них фациями: преобладанием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. По литологическому составу она имеет большое сходство, особенно ее верхняя часть, с зилаирской свитой Орь-Илекской возвышенности. На р. Ильчибек среди песчаников встречаются шаровидные стяжения, характерные для этой свиты.

На южном продолжении этой полосы, в Примугоджарской мегасинклинали и в терригенных отложениях восточного крыла Бакайской синклинали Г. И. Водорезовым (1960) собраны остракоды *Richteria* (*Fossirichteria*) cf. *moravica* Rzehak, *R. (F.)* cf. *intercostata* Matern, *R. (Richteria)* cf. *costata* Reinh. Richt., которые, по определению М. И. Мандельштама, указывают на этренский возраст заключающих их пород. Сходный комплекс остракод собран в 1957 г. В. А. Лобанчуком в керне скважины, пробуренной на р. Аксу.

Очевидно, наиболее верхняя часть описанной терригенной толщи может иметь и раннетурнейский возраст.

Восточно-Мугоджарское плато

Правобережье р. Орь

На правобережье р. Орь в Северных Мугоджарах известна полоса выходов зеленовато-серых диабазов и диабазовых порфиритов с прослоями красных яшмовидных туффов, прослеживаемая к северу до границы Казахстана и далее в Оренбургской области. Эти породы слагают невысокие сопки и гряды (Кызылқибачи и др.) и образуют местами скалистые обрывы правого берега р. Орь. В районе устья

р. Катинадыр описываемая полоса переходит на левый берег р. Орь.

В 1965 г. в яшмовидных туффитах с правого берега р. Орь и с оврага Тастыбутак Е. М. Медетовым обнаружены радиолярии так называемого карамалыташского (эйфельского) комплекса. Б. М. Садрисламовым (Башкирское геологическое управление) среди них определены *Acanthosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Cenellipsis* sp. n., *Cenosphaera* sp., *Ellipsoidium* sp. На основании этого толща эффузивов и туфогенных пород условно сопоставляется с карамалыташской свитой Южного Урала.

Несколько восточнее породы карамалыташской свиты прослеживаются вдоль меридиональной долины р. Аралча.

В районе среднего течения р. Орь Г. С. Трошиным выделяется незначительный по площади участок развития улутауской свиты альбитофиров и кремнистых пород с подчиненными пачками туфопесчаников, туфобрекчий и туфов кислого состава.

Центральная зона Мугоджарского мегантиклинория

В центральной зоне Мугоджар вдоль восточного края Кайрактинского гранитного массива Г. И. Водорезовым (1960) выделено несколько разобщенных участков развития вулканогенной эффузивно-пирокластической толщи, которую он относит к среднему девону. Эти отложения наиболее хорошо обнажены в долинах рек Улыталдык и Мийлысай и в верховьях рек Уймола и Карабутак.

Детально эта толща изучалась Т. В. Билибиной (1963), которая относит описываемый комплекс пород к риолито-андезитовой формации. В толще преобладают лавы, представленные андезитовыми и дацитовыми порфиритами. Характерной особенностью является присутствие лав кислого состава: риолитовых фельзит-порфиров, сферолитовых порфиров и кислых вулканических стекол. Весьма значительную роль играют пирокластические породы (туфолавы и туфобрекчии).

Эту толщу, представляющую собой продукты наземных вулканических извержений, Т. В. Билибина склонна считать позднедевонской. Общая мощность толщи определяется в 800—1000 м.

Согласно последним данным, в прослоях туфогенных песчаников найдены плохо сохранившиеся фораминиферы, определенные Т. А. Прониной как каменноугольные*.

Среднедевонские отложения отмечены Г. А. Костик (1966) в Верхнем Прииргизье (Северо-Восточные Мугоджары). К эйфельскому ярусу ею условно отнесены тонкополосчатые кремнистые сланцы, белые, светло-серые, темно-серые и коричневатые-серые, сохранившиеся участками в области развития докембрийских гнейсов.

Небольшое распространение здесь имеют породы условно живетского яруса, обнажающиеся на восточном крыле Тикбутакской антиклинали, а также в виде изолированного выхода в нижнем течении р. Кияктысай. Эта толща представлена диабазами, миндалекаменными диабазами, спилитами, диабазовыми порфиритами с маломощными прослоями черных кремнистых пород, участками интенсивно метаморфизованными и превращенными в кварцево-альбито-актинолитовые, кварцево-эпидотовые и другие сланцы.

* Устное сообщение С. С. Карагодина.

В кварцево-углистых сланцах этой толщи были обнаружены единичные споры, которые, несмотря на высокую степень метаморфизма пород, имеют довольно хорошую сохранность. Е. М. Андреевой отсюда определены *Archaeozonotriletes plicatus* Naum., *A. crassispinosus* Tschibr., *A. timanicus* Naum. var. *radiatus* Tschibr., *Azonomonoletes laevis* Tschibr., *Hymenozonotriletes asper* Tschibr., *H. cerebriformis* Tschibr., *H. anusitatus* Tschibr., *Retusotriletes devonicus* Naum., *R. dubius* Tschibr. По заключению Е. М. Андреевой, возраст пород, заключающих эти споры, может быть определен как раннеживетский.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения широко развиты в Прииргизье, особенно в его западной части. На дневной поверхности они обнажаются лишь в Среднем Прииргизье по рекам Уймола, Карабутак, Кияктысай, Шолаккайракты.

В основании разреза верхнедевонских отложений залегает пачка кварцевых песчаников и конгломератов, переслаивающихся с мелко-оолитовыми известняками, в которых в 1953 г. Е. А. Мазиной (Бойцова, Мазина и др., 1955) собраны брахиоподы *Gypidula* sp., *Productella* (?) sp. indet., *Theodossia* cf. *katavensis* NaI. По заключению А. М. Ржонсницкой, эта фауна, несмотря на плохую сохранность, вполне определенно указывает на позднедевонский (позднефранский) возраст вмещающих пород. В 1958 г. сборы фауны из этих известняков были дополнены Г. И. Водорезовым (1960). Им найдены *Cyrtospirifer* sp., *Pugnax* ex gr. *kascharica* NaI., *Theodossia* ex gr. *anossofi* (Veg n.), *Camarotoechia* ex gr. *livonica* (Wen.) (определения М. Ф. Микрюкова и А. П. Тяжевой).

Толща песчаников с линзами и прослоями оолитовых известняков Г. И. Водорезовым отнесена к аралтогайской свите, мощность которой определяется в 600 м.

На верхнефранских отложениях согласно залегает мощная толща зеленовато-серых вулканомиктовых и кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с пачками туфов дацитовых порфиринов и линзами мелкогалечных конгломератов. Граница между ними проводится условно по первому прослою алевролитов, обогащенных растительным детритом.

В вулканомиктовых песчаниках обломочный материал представлен преимущественно эффузивами основного состава. В верхах разреза отмечается пачка тонкого флиша, в котором трехчленный ритм представлен тонкозернистым кварцевым песчаником, алевролитом и глинистым сланцем с мощностью отдельных прослоек 2—10 см. Характерным для толщи является насыщенность ее растительным детритом.

В 1966 г. на левобережье р. Иргиз Г. А. Костик в нескольких пунктах были собраны отпечатки флоры (определения М. А. Сенкевич и Н. М. Петросян): *Lepidodendropsis theodory* (Zal.) Jongm., *Rhacophyton* cf. *zygopteroides* ZecI., *Lepidodendropsis* sp., *Knorria* sp., *Ancurophyton* sp., *Taeniocrada gracilis* Tschirk., *Sublepidodendron* cf. *subfallax* Nath., *Sphenopteridium keilhau* Nath.

Приведенный список флоры позволяет датировать возраст флороносных отложений позднедевонско-раннетурнейским. Мощность толщи около 1000 м.

Периферия Южной оконечности Урала

Западное Примугоджарье

Верхний отдел

В Западном Примугоджарье под чехлом мезо-кайнозойских отложений довольно широко развита однообразная сероцветная толща переслаивающихся между собой аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, реже конгломератов и известняков. Она выделена Р. Г. Гарецким (1962) под названием *изембетской серии*. По возрасту она принадлежит к верхнему девону и нижнему карбону (в основном к его турнейскому ярусу и, возможно, частично к визейскому).

Верхнедевонская часть изембетской серии вскрыта скв. Г-6 в своде Изембетской антиклинали к северо-востоку от ст. Изембет. Здесь под альбскими отложениями на глубине 150 м вскрыты сероцветные флишеподобные переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, падающие под углом 40—60°. Они с резким контактом налегают на роговообманковые сланцы и змеевики, в которые скважина вошла на глубине 1750 м.

А. К. Замаренов (1956 г.) подразделил их на две толщи: нижнюю (530—1750 м) — преимущественно песчаниковую и верхнюю (150—530 м) — аргиллитовую.

В нижней толще преобладают песчаники и алевролиты. Аргиллиты залегают прослоями мощностью от нескольких единиц до нескольких десятков сантиметров или отдельными небольшими пачками от 5—7 до 12—18 м. Песчаники серые, от мелко- до грубозернистых, причем преобладают разнозернистые и крупнозернистые разновидности. Иногда песчаники в отдельных интервалах переходят в гравелиты. Обломки состоят главным образом из зерен кварца, значительно реже встречаются зерна полевых шпатов, халцедона, кремня и эффузивных пород; единичны зерна глауконита, чешуйки хлорита и мусковита. Цемент глинисто-карбонатный или карбонатный. Алевролиты серые, местами темно-серые, обломочный материал и цемент тот же, что и у песчаников. Редко встречаются кристаллы доломита ромбоэдрической формы. Аргиллиты темно-серые и серые с большим количеством углистых включений.

Верхняя аргиллитовая толща, состоящая в основном из аргиллитов, содержит несколько небольших пачек (12—25 м) песчаников и алевролитов. Однако песчаники здесь не разнозернистые как в нижней толще, а преимущественно однородные, по гранулометрическому составу мелко- и среднезернистые.

По минералогической характеристике обе толщи близки и отличаются только некоторыми количественными значениями (например, в верхней толще несколько больший процент гранатов).

Из разных глубин интервала 325—1660 м обеих толщ Е. Ф. Шаткинской (1959) выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс, который характеризуется преобладанием спор группы *Triletes*. Здесь также встречаются споры подгрупп *Hymenozonotriletes* и *Archaeozonotriletes*, принадлежащие древним папоротникообразным. Значительно реже встречается пыльца голосемянных типа древнейших хвойных (*Archaeoperisaccus*) и кордаитов (*Perisaccus*).

Указанный комплекс близок к спорово-пыльцевому по составу, изученному С. Н. Наумовой из верхнедевонских отложений Русской плиты. На основании этого описанные породы скв. Г-6 Е. Ф. Шаткинской (1959) считает верхнедевонскими. Истинная мощность отложений верхнего девона этой скважины превышает 800 м.

Верхнедевонские отложения той же изембетской серии обнаружены в опущенном крыле разлома, проходящего вдоль западного края Кокпектинской антиклинали в бассейне р. Атжаксы, левого притока р. Эмбы. Здесь под среднеюрскими породами на глубине 427 м скв. К-32 вскрыты переслаивающиеся между собой аргиллиты, известняки, реже алевролиты и глинистые песчаники (Гарецкий, 1957, 1962; Шахиджанов, 1961).

Аргиллиты серые, темно-серые, зеленовато-серые, тонкослоистые, часто с зеркалами скольжения. Известняки серые, темно-серые, иногда с буроватым оттенком, мелкозернистые, кристаллические, редко с прожилками белого кристаллического кальцита. С глубиной наклон слоев увеличивается от 20—22° (в интервале 448—454 м) до 65—70° (на глубине 512—519 м).

В прослоях известняков, относящихся к интервалам 460—463 и 475—479 м, Е. А. Рейтлингер обнаружены остатки фораминифер *Parathuramina paulis* Вук., *P. spinosa* Lip., *Endothyra* cf. *bella* Tschern., *E. ex gr. communis* Raus., *E. sp.*, *Archaeosphaera* sp., *Sphaerella* sp. Указанный комплекс фораминифер позволяет отнести включающие их отложения к верхней части фаменского яруса.

Фаменский возраст описываемых пород подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа, проведенного С. Н. Наумовой. Из аргиллита с интервала 517—519 м выделен комплекс, в котором преобладают споры *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. grumosus* Naum., *L. lebedensis* Naum., *Hymenozonotriletes lepidophytus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *Archaeozonotriletes dedaleus* Naum. По заключению С. Н. Наумовой, этот комплекс спор имеет большое сходство с комплексами, изученными ею из лебедянских слоев Русской плиты.

Вертикальная мощность верхнедевонских отложений по скв. К-32 равна 92,5 м. Истинная мощность составляет 46 м.

В 2 км к восток-юго-востоку от окончания хребта Жамантау в скважине, пробуренной Западно-Казахстанской комплексной геолого-разведочной экспедицией, на глубине 19,5 м под зеленовато-серыми отложениями миоцен-плиоцена вскрыты конгломераты, состоящие из гальки кремнистых и эффузивных пород на песчано-глинистом цементе. Здесь же обнаружены зеленовато-серые аргиллиты и один небольшой прослой серого известняка. Пройденная мощность этих пород 13,5 м. Судя по литологическому составу, описанные отложения близки к верхнедевонским породам Берчогурской синклинали.

УСТЮРТ

ПРЕДУСТЮРТСКАЯ РАВНИНА

На Предустюртской равнине (рис. 21) девонские отложения вскрыты тремя разведочными скважинами: Г-10, Г-11 (площадь Жаксану) и Г-7 (площадь Туресай).

Первые сведения о породах девона (скв. Г-7) опубликованы Р. И. Грачевым (1959). Более подробно девонские отложения всех скважин описаны в статьях Р. Г. Гарецкого и др. (1961), Р. Г. Гарецкого, С. Н. Наумовой, А. Е. Шлезингера (1961) и В. С. Днепровца (1962).

Палеонтологические остатки, найденные в отложениях девона, показывают, что они относятся только к его верхнему отделу.

Франский ярус

Отложения франского яруса обнаружены только в разрезе скв. Г-11. По литологическому составу и электрокаротажным диаграммам они разделяются на две толщи (рис. 22). Нижняя из них аргиллито-конгломератовая, вскрытая в интервале от 2715 м до забоя 2838 м, в нижней части сложена аргиллитами темно-серыми, некарбонатными, с прослоями бурого глинистого известняка и серого мелкозернистого песчаника. В верхней части толщи доминируют конгломераты и гравелиты, состоящие в основном из гальки кремней и эффузивов. Порода имеет зеленоватый оттенок, связанный со значительным содержанием хлоритов в цементе и в обломочной массе. Истинная вскрытая мощность толщи (с учетом углов падения слоев, равных в среднем 50°) 69 м.

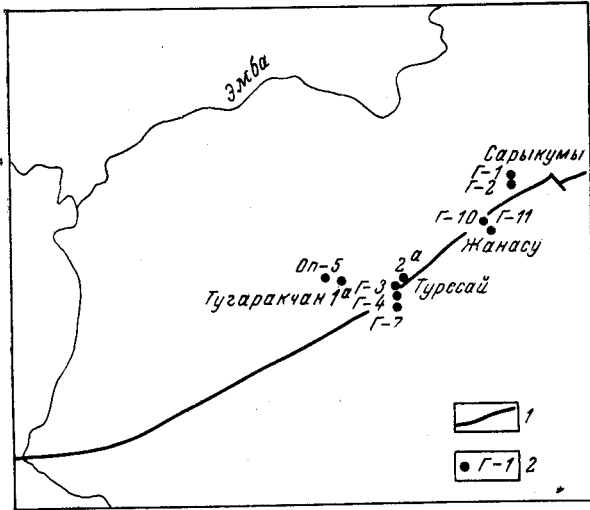


Рис. 21. Схема расположения глубоких скважин в районе Южного борта Прикаспийской впадины
1 — региональный шов, разграничивающий докембрийскую и эпипалеозойскую платформы; 2 — скважины

Вышележащая известняково-аргиллитовая толща (2565—2715 м) состоит из зеленовато-серых известковистых аргиллитов с прослоями темно-бурых глинистых известняков, иногда доломитизированных. Известняки и аргиллиты часто переслаиваются. Истинная мощность толщи 96 м.

В прослое известняка с глубины 2628 м обнаружено несколько раковин брахиопод, которые, по заключению Х. С. Розман, относятся к *Atrypa tubaecostata* Раеск., *A. alticola* Fresch, *A. cf. bifidaeformis* Tschern., *Chonetes* sp., *Productella* sp. Эти формы характерны для верхней части франского яруса. Здесь же и на глубинах 2650 и 2570 м найдены фораминиферы, которые, по определениям Е. А. Рейтлингер, относятся к видам *Eonodosaria cf. stalinogorski* Lip., *E. rauserae* Lip., *E. devonica* var. *rara* Lip., *Nanicella cf. evoluta* Reitl., *Nanicella* sp. Приведенный выше комплекс характерен для верхней части франского яруса Русской плиты. Наконец, для глубин 2628, 2688, 2806 и 2836 м обеих толщ выделены спорово-пыльцевые комплексы, которые, по заключению С. Н. Наумовой (Гарецкий, Егоров и др., 1961), также подтверждают позднефранский возраст вмещающих пород и хорошо сопоставляются с комплексами, выделенными из евановского и ливенского горизонтов Русской плиты. Общая истинная вскрытая мощность отложений верхнефранского подъяруса равна 165 м.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса вскрыты скважинами 10, 11 и 7. Наиболее низкие горизонты этого яруса обнаружены в скв. 11, где они непосредственно ложатся на породы франского яруса. По литологическому составу и электрокаротажу они разделяются на ряд толщ.

Аргиллито-известняковая толща (2475—2565 м) состоит в основном из известняков серых с коричневым оттенком, крепких с прослоями серых известковистых аргиллитов и доломитов. В известняке на глубине 2487 м обнаружены отдельные створки пелеципод. Истинная мощность толщи 59 м.

Аргиллитовая толща (2225—2475 м) сложена аргиллитами темно-серыми с обуглившимися растительными остатками. Повсеме-

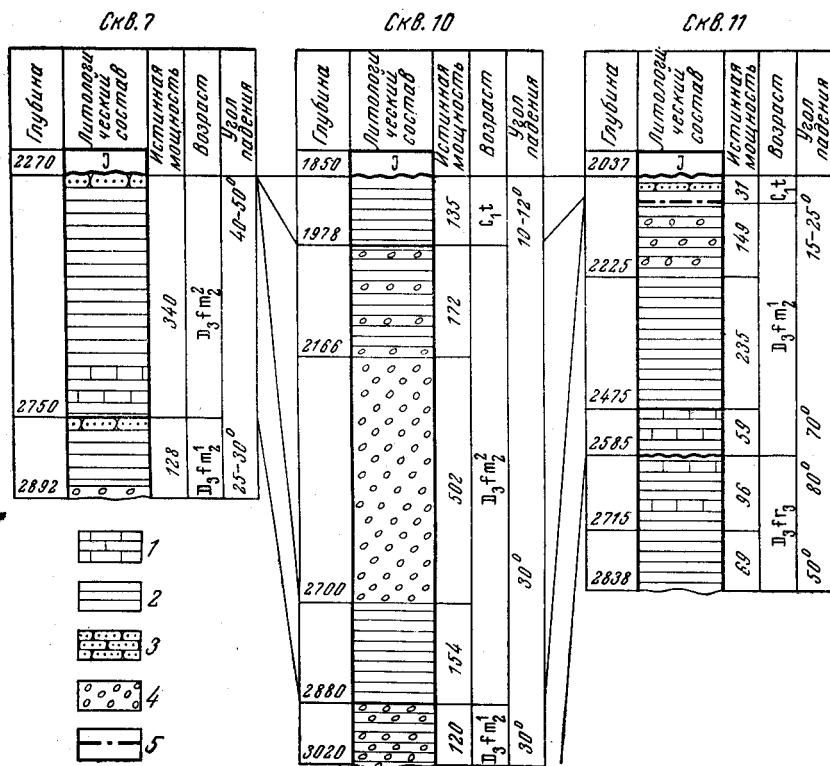


Рис. 22. Схема сопоставления скважин, вскрывших верхнедевонские отложения в районе южного борта Прикаспийской впадины

1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты и гравелиты; 5 — линия разрывных нарушений; Ж — юра; С_{1т} — турнейский ярус; $D_3fm_2^2$ — зона *Laevigites* верхнефаменского подъяруса; $D_3fm_1^1$ — зона *Prolobites* верхнефаменского подъяруса; D_3fr_3 — верхнефранкий подъярус

стно отмечаются прослой глинистых известняков, реже алевролитов и мелкозернистых песчаников. Характерным является постепенное увеличение карбонатности вниз по разрезу. Истинная мощность толщи 235 м.

Конгломерато-аргиллитовая толща (2070—2225 м) представлена темно-серыми некарбонатными аргиллитами с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Конгломераты в основном состоят из гальки кремня и эффузивов. В известковистом цементе гравелита на глубине 2094 м встречены раковины брахиопод, среди которых Х. С. Розман (Гарецкий, Егоров и др., 1961) определены *Aulacella* aff. *interlineata* (Sow.), *Pliococho-netes* sp., *Yunnanellina mugodjarica* Rozm., *Gurichella* aff. *bertschogurica* Rozm., *Ambocoelia* sp., *Athyris* sp. Эти формы позволяют отнести содержащие их слои к верхнефаменскому подъярусу. Здесь же

обнаружены водоросли, фораминиферы и остракоды, списки которых приведены в статье Р. Г. Гарецкого, И. П. Егорова и др. (1961) и которые подтверждают вывод, сделанный о возрасте рассматриваемых пород. Истинная мощность толщи 96 м.

Во всех трех описанных толщах в интервале 2153—2512 м С. Н. Наумовой (Гарецкий, Егоров и др., 1961) получены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие отнести вмещающие их слои к зоне *Prolobites* верхнефаменского подъяруса. На этом разрез фаменского яруса в скв. 11 заканчивается, а выше идут отложения нижнего карбона, соприкасающиеся, по-видимому, по плоскости разрывного нарушения.

Более молодые горизонты фаменского яруса встречены в скважинах 10 и 7. Однако скважины не дошли до пород, венчающих разрез фаменского яруса скв. 11. Невскрытая часть разреза составляет ориентировочно 400 м.

В скв. 10 отложения фаменского яруса начинаются аргиллито-конгломератовой толщей (от 280 м до забоя на глубине 3020 м), сложенной темно-серыми с зеленоватым оттенком конгломератами, состоящими из гальки, кремня и эффузивов. Отмечаются прослой темно-серых аргиллитов и алевролитов, в которых встречаются обуглившиеся растительные остатки. Реже наблюдаются прослой песчаников. Вскрытая истинная мощность толщи 120 м.

В скв. 7 отложения фаменского яруса начинаются пестроцветной песчаниково-аргиллитовой толщей (2750—2892 м), представленной красновато-коричневыми и темно-коричневыми аргиллитами, перемежающимися с аргиллитами темно-серых тонов. Отмечаются прослой темно-серых средне- и мелкозернистых песчаников. В нижней части толщи песчаники становятся менее отсортированными с примесью более крупных песчаных зерен и плохо окатанного гравия. Вскрытая истинная мощность толщи 128 м.

В интервале 2769—2860 м пестроцветной песчаниково-аргиллитовой толщи (скв. 7) и с глубины 2980 м аргиллито-конгломератовой толщи (скв. 10) С. Н. Наумовой выделены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие отнести эти толщи к зоне *Prolobites* верхнефаменского подъяруса.

Выше, в скв. 10, выделяется пестроцветно-аргиллитовая толща (2700—2880 м), сложенная коричневатыми, реже темно-серыми и красноватыми аргиллитами с прослоями зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Истинная ее мощность 154 м. В скв. 7 аналогичная толща пород вскрыта в интервале 2270—2750 м и ее истинная мощность 340 м. На этом разрез палеозоя в скв. 7 заканчивается, перекрываясь трансгрессивно лежащими на них породами юрской системы. В скв. 10 на глубине 25 м В. С. Днепровым (1962) был найден трилобит, который, по определению З. А. Максимовой, относится к виду *Cyrtosymbole (Calybole) nepia* R. et E. Richter. Он характерен для зоны *Laevigites* верхнефаменского подъяруса.

Конгломератовая толща выделяется в скв. 10 в интервале 2166—2700 м. Она сложена конгломератами и гравелитами зеленовато-серых тонов, состоящими из гальки и гравия в основном кремнистых пород и различных эффузивов разной формы и степени окатанности (до 50 мм в поперечнике). Цемент хлоритовый, реже халцедоновый и кальцитовый. Истинная мощность толщи 502 м.

Венчается разрез фаменского яруса в скв. 10 конгломерато-аргиллитовой толщей (1978—2166 м), сложенной аргиллитами и темно-серыми алевролитами, слабо карбонатными или чаще некарбонатными, с прослоями конгломератов и гравелитов, аналогичных вышеописан-

ным. Истинная мощность толщи равна 172 м. Выше, в скв. 10, отложения фаменского яруса согласно сменяются породами турнейского яруса нижнего карбона.

В описанных толщах по скв. 10 в интервале 1980—2864 м и по скв. 7 в интервале 2290—2739 м С. Н. Наумовой выделены спорово-пыльцевые спектры, позволяющие отнести эти толщи к зоне *Laevigites* верхнефаменского подъяруса. Истинная мощность этой зоны по скв. 10 составляет 828 м. В результате сопоставления разрезов скважин 10 и 11 истинную мощность зоны *Prolobites* можно оценить в 963 м. Таким образом, общая истинная мощность пород фаменского яруса составляет почти 1800 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Накопленные к настоящему времени данные позволяют судить о различиях девонского осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах Южной оконечности Урала и ее периферии, что является следствием неравномерного геологического развития этих зон. Наиболее полные разрезы девонской системы наблюдаются в западной части Орь-Илекской возвышенности и в западной зоне Мугоджар, в структурном отношении соответствующих Косистекско-Аксуйскому и Западно-Мугоджарскому мегасинклиориям.

На западном склоне Орь-Илекской возвышенности, в пределах Косистекского синклиория, отложения нижних горизонтов девонской системы отсутствуют, что говорит о значительном перерыве в осадкообразовании, соответствующем жединскому и части кобленцкого века раннего девона. Отчетливо выявляются два крупных цикла девонского породообразования, разделенных перерывом. Более ранний цикл характеризовался накоплением карбонатно-обломочных пород (вторая половина кобленца — начало эфеля), сменившихся позднее эффузивными, пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами (вторая половина эфельского века).

Более поздний цикл начался с образования грубообломочных и карбонатных пород (живетский век), сменившего затем накоплением песчано-алеврито-глинистых осадков (поздний девон и начало ранне-турнейского времени). Отложения данного цикла прорваны серпентинитами, представляющими собой, возможно, апофизы Кемпирсайского гипербазитового массива. Сходная цикличность устанавливается и для побережья р. Орь. Так, в течение конца кобленцкого и эфельского веков происходило накопление эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород базального живетского горизонта, отвечающего айтпайской свите, и вышележащих кремнистых пород егиндинской свиты и песчаниково-глинисто-сланцевой толщи зилаирской свиты.

В Западно-Мугоджарском мегасинклиории начало девонского осадконакопления после регионального перерыва, приуроченного к границе силурийского и девонского периодов, характеризовалось более интенсивной вулканической деятельностью. Этот первый цикл включает вулканогенные образования мильашинской и мийской толщ, кремнистые яшмовидные породы и яшмы шулдакской толщи и завершается накоплением толщи эффузивно-пирокластических пород позднего эфельского возраста. В пределах этого цикла устанавливаются перерывы между мильашинской и мийской, между мийской и шулдакской толщами.

Второй цикл представлен сильно размытыми обломочными породами и рифовыми известняками живетского возраста, отделенными крупными перерывами как от более древних, так и от более молодых пород.

Третий цикл — позднедевонский — в отличие от позднедевонского осадкообразования на Орь-Илекской возвышенности начался в Южных Мугоджарах лишь в конце среднефранского времени. При этом вдоль современного западного склона Мугоджарского хребта происходило накопление в основном песчано-глинистых и глинисто-кремнистых осадков, а южнее — в районе современной Берчогурской синклинали — обломочно-карбонатных осадков.

Для состава верхнедевонских отложений казахстанской части Урала характерно отсутствие эффузивных и пирокластических пород, известных севернее в Орском районе в отложениях франского яруса (колтубанская свита).

Полнота разреза и хорошая фаунистическая охарактеризованность девонских отложений Орь-Илекской возвышенности позволяют считать этот разрез опорным для южной части западного склона Южного Урала, включая Орский и Сакмарский Урал. Такое же значение для восточного склона Южного Урала приобретает разрез Берчогурской синклинали, являющийся опорным для брахиоподовых фаций. Эталонным разрезом восточноруральского верхнего девона в цефалоподовых фациях является разрез у г. Верхнеуральска, изученный Э. Я. Перна (1914).

Большой интерес представляет сопоставление фаменских отложений западного склона Орь-Илекской возвышенности с одновозрастными отложениями смежных к северу районов Зилаирского синклинория и фаменских отложений Берчогурской синклинали (восточный склон Урала) с одновозрастными отложениями западного склона Урала.

Фаменские отложения западной части Орь-Илекской возвышенности, сопоставляемые с авашлинской свитой зилаирского комплекса (Келлер, 1949), более полно охарактеризованы фаунистически и флористически, что позволяет точно определить их принадлежность к соответствующим биостратиграфическим зонам фаменского яруса.

Фаменские отложения Берчогурской синклинали, сопоставляемые по фауне с одновозрастными отложениями западного склона Урала, в отличие от последних характеризуются обновленным составом фауны (широким распространением представителей китайско-казахстанского рода *Yunnanellina* Gabaи и др.). Подобное обновление, по-видимому, было связано с тем, что кроме связей с фаменским бассейном западного склона Урала (благодаря южному погружению Уралтау) существовали и более отдаленные связи между районом Мугоджарского хребта (восточный склон Урала) и казахстанскими бассейнами. Проникновение казахстанских фаменских видов шло через район Мугоджарского хребта далее к северу, вдоль восточного склона Урала (*Yunnanellina* Gabaи в верхнеуральской коллекции Э. Я. Перна и др.).

В Северных Мугоджарах (на правом берегу р. Орь) условно выделены среднедевонские вулканогенно-осадочные породы (карамалыташская и улутауская свиты), залегающие с резким угловым несогласием на подстилающих породах, что указывает на существование повсеместного длительного перерыва в осадконакоплении в течение раннедевонской эпохи. Осадконакопления в позднедевонскую эпоху в этой области, по-видимому, не происходило: это была область сноса, служившая источником обломочного материала для осадков западного и восточного морского бассейнов. При этом существование последнего в позднем девоне предполагается пока на основании единственной находки позднедевонской морской фауны на левобережье р. Иргиз.

К числу вопросов, требующих решения при дальнейшем изучении девонских отложений Западного Казахстана, относятся: 1) разработка стратиграфии вулканогенных толщ Берчогурской синклинали и более северных районов Магнитогорского мегасинклинория, поскольку возраст этих толщ, выделенных в разрезе ниже и выше отложений шульдакской толщи, определяется пока весьма условно; 2) уточнение возраста эффузивных и эффузивно-обломочных пород северо-восточной части Мугоджар, условно относимых к среднему девону, и выяснение соотношений их с однотипными породами более северных районов, особенно Орского Урала; 3) более определенное решение вопроса о возрасте терригенных отложений зилаирской свиты в отдельных районах и ее связь с одновозрастными осадочными породами, выраженными в иных фациях; 4) изучение верхнедевонских отложений Среднего Прииргизья, уточнение их возраста, площади распространения, структурного положения и взаимоотношений с подстилающими и покрывающими отложениями.

Изучение эталонных споровых комплексов казахстанской части Урала и районов Южного Урала, лежащих за пределами Казахстана, приобретает большое значение при определении стратиграфии песчано-глинистых отложений, вскрываемых глубокими скважинами в наиболее южных частях региона, где они скрыты под мощным чехлом более молодых образований.

ДОВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЯДРАХ УНАСЛЕДОВАННЫХ АНТИКЛИНАЛЕЙ ПРИМУГОДЖАРЬЯ

В ядрах Изембетской, Коскольской, Кокпектинской и Шошкакольской унаследованных антиклиналей Примугоджарья обнаружены древние образования Уральской складчатой системы.

В своде Изембетской антиклинали скв. Г-6, пробуренной трестом «Актюбнефтеразведка» к северо-востоку от ст. Изембет (рис. 23), под толщей верхнедевонских терригенных отложений на глубине 1750 м обнаружены крепкие зеленовато-серые тонкокристаллические рогово-обманковые сланцы, в которых нередко встречаются зеркала скольжения и прожилки, выполненные кальцитом и пиритом. В этих породах скважина прошла до глубины 1896 м, не выйдя из них.

В 40 км к юг-юго-западу от ст. Эмба в ядре Коскольской антиклинали скважиной на глубине 222 м под морскими отложениями готерива вскрыты хризотилловые змеевики петельчатой структуры, карбонатизированные, с включениями различных сульфидов, ниже сменяющиеся эффузивными породами типа диабаз. Диабаз содержит микролиты кислого плагиоклаза в основной массе, представленной хлоритизированным стеклом; трещинки заполнены кварцем и хлоритом, встречаются окислы железа и рудные минералы. В этих породах скважина остановлена на глубине 264 м.

В Кокпектинской антиклинали в ее сводовой части прямо под юрскими или неокосскими отложениями многими скважинами на глубинах от 169 до 431 м обнаружены доверхнедевонские породы (Гарецкий, 1957, 1959). В северной наиболее приподнятой части антиклинали вскрыты миндалекаменные базальтовые порфириды, основная масса которых представляет собой войлок игольчатых микролитов плагиоклаза в стекловатой массе. Более или менее округлые миндалины выполнены кальцитом и хлоритом. Здесь же обнаружен вариолит, основная масса которого состоит из тонкозернистого хлорито-полевошпатового агрегата с большим количеством рудных минералов. В соседних скважинах поднят kern сильно ожелезненной хлоритовой

породы и спилита. На юге Кокпектинской антиклинали двумя скважинами вскрыты сильно милонитизированный вариолит и спилит. В средней части антиклинали одной скважиной под неocom обнаружены змеевики, а ниже — темно-коричневые и шоколадные, сильно ожелез-

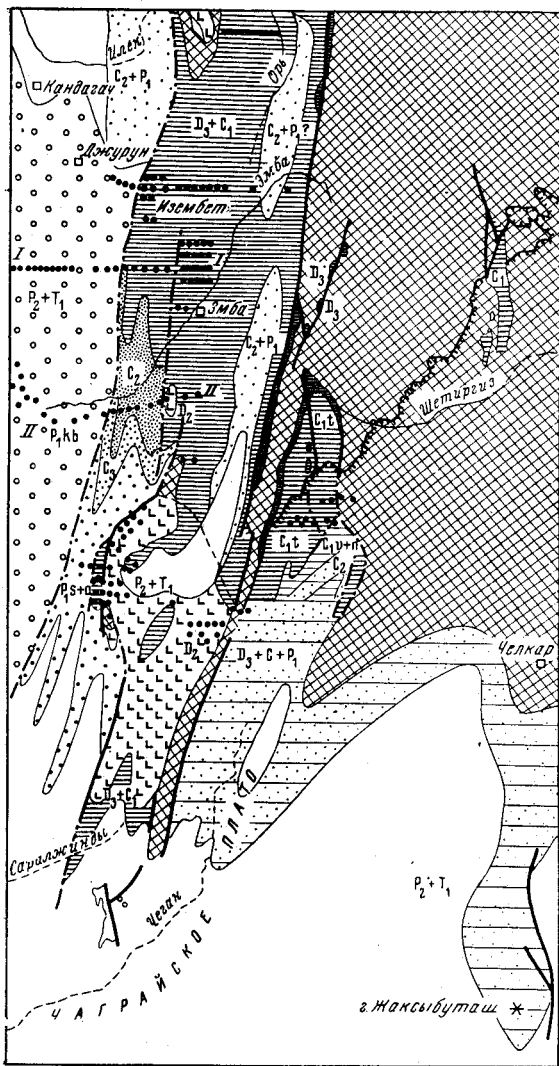
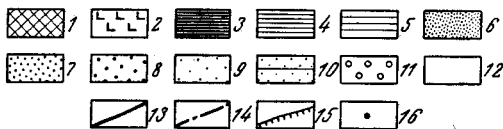


Рис. 23. Схема геологического строения фундамента периферии Мунгоджар и распространения отложений чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры (по Р. Г. Гарецкому, 1962)

1 — доверхнедевонские породы; 2 — гипербазитовые массивы; 3 — верхнедевонские породы; 4 — отложения верхнего девона — нижнего карбона; 5 — нижнекаменноугольные отложения; 6 — отложения среднего карбона; 7 — отложения верхнего карбона; 8 — отложения среднего и верхнего карбона и нижней перми; 9 — отложения средней перми; 10 — отложения верхнего девона, карбона и нижней перми; 11 — отложения верхней перми — нижнего триаса; 12 — отложения чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры; 13 — основные разломы на поверхности; 14 — основные разломы под мезокайнозойским покровом; 15 — граница выходов палеозойских пород на поверхность; 16 — скважины, вскрывшие породы палеозоя



ненные и перемятые туфосланцы с многочисленными зеркалами скольжения. Большинство скважин в пределах Кокпектинской антиклинали вскрыты змеевиками, площадь распространения которых превышает 200 км². Наибольшая вскрытая их мощность равна 155 м.

На севере Шошкаккольской мегантиклинали в районе балки Даул и к западу от нее многими скважинами Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции под отложениями нижнего

мела или миоцен-плиоцена вскрыта кора выветривания серпентинитов, представленная кварцитами и нонтронитизированными глинами (Гарецкий, 1958, 1962; Коблов, 1961). По балкам Даул и Карашоки на протяжении 7 км породы коры выветривания выходят на поверхность. Под ними на глубинах от 7—25 м (близ балки Даул) до 130—160 м в 8—9 км западнее обнаружены зеленые серпентиниты и серпентинизированные перидотиты. Наибольшая пройденная мощность их достигает 133,5 м. Достоверная площадь развития гипербазитовых пород на севере Шошкаккольской мегантиклинали достигает 150 км².

Отмеченные выше эффузивные породы напоминают эффузивы ордовика крайнего юга обнаженной части зоны Уралтау, где миндалекаменные породы встречаются только в силуре и ордовике. В ордовикских отложениях наблюдаются и туфосланцы, сходные с обнаруженными в средней части Кокпектинской антиклинали. На основании этого туфогенно-эффузивные образования, вскрытые в сводах Коскольской и Кокпектинской антиклиналей, предположительно относятся к ордовику.

Указанные выше змеевики принадлежат к пластообразным телам периферийных частей гипербазитовых интрузий, столь характерных для восточного ограничения Уралтау. Наиболее крупным является Кокпектинский массив.

Для Кемпирсайского, Хабарнинского и некоторых других гипербазитовых интрузий Центрально-Уральского поднятия в настоящее время устанавливается силурийско-раннедевонский возраст. Такой же возраст скорее всего имеют и гипербазиты ядер унаследованных антиклиналей периферии Мугоджар, лежащие в одной с ними структурной зоне.

В своде северной части Шошкаккольской мегантиклинали на протяжении 10 км к югу от хребта Южный Жамантау несколькими скважинами Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции под отложениями миоцен-плиоцена и нижнего мела вскрыты спилиты, серицитовые и хлоритовые сланцы, по возрасту относящиеся, по-видимому, к силуру и нижнему палеозою.

На юге Шошкаккольской мегантиклинали, в ее своде, ниже красочетных отложений, по-видимому, верхней перми в одной скважине с глубины 880 м, а в другой — с 1070 м вскрыта однообразная сероцветная толща туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов, реже глинистых сланцев. В верхней половине пройденной толщи преобладают туфопесчаники, состоящие из плохо окатанных, часто угловатых обломков диабазов, диабазовых порфиритов, кремнистой породы, спилитов, кварца, полевого шпата. Цемент хлорито-серицитовый. В нижней половине преобладают туфы основных эффузивов, туфопесчаники встречаются реже.

Вся толща подверглась сильному динамометаморфизму, который выражается в большом количестве зеркал скольжения, многочисленных видимых глазом трещин и микротрещин, заполненных кальцитом, а в некоторых случаях в микроплойчатости, в определенной ориентировке минералов, связанной с участками сильного сдавливания, в признаках различных метасоматических процессов. Описываемые породы, несомненно, древнее верхнего девона, отложения которого на западном и восточном склонах Мугоджар уже не содержат в своем составе туфов. Фациальное замещение к югу эффузивной толщи силура и нижнего девона Мугоджар описываемыми породами маловероятно в силу большого различия состава обеих толщ. Выход на юге Шошкаккольской мегантиклинали непосредственно под верхней пермью отложений более древних, чем силур Мугоджар, также маловероятен по струк-

турным соображениям, так как в пределах Мугоджарского хребта наблюдается погружение к югу шарнира антиклинали зеленокаменных пород. Поскольку в Мугоджарах различные туфогенные породы встречаются в среднем девоне, постольку наиболее вероятным для рассматриваемой толщи является среднедевонский возраст. В породах среднего девона одна из скважин прошла 1188 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

На территории Западного Казахстана отложения каменноугольной системы известны в области Южной оконечности Уральской горной системы и по ее периферии, а также в прибортовых частях Прикаспийской впадины. На Орь-Илекской возвышенности и в Мугоджарах, а также в Актюбинском Приуралье они выходят на поверхность, в Западном Примугоджарье и в Замугоджарье вскрываются лишь скважинами под покровом мезо-кайнозойских отложений. В прибортовых частях Прикаспийской впадины отложения карбона вскрыты глубокими разведочными и опорными скважинами на глубине от 930 м (купол Жилансаид) до 2000 м и более.

Первые сведения о каменноугольных отложениях на территории Западного Казахстана даны С. Н. Никитиным (1909). В дальнейшем карбон Берчогурского района, его угленосность и стратиграфия изучались М. М. Пригоровским (1922), Б. А. Чухиным (1939), Г. И. Водорезовым (1960) и др.

Стратиграфией карбона других районов Мугоджар занимались А. А. Петренко, Г. И. Водорезов, Л. И. Киселев, Г. С. Трошин, Р. А. Сегедин, Б. Е. Милецкий, Т. В. Билибина, Е. А. Мазина, Е. П. Силивря и А. М. Орлов, Г. А. Костик, М. Н. Аношин и др.

На Орь-Илекской возвышенности изучением карбона занимались А. А. Петренко (1953), Г. И. Водорезов (1941, 1960), Р. А. Сегедин (1966).

Карбон Актюбинского Приуралья изучался А. Л. Яншиным (1932), В. Е. Руженцевым и И. В. Хворовой, а также А. К. Замареновым. И. В. Хворовой (1937, 1939) предложены первые схемы расчленения нижнего и среднего карбона Актюбинского и Оренбургского Приуралья. В. Е. Руженцевым (1945, 1946, 1949, 1950) выделены в верхнем карбоне жигулевский и оренбургский ярусы и разработано более детальное расчленение верхнего карбона.

Изучению других групп фауны карбона посвящены работы С. Е. Розовской (1950), Д. М. Раузер-Черноусовой (1937, 1940) и др.

И. В. Хворовой (1962) опубликована монография, являющаяся результатом многолетних исследований флишеподобных пород среднего и верхнего карбона Южного Урала, в том числе и Актюбинского Приуралья. Обобщением материалов по верхнему палеозою Актюбинского Приуралья является работа А. К. Замаренова (1962). Геологические съемочные работы в области развития каменноугольных отложений в Актюбинском Приуралье проводили в разные годы (1944—1965) Н. И. Леоненко, Х. С. Розман, Р. А. Сегедин, Я. И. Романюк, Т. В. Иванова, В. С. Лыков и др.

Сведения о каменноугольных отложениях закрытых территорий Западного Примугоджарья содержатся в работах А. Л. Яншина (1955, 1962), Р. Г. Гарецкого (1955, 1957, 1962 и др.), П. Я. Аврова (1957), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963), Л. В. Демчук, Ю. А. Иванова, Ю. С. Шахиджанова (1961), Ю. С. Шахиджанова (1961), Р. Г. Га-

рецкого, И. Б. Кононовой и С. Ф. Щербович (1963) и других исследователей.

Карбон северной и восточной прибортовых частей Прикаспийской впадины (Подуральское плато) по данным глубокого бурения изучался М. Ф. Ильиной, Ю. М. Бутковским, Ю. А. Ивановым, А. К. Замареновым, Р. Г. Гарецким, П. Я. Авровым и Л. Г. Космачевой, З. Е. Булекбаевым и др. В южной прибортовой части впадины (промысловый район Южной Эмбы) и на Предустюртской равнине каменноугольные отложения изучались Н. А. Калинин, А. Л. Яншиным, Г. Е.-А. Айзенштадтом, Н. Н. Лапиной, Д. Л. Степановым, Ю. М. Васильевым, Р. И. Грачевым, Р. Г. Гарецким, А. Е. Шлезингером, В. С. Днепровым и др.

На территории Западного Казахстана выделяются отложения всех трёх отделов каменноугольной системы. Карбон представлен преимущественно осадочными породами морского происхождения. Иной характер имеют нижнекаменноугольные угленосные лагунные и прибрежно-морские отложения. В районе Прииргизья и в Заиргизье (восточная часть Мугоджар и западный борт Тургая) нижний карбон сложен осадочно-вулканогенными породами.

Степень изученности каменноугольных отложений в разных районах неодинакова. Обилие палеонтологического материала позволяет для значительной части территории производить расчленение карбона до ярусов и подъярусов, но в некоторых районах пока приходится руководствоваться преимущественно литологическими признаками (свиты местной шкалы). Есть комплексы пород, относимые к карбону условно.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

Отложения каменноугольной системы в пределах Казахского Урала развиты в нескольких районах, соответствующих синклинальным тектоническим структурам (рис. 24). На Орь-Илекской возвышенности они развиты в Бакайской синклинали, расположенной в самой южной части возвышенности. В Мугоджарах такими районами являются Средне-Орская синклиналь в бассейне среднего течения р. Орь (на севере), Берчогурская синклиналь — между двумя хребтами в южной части Мугоджарских гор; Балкымбайская грабен-синклиналь, протягивающаяся через все Мугоджары с юга на север и соединяющаяся с Домбаровским районом развития карбона; Старо-Карабутакская грабен-синклиналь; Прииргизский синклиниорий, составляющий часть Восточных Мугоджар и погружающийся к востоку под отложения мезокайнозоя, и, наконец, мелкие изолированные участки в долине р. Шот, в верховьях р. Борлы, в среднем течении р. Балаталдык.

Повсюду карбон сложен осадочными породами. Лишь в Прииргизье в его состав входит значительное количество эффузивных и пирокластических пород. Карбон этой части Мугоджар в настоящем очерке не рассматривается*.

Описанию стратиграфии карбона этого района и угленосности его нижнего отдела посвящено большое количество работ, главными из которых являются работы С. Н. Никитина (1909), М. М. Пригоровского (1922), Б. А. Чухина (1939), Д. В. Наливкина (1947), А. А. Петренко (1941, 1953, 1953а), Г. И. Водорезова (1960), Е. А. Балашовой (1945, 1945а, 1953), Х. С. Розман (1959, 1960).

* Карбону Прииргизского района Мугоджар и закрытой части юго-западного борта Тургая посвящен очерк Г. А. Костик в данном томе.— *Прим. ред.*

Аммоноидеи верхнего девона и низов карбона западного склона Мугоджар и Бакайской синклинали изучались Н. В. Кинд (1944) и А. К. Наливкиной (1953). Много новых данных получено при геологосъемочных и поисковых работах Р. А. Сегединым, Л. И. Киселевым, Г. С. Трошиным, А. М. Орловым, Е. П. Силиврей, Г. П. Кондратьевой, В. А. Лобанчуком и др.

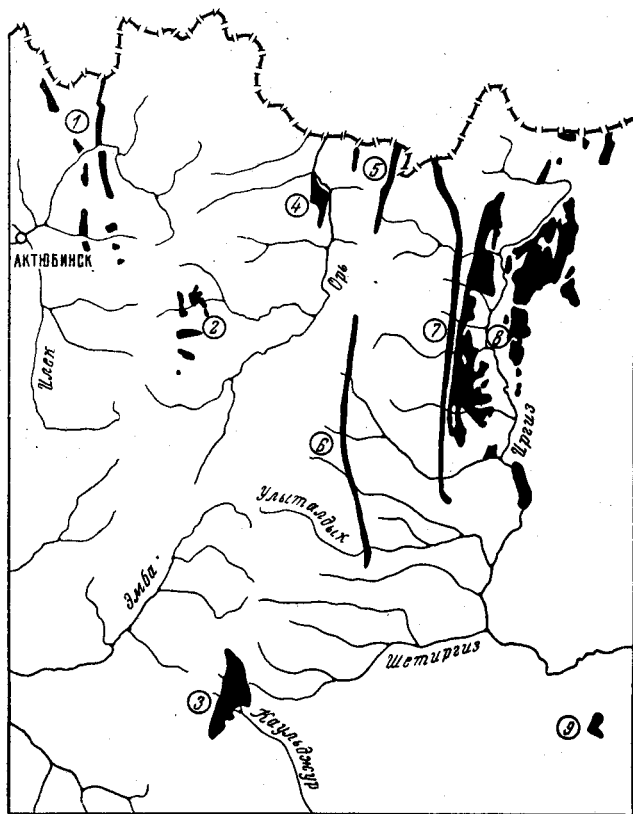


Рис. 24. Схема распространения выходов пород каменноугольной системы на территории Южной оконечности Урала и ее периферии

Районы: 1—Актобынское Приуралье, 2—Бакайская синклиналь, 3—Берчогурская синклиналь, 4—Средне-Орская синклиналь, 5—Домбаровский район, 6—Балкымбайская синклиналь, 7—Старо-Карабутакская грабен-синклиналь, 8—Приригизье; 9—Жаманшии

Нижний отдел

Среди отложений нижнего карбона фаунистически выделяются турнейский, визейский и намюрский ярусы.

В различных частях Орь-Илекской возвышенности и Мугоджар полнота разреза и литологический состав нижнего карбона не одинаковы.

Турне

Помимо тех отложений самых нижних горизонтов нижнего турне, которые составляют верхнюю часть литологических комплексов зилаирской и киинской свит верхнего девона, отложения турнейского яруса

широко развиты как на Орь-Илекской возвышенности (Бакайская синклиналь), так и в Мугоджарах (Средне-Орская, Берчогурская и Балкымбайская синклинали).

Наиболее полный разрез турнейского яруса наблюдается в Берчогурской синклинали в Южных Мугоджарах. Здесь на курганжарских слоях верхнего фамена (Розман, 1960) согласно залегает толща, выделенная Д. В. Наливкиным (1947) как слои с переходной девонско-каменноугольной фауной и известная под названием жанганинской (джанганинской) свиты (Афанасьев, 1938; Балашова, 1945, 1945а, 1953). Она сложена конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песчанистыми и чистыми органогенными (коралловыми, брахиоподово-гониатитовыми) известняками, мергелями. В большинстве обнажений породы жанганинской свиты залегают на литологически сходных породах верхнего фамена, ввиду чего граница карбона с девоном в большинстве случаев в Берчогурской синклинали устанавливается только по фауне. Однако при бурении скважин южнее линии железной дороги отмечались случаи, когда турне ложится на эффузивный комплекс силура. Это говорит о том, что местами турне залегает на подстилающих породах с разрывом.

Х. С. Розман (1960) указывает, что в основании нижнетурнейских отложений Берчогурской синклинали залегают песчанистые известняки, две нижние пачки которых, содержащие *Cyrtospirifer ex gr. julii* (Dehée), *C. ex gr. trapezoidalis* Krest. et Кагр., *Spirifer tornacensis* Коп., *Plicatifera niger* (Goss.), отвечают зоне *Wocklumeria* (этрен), а третья пачка с гониатитами *Imitoceras intermedium* Schind., *I. subbilobatum* (Münst.), *I. substriatum* (Münst.) — зоне *Gattendorfia* нижнего турне. Эта часть разреза хорошо сопоставляется с разрезами западного склона Урала: по р. Зиган (Южный Урал) и по р. Вильва (Средний Урал).

В более высоких горизонтах жанганинской свиты в прослоях известняков и мергелей содержатся брахиоподы, из которых Д. В. Наливкиным определены *Plicatifera praelonga* Sow., *Productella pyxidata* Nal., *Camarotoechia rotundata* Nal., *Plicatifera niger* Goss., *Chonetes variolata* Ogb., *Ch. rotundata* Nal. и др., указывающие на раннетурнейский возраст этих отложений.

Мощность упомянутых нижних трех пачек свиты, по данным Х. С. Розман, колеблется от 31 м (в области Курганжарского поднятия) до 250 м (на восточном крыле синклинали). Общая мощность нижнетурнейских отложений достигает 500 м. Вышележащая берчогурская свита выполняет центральную часть синклинали. Ее составляют зеленовато-серые и серые песчаники, алевролиты, глинистые и углистые сланцы, аргиллиты, угли с редкими прослоями известняков, количество которых увеличивается в южном направлении. В северной части синклинали в составе берчогурской свиты выделяется семь пачек, нижняя из которых состоит из конгломератов, грубозернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев, а в числе остальных шести — три угленосные пачки и три безугольные, переслаивающиеся между собой. К берчогурской свите приурочены промышленные пласты каменных углей.

В прослоях известняков и аргиллитов из сборов В. А. Лобанчука в 1954 г. Д. В. Наливкин определил следующие формы: *Orthotetes kellii* М'Соу, *Spirifer convolutus* Phill., *S. attenuatus* Sow., *Chonetes hardrensis* Phill., *Plicatifera praelonga* (Sow.) и др., которые указывают на позднетурнейский возраст отложений. Аргиллиты и пес-

чаники содержат отпечатки *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Calamites* sp., *Lepidodendron glincanum* Eichw.

Наряду с прослоями, содержащими морские формы, отмечаются прослой с пресноводной фауной, что свидетельствует о прибрежно-морских условиях отложений этой свиты. Данные о мощности свиты противоречивы. А. А. Петренко (1946) оценивает мощность берчогурской свиты в 600—1000 м, Е. А. Балашова (1945) — в 380—440 м, Г. П. Кондратьева (1954 г.) — в 370 м, что является наиболее достоверным.

Разрез турнейских отложений Берчогура заканчивается карабулакской свитой, развитой на восточном опущенном крыле, вблизи осевого разлома синклинали как в пределах обнаженной ее части, так и к югу от линии железной дороги, где палеозойские отложения прикрыты чехлом мезо-кайнозоя.

В северной части синклинали карабулакскую свиту слагают песчанистые известняки, мергели, песчаники, углисто-глинистые сланцы с маломощными прослоями каменных углей. В южном направлении мощность и количество прослоев терригенных пород уменьшаются, и на широте р. Саздысай они полностью выпадают из разреза, уступая место известнякам и мергелям, нередко черным, с углистым материалом.

В северной части синклинали в породах карабулакской свиты содержится фауна *Productus (Linoproductus) laevicostus* White, *Chonetes polijenowi* Tolm., *Spirifer* aff. *tornacensis* Kon. и др., в южной части — фауна *Orthotetes kellii* M'Coу, *Spirifer attenuatus* Sow. и др.

Фауна наряду с формами, характерными для верхнего турне, содержит, по мнению Д. В. Наливкина, также визейские формы, что позволяет относить эту свиту по возрасту к верхам турне и низам визе. Максимальная мощность свиты 240 м.

В Бакайской синклинали (южная часть Орь-Илекской возвышенности) отложения турне обнажены по долинам левых притоков р. Орь: Бакай, Аралтобе, Кокпекты, Улетты, Жамансу. Далее на юг они перекрыты отложениями мела и палеогена. В северной части синклинали турне с размывом залегает на фаменских сланцах с прослоями климиевых известняков, выходящих по западному борту синклинали. В основании нижнего карбона лежит горизонт грубозернистых пород, представленных мелкогалечными конгломератами и грубозернистыми граувакковыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу среднезернистыми песчаниками и алевритами с углистыми примазками и кусочками обугленной древесины. Мощность этих пород, по Г. И. Водорезову (1960), всего 35 м. В южном направлении увеличивается мощность турнейских отложений, породы становятся более мелкозернистыми, появляется больше алевролитов, глинистых, а также кремнистых пород, увеличивается углистость в алеврито-глинистых породах и в то же время исчезают следы размыва на границе с более древними верхнедевонскими отложениями.

В направлении с запада на восток в южной части описываемого района (р. Жамансу) уменьшается количество зеленовато-серых алеврито-песчаных пород, грубозернистых песчаников и гравелитов, и вся пачка описываемых пород замещается терригенными отложениями верхней части нерасчлененного верхнедевонско-нижнетурнейского комплекса.

Из верхней части глинисто-кремнистых сланцев с р. Жамансу Г. И. Водорезовым собраны гониатиты *Pericyclus* sp. и *Muensteroceras* sp. позднетурнейского возраста (определения Л. С. Либровича) и отпечатки растений *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. и *Spheno-*

pterus sp., указывающие на позднетурнейский—ранневизейский возраст отложений. Мощность турнейских отложений в Бакайской синклинали достигает 480 м.

Несколько иное строение имеют турнейские отложения на левобережье р. Орь при впадении в нее рек Кызылкаин и Катынадыр (Средне-Орская синклинали), где они разбурены в связи с поисками каменного угля. Прибрежно-морские отложения турнейского яруса залегают здесь с угловым несогласием на эффузивах силура.

Е. П. Силивря и др. (1961 г.) подразделяют турнейские отложения Средне-Орской синклинали на четыре толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаниково-алевролитовая толща, сложенная серыми, зеленовато-серыми, реже красно-бурыми кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми алевролитами и песчаниками от мелко- до крупнозернистых, переходящими в гравелиты. Подчиненное значение имеют аргиллиты. В основании толщи лежит базальный конгломерат, в гальке которого представлены кварц, эффузивы, кремнистые сланцы, граниты, гнейсы	120—140
2. Песчаниково-алевролитово-аргиллитовая толща, сложенная серыми известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с обуглившимися растительными остатками. В нижней части толщи выделяется угленосный горизонт мощностью 30 м, к которому приурочены прослои углистых аргиллитов и каменного угля мощностью 0,2—1,2 м	450—500
3. Известковистая толща, состоящая из темно-серых мелкокристаллических глинистых известняков, в средней части толщи переслаивающихся с известковистыми аргиллитами и песчаниками	340—370
4. Алевролитово-аргиллитовая толща, сложенная темно-серыми алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами, и содержащая маломощные прослои песчаников	260

Из песчаников этого района, по данным Э. Д. Джавадова (1959 г.), выделен комплекс спор турнейского возраста: *Azonotriletes tuberculatus* Waltz., *A. amplexus* Lub., *Leiotriletes vetustus* Isch., *Stenozonotriletes puzillus* Lub., *S. conformis* Naum. (определения Н. И. Филипповой). Из фораминифер Е. А. Рейтлингер определены *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina cushmani* Sul. В аргиллитах, по данным Е. П. Силивря и др., содержатся в большом количестве турнейские остракоды: *Acratia veria* Schneid., *Bairdia irregularis* Schneid., *Carbonita sublunata* (Jones et Kirkby), *C. veolata* Schneid., *Glyptopleura variabilis* (Jones et Kirkby), *G. plicatula* (Jones et Kirkby), *G. bulbosa* Posner, *Paraparchites obiosa* Schneid. (определения В. С. Заспеловой и Н. И. Неуструевой), а из брахиопод — *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon., *Chonetes dalmanianus* Kon., *Camarotoechia* cf. *panderi* Auerb. и др. (определения Л. П. Монаховой).

В аркозовых песчаниках и глинистых сланцах близ устья р. Кызылкаин А. А. Петренко (1953) найдены *Plicatifera zilimi* (Nal.), *P. (Linoproductus) laevicostus* White, а также отпечатки *Lepidodendron acuminatum* Гоерр. Общая мощность отложений турнейского яруса в Средне-Орской синклинали достигает 1270 м.

В Домбаровской угленосной полосе в Северных Мугоджарах на границе с Оренбургской областью отложения турне состоят из базального конгломерата и залегающих выше отложений домбаровской и кугутынской свит (Петренко, 1953). Горизонт базальных конгломератов и конгломератовых песчаников залегают с размывом как на метаморфических породах докембрия, развитых с востока, так и на эффузивах силура, обнажающихся по западному борту синклинали. В связи с этим состав гальки конгломератов восточного и западного крыльев различный и зависит от состава подстилающих карбон пород. Фаунистические остатки из этого горизонта неизвестны.

Среднюю часть разреза (домбаровская свита А. А. Петренко) слагают песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, пласты и прослои каменного угля. Для карбона Домбаровского района характерен значительный метаморфизм пород. Фаунистические и флористические остатки в домбаровской свите редки, однако по тем немногим видам, которые были найдены, возраст ее определяется как турнейский. А. А. Петренко (1946) указывает на находки *Pericyclus cf. rotuliformis* Crick. и отпечатки растений *Lepidodendron fusiformis* Tschirk., *L. acuminatum* Goerp., *L. pulchellus* (Zal.) Tschirk., *Sphenopteridium bifidum* Lindl. et Hutt. и др. По степени угленасыщенности свита разделяется на три пачки: на две угленосные и одну безугольную. Мощность свиты 700—1000 м.

Кугутыкскую свиту, наиболее полно развитую за пределами описываемого района, по левобережным притокам р. Кугутык, слагают известковистые и хлоритизированные песчаники, кремнистые, глинистые и углистые сланцы с прослоями мергелей и песчаных известняков, а также маломощными прослоями каменного угля и сажи. Комплекс слагающих свиту пород позволяет считать, что она образовалась в условиях мелководных лагун. Фауна в этой свите более разнообразна и встречается довольно часто. Д. В. Наливкиным отсюда определены *Productus pixidiformis* Kon., *Pericyclus* sp., *Chonetes cf. hardrensis* Phill., *Spirifer attenuiformis* Dem., *Orthoceras* sp. и др. Встречаются мшанки из рода *Fenestella*, членики криноидей, отпечатки лепидодендронов и других растений. Мощность свиты оценивается в 400—1000 м.

В южной части Домбаровского района отложения нижнего карбона залегают в узкой грабен-синклинали. При детальном геологическом картировании эта грабен-синклиналь (Балкымбайская, по Р. А. Сегедину) прослежена без перерыва вдоль всех Мугоджар до урочища Балкымбай на р. Улыталдык. Ее выполняют сложнодисшированные и интенсивно метаморфизованные полимиктовые песчаники, конгломераты, алевролиты, зеленовато-серые и серовато-лиловые тонколистоватые филлитовидные глинистые сланцы, выделяемые Р. А. Сегединым в балаталдыкскую свиту (по р. Балаталдык) и условно относимые к турне.

Предположительно к турнейским отложениям Л. И. Киселев относит также довольно мощную толщу черных графитизированных глинистых сланцев с прослоями углистых мергелей, песчаников, туфопесчаников, конгломератов, вскрытую скважинами под мезо-кайнозоем на водоразделе рек Каинды и Карасай, на южном продолжении Балкымбайской полосы карбона. Эта толща залегают под визейскими известняками, известными как на выходах по р. Улыталдык, так и вскрытыми скважинами южнее рек Ащисай и Каинды. В южном направлении Балкымбайская грабен-синклинальная структура расширяется, и в ней появляются отложения турне, неизвестные в разрезе по р. Улыталдык. В прослоях мергелей была собрана фауна брахиопод раннекарбонного облика.

Сходный литологический состав имеют турнейские отложения в другой узкой грабен-синклинали — Старо-Карабутакской, расположенной восточнее, близ границы Мугоджарского мегантиклинория с Прииргизским мегасинклиномием.

Визе и намюр

Отложения верхней части нижнего карбона, включающей визейский и намюрский ярусы, известны как на Орь-Илекской возвышенности (район с. Анастасьевки и Бакайской синклинали), так и в Муго-

джарах (в Средне-Орской синклинали, в Балкымбайской грабен-синклинали, а также на мелких синклинальных участках в верховьях р. Борлы, по рекам Балаталдык, Узынкайракты, Шот, Баксайс, Уймола, Карабутак). В южной погруженной части Берчогурской синклинали они вскрыты скважинами. В большинстве случаев точное разделение отложений на визе и намюр затрудняется недостаточностью палеонтологических данных при одинаковом их литологическом составе.

Возле с. Анастасьевки визе-намюрские отложения выполняют небольшую синклиналь меридионального простирания, осложненную в центральной части изоклинальными складками, опрокинутыми к западу. На западном крыле синклинали они лежат несогласно на верхнем девоне, а на восточное крыло надвинуты породы зилаирской свиты. Нижний карбон здесь сложен исключительно известняками.

Разрез карбона у с. Анастасьевки детально изучен А. А. Петренко, который выделяет среди известняков шесть горизонтов:

	Мощность, м
1. Известняково-оолитовый	20
2. Кораллово-брахиоподовый, с фауной кораллов <i>Lithostrotion caespitosum</i> Mort., <i>L. cf. junceum</i> Flem., <i>L. irregularis</i> Phill., <i>Syringopora cf. ramulosa</i> Goldf. и др. (определения И. И. Горского) и брахиопод <i>Productus concinnus</i> Sow., <i>P. (Linoproductus) sp.</i> , <i>Schizophoria resupinata</i> Mart. и др. (определения А. П. Рота)	150
3. Строматопорово-коралловый: рифовые известняки, наряду с кораллами и строматопорами содержащие брахиоподы <i>Gigantoproductus giganteus</i> (Mart.), <i>Linoproductus striatus</i> (Fisch.)	180
4. Гигантелло-коралловый, с брахиоподами <i>Gigantoproductus striato-sulcatus</i> (Schwetz.) var. <i>typicus</i> Sar., <i>G. latissimus</i> (Sow.), <i>G. cf. moderatus</i> (Schwetz.) и кораллами <i>Rugosae</i> , <i>Chaetetes</i> sp.	185
5. Гигантелло-стриатусовый с <i>Linoproductus striatus</i> (Fisch.), <i>Gigantoproductus ex gr. giganteus</i> (Mart.)	25
6. Криноидно-брахиоподовый, с разнообразной фауной брахиопод <i>Productus sulcatus</i> Sow., <i>P. plicatilis</i> Sow., <i>P. insculptus</i> M. Wood., <i>P. elegans</i> McCoy, <i>P. mesolobus</i> Sow. и др.	20

Пять первых горизонтов по возрасту соответствуют визе и только криноидно-брахиоподовый горизонт включает самые верхи визе и нижние горизонты намюра. Общая мощность визе-намюрских отложений района Анастасьевки составляет 580 м.

В Бакайской синклинали визе-намюрские морские отложения обнажены по рекам Бакай, Аралтобе, Кокпекты и Улетты. Они залегают на турнейско-нижневизейских породах, а местами — трансгрессивно на терригенной толще верхнего девона — нижнего турне, либо (левый берег р. Аралтобе ниже фермы Магаджанского совхоза) непосредственно на глинисто-кремнистых сланцах верхней части фаменского яруса (Сегедин, 1966).

В основании визе-намюрских отложений наблюдается маломощный горизонт мелкогалечного конгломерата (Водорезов, 1960; Сегедин, 1966). Выше лежит толща переслаивающихся серых средне- и мелкозернистых полимиктовых известковистых песчаников с прослоями и целыми пачками плитчатых известковистых алевролитов, мергелей, светло- и темно-серых алевролитистых или песчаных мелкокристаллических известняков и реже кремнистых сланцев. В отдельных прослоях наблюдаются мелкие неопределимые обуглившиеся растительные остатки. Известняки нередко имеют детритовый характер: они содержат обломки раковин брахиопод, зоарий мшанок, известковых водорослей *Calcefolia*, а также массу фораминифер.

В нижней части известняков на левом берегу р. Аралтобе (Сегедин, 1966) обнаружены многочисленные фораминиферы верхнего визе (от середины алексинского до верхней части михайловского гори-

зонта): *Archaediscus moelleri* Raus., *Asteroarchaediscus* ex gr. *ovoides* (Raus.), *A.* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. mosquensis acuta* Raus., *E. ikensis* Viss., *E.* ex gr. *protvae* Raus., *E. pseudostruvei* Raus., *E. mediocris* Viss., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Glomospiranella* ex gr. *pseudopulchra* Lip., *Hyperammina vulgaris* var. *orientalis* Prich., *Plectogyra* ex gr. *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Parastaffella* ex gr. *dradyi* Mikh., *Tetrataxis* ex gr. *eominima* Raus. и др. (определения М. Н. Соловьевой).

Т. П. Буяновой и А. М. Орловым в 1965 г. в известковистых песчаниках с левого берега р. Кокпекты и в известняках из керна скважины, пробуренной в этом районе, собраны брахиоподы *Isogramma germanica* Раецк., *Chonetes longispinus* Roem., *Ch. variolata* Orb., *Ch. praecarboniferus* Sok., *Plicochonetes waldschmidtii* Раецк., *Marginiifera lobata* (Sow.), *Schuchertella* aff. *falcifera* (Tonn.), *Rhipidomella michelini* (L'Évèlle), из которых две первые формы известны в алексинском и михайловском горизонтах, а остальные описаны из стешевского горизонта верхнего визе Подмосковной синеклизы и из кульма Германии (определения М. Ф. Микрюкова).

Г. И. Водорезовым (1960) в мергельных прослоях по рекам Бакай и Аралтобе собраны брахиоподы *Productus* cf. *cora* Orb. и поздне-визейские гониатиты *Goniatites* cf. *spirifer* Roem., *G.* cf. *uralensis* Libr., *Numismoceras* cf. *frechi* Schmidt, *Praedaelites* cf. *culmbensis* Kobold, *Prolecanites serpentinus* Phill., *Pronorites cyclolobus* Phill. (определения Л. С. Либровича). Из более высоких слоев толщи определены намюрские *Cravenoceras* sp., *Posidonia* cf. *becheri* Bronn. Общая мощность визе-намюрских отложений в Бакайской синклинали достигает 300 м.

В Средне-Орской синклинали выше отложений турнейского яруса без следов перерыва в осадконакоплении залегает толща однородных светло-серых и желтовато-белых мелко- и среднекристаллических известняков, в нижней части значительно окремнелых. В верхней части толщи встречаются прослой серых и светло-серых известковистых полимиктовых песчаников. В известняках нижней части толщи (мощностью около 100 м) фауны не обнаружено. По-видимому, эта часть разреза отвечает нижневизейскому подъярсу.

В более высоких горизонтах известняков А. А. Петренко (1953) найдены *Chonetes papilionaceae* Phill., *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. maxima* M'Coу, *Productus corrugatus* M'Coу и другие брахиоподы, характерные для зоны *Dibunophyllum* среднего—верхнего визе. Э. Д. Джавадов и др. (1959 г.) указывают на присутствие в известняках этой части разреза поздневизейских фораминифер *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *Endothyra globulus* (Eichw.), *Eostaffella* ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *E.* cf. *ikensis* Viss., *E.* cf. *pauciseptata* Raus. и др.

Еще выше по разрезу в известняках обнаружены *Archaediscus postrugosus* Reitl., *Eostaffella* cf. *protvae* Raus., *E.* cf. *postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *E.* cf. *prisca ovoidea* Raus. и другие формы, указывающие уже на намюрский возраст заключающих их пород. Мощность визе-намюрских отложений Средне-Орской синклинали 400 м.

В Балкымбайской грабен-синклинали отложения визе-намюра лежат трансгрессивно на осадочных породах турне (?) (балаталдыкская свита), на эффузивах среднего девона либо на метаморфических породах верхнего протерозоя, с которыми чаще они имеют тектонические контакты. Полоса визе-намюрских отложений начинается не-

сколько севернее р. Милысай, пересекает долину р. Улыталдык в урочище Балкымбай и, не доходя до р. Ащисай, погружается под отложения мезо-кайнозоя, под которыми она вскрыта скважинами в ряде мест вплоть до р. Карасай.

В основании визейских отложений на р. Милысай наблюдается пачка полимиктовых конгломератов, переслаивающихся с грубозернистыми полимиктовыми песчаниками (10—65 м), выше которых лежит толща темно-серых слоистых известняков с прослоями грубозернистых песчаников (около 120 м), сменяющаяся вверх по разрезу пачкой светлых (белых и розоватых) мраморизованных доломитизированных известняков (110 м).

Темно-серые известняки нижней части разреза содержат фауну среднего и главным образом позднего визе: кораллы — *Lithostrotion junceum* (Flem.), *L. irregulare* (Phill.), *L. aff. rossicum* Stuck., *Dibunophyllum turbinatum* (M'Coу), *Diphyphyllum aff. lateseptatum* M'Coу, *Aulophyllum fungites* (Flem.); брахиоподы — *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. ex gr. striato-sulcatus* (Schwetz.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Semiplanus semiplanus* (Schwetz.), *Chonetes papilionacea* Phill; многочисленные фораминиферы — *Endothyranopsis crassus* (Brady), *E. globulus* (Eichw.), *Plectogyra aff. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Bradyina rotula* (Eichw.) и др.

В вышележащих светлых известняках найдена намюрская фауна: *Spirifer bisulcatus* Sow., *Productus ex gr. cora* Orb., *P. ex gr. semireticulatus* Mart. и др.

Визе-намюрские известняки вверх по разрезу сменяются среднекарбонowymi, не отличающимися по внешнему виду. Граница между ними проводится условно по смене фауны. Мощность визе-намюра достигает 300 м.

По р. Борлы визейские породы залегают с размывом на докембрийских кристаллических сланцах. В основании залегают конгломераты и песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу серыми глинистыми известняками, содержащими визейскую фауну: *Productus ex gr. mesolobus* Phill., *Striatifera ex gr. striata* (Fisch.), *Megachonetes papilionaceae* (Phill.) и др. (Водорезов, 1960).

В Старо-Карабутаковской грабен-синклинали визе-намюрские отложения представлены песчаниково-алевролитосланцевой и известняковой толщами. Первая из них (нижняя) сложена переслаивающимися через 0,5—10,0 м серыми и темно-серыми аркозовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. В основании толщи в северной части описываемой полосы (реки Шот и Баксайс) наблюдается базальный конгломерат мощностью 7—10 м.

Вышележащая известняковая толща сложена светло- и темно-серыми известняками, содержащими разнообразную фауну поздневизейского и намюрского возраста. Г. С. Трошиным в известняках этой полосы на реках Шот и Баксайс собраны брахиоподы *Marginifera longispina* (Sow.), *Productus cf. verneuilianus* Kon., *P. aff. burlingtonensis* Sow., *Chonetes aff. varialata* Keys., *Spiriferina octoplicata* (Sow.), *Camarophoria rhomboidea* Phill., *Gigantoproductus aff. hemisphaericus* (Sow.), *G. aff. latissimus* (Sow.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Avonia aff. karpinskiana* (Jan.), *Spirifer ex gr. bisulcatus* Sow. (определения М. Ф. Микрюкова) и кораллы *Carcinophyllum lonsdaleiforma* Salee, *Dibunophyllum cf. turbinatum* M'Coу, *D. cf. miloradowitschi* Gorsky, *D. percrassum* Gorsky, *Palaeosmia cf. multiplex* Keys.

Из фораминифер в этих известняках А. Я. Виссарионовой и К. В. Миклухо-Маклай обнаружены *Tetrataxis* aff. *conica* Ehr., *Hyperammina vulgaris* Reus. et Reitl., *Tubertina maljavkini* Mikh., *Plectogyra globulus* (Eichw.), *Eostaffella* ex gr. *ikensis* (Viss.) и другие визейские формы.

Средний отдел

Отложения среднего карбона в пределах Орь-Илекской возвышенности известны лишь в Бакайской синклинали, а в Мугоджарах — в урочище Балкымбай, местами в более северных частях Балкымбайской синклинали, а также в Прииргизье.

В Бакайской синклинали средним карбоном начинается новый седиментационный цикл, охватывающий весь средний и верхний карбон (Сегедин, 1966). От нижележащих пород среднекарбоновые отложения местами отделены явными признаками несогласия, граница же их с верхним карбоном литологически не улавливается и из-за недостатка палеонтологических данных пока не может быть точно определена.

В основании этих отложений залегают крупногалечные конгломераты, состоящие из крупной гальки и валунов (до 30 см в поперечнике), кверху переходящие в средне- и мелкогалечные конгломераты. В гальке представлены различные известняки, известковистые песчаники, глинисто-кремнистые сланцы и другие породы, которые свойственны подстилающим нижнекаменноугольным и верхнедевонским отложениям. Цемент конгломератов карбонатно-песчаниковый. Выше конгломератовой пачки лежат переслаивающиеся известковистые песчаники и буровато-серые чистые и песчанистые известняки. Еще выше в разрезе появляются зеленовато-серые аргиллитовидные глинистые известковистые алевролиты и алевролитоглинистые сланцы.

В известняковой гальке базального конгломерата с левого берега р. Бакай обнаружены поздневизейские гониатиты, визейские и намюрские кораллы, а из известняков лежащей выше толщи М. Н. Соловьевой определены фораминиферы мячковского горизонта верхней части московского яруса: *Fusulina* ex gr. *schellwieni* Staff., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F. pseudoboeki* Lee et Chen, *F. pulchra* Dutk. и др. (Сегедин, 1966).

Г. И. Водорезов (1960) указывает на находки в породах описываемой толщи более древней, башкирской фауны: *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Chaetetes radians* Fisch. и др.

Мощность среднего карбона не может быть точно определена, но, по-видимому, она составляет 100—150 м.

На р. Улыталдык в урочище Балкымбай и по левобережью р. Ащисай средний карбон, так же как и нижний, представлен известняками. Стратиграфического несогласия между нижним и средним карбоном не наблюдается, что подтверждается Г. И. Водорезовым, который также указывает на переходный (намюрско-башкирский) возраст фауны брахиопод, содержащейся в пограничном слое известняка.

Вышележащие известняки содержат, по определению М. Ф. Микрюкова из сборов Л. И. Киселева (1956 г.), брахиоподы *Choristites* ex gr. *priscus* Eichw., *Choristites* sp., *Linoproductus* sp., мшанки *Fistulipora*, кораллы. Известны также фораминиферы *Tuberitina* aff. *gigas* Reitl., *T.* aff. *typica* Reitl., *Staffella* cf. *ozawai* Lee et Chen (определения А. Я. Виссарионовой), *Endothyra* ex gr. *bradyi* Much., *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen), *Haplophragmina*

ex gr. *kashirica* Reitl. (определения Е. А. Рейтлингер) предположительно башкирского яруса, мощность которого не превышает здесь 40 м.

Отложения московского яруса, в его нижней части, представлены белыми, желтоватыми, серыми и розоватыми грубослоистыми известняками (28,4 м), выше которых лежит пачка (5 м) темно-серых, почти черных, слоистых битуминозных известняков. В известняках обнаружен комплекс фораминифер, свойственных верейскому и каширскому горизонту нижнемосковского подъяруса Подмосковной синеклизы: *Eofusulina triangula* (Raus. et Reitl.), *E. paratriangula* (Putrja), *Profusulinella* cf. *constans* Raus., *P.* cf. *mutabilis* Saf., *P.* cf. *subovata* Saf., *P.* cf. *ovata* Raus., *P. ovata* var. *nytoica* Saf., *P. rhomboides* Lee et Chen, *P.* cf. *prisca* (Deprat), *P. prisca* var. *timanica* Kir., *Schubertella gracilis* Raus., а также кораллы *Campophyllum* cf. *uralicum* Dobr., характерные для низов среднего карбона, и брахиоподы *Choristites* ex gr. *priscus* (Eichw.), свойственные каширскому и самым низам подольского горизонта Подмосковья.

Выше по разрезу наблюдается толща (около 130 м) светло-серых и серых массивных и грубослоистых доломитизированных известняков, заключающих многочисленные фораминиферы, свойственные подольскому горизонту верхнемосковского подъяруса: *Schubertella minima* Sosn., *Pseudostaffella* cf. *ozawai* (Lee et Chen), *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F. paracolaniae* Saf., *F. paraschubertellinoides* (Putrja et Leont.), *Bradyina* cf. *paucisertata* Reitl., *Fusulina* ex gr. *ozawai* Raus. et Bel., *F.* ex gr. *aspera* Chen. При этом *Fusulinella paraschubertellinoides* (Putrja et Leont.) и *Fusulina* ex gr. *aspera* Chen. могут встречаться и в мячковском горизонте.

Из кораллов в этих известняках встречены *Monophyllum parvum* Fomitchew, *Amigdalophylloides ivanovi* (Dobr.), характерные для верхней половины среднего карбона, *Amandophyllum myatschkovenski* (Dobr.), *Pseudotimania* cf. *mosquensis* (Dobr.), свойственные мячковскому горизонту верхов московского яруса. В самых верхних слоях Балкымбайского разреза верхнего карбона в большом количестве встречается *Bothrophyllum* sp. — форма, которая может встречаться до касимовского горизонта верхнего карбона включительно.

Мощность московского яруса достигает 165 м. Общая мощность среднекаменноугольных отложений в урочище Балкымбай составляет около 205 м.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения достоверно известны лишь в Бакайской синклинали и в урочище Балкымбай, где они распространены на очень незначительных по площади участках. В обоих указанных пунктах отложения верхнего карбона являются верхней частью единого седиментационного комплекса и отделяются от нижележащих пород среднего карбона нечетко, лишь только по смене фауны.

В Бакайской синклинали верхний карбон представлен, как и средний, известковистыми песчаниками и известняками, переслаивающимися с зеленовато-серыми аргиллитовидными известняками, глинистыми алевролитами и алевроито-глинистыми сланцами, с той разницей, что количество последних в разрезе значительно возросло и появились прослои глинисто-кремнистых пород. В известняках на левобережье р. Аралтобе С. Ф. Щербович обнаружены позднекаменноугольные фораминиферы *Fusulinella pulchra* Dutk., *Protriticites* ex gr. *pseudo-*

montiparus Putr., *Quasifusulinoides* cf. *fusiformis* (Ros.), *Triticites* ex gr. *simplex* (Schellw.), *T.* ex gr. *subventricosus* Dunb. et Skinn., *T.* ex gr. *umboniplicatus* Raus. (Сегедин, 1966).

В глинисто-алевритовых прослоях с правобережья р. Аралтобе (овраг Уразды-Карагандысай) обнаружен позднекарбонный спорово-пыльцевой комплекс. Г. И. Водорезов (1960) указывает на находки в породах описываемой толщи фауны верхнего карбона до верхнегжельского подъяруса включительно.

В 1965 г. Т. П. Буяновой и А. М. Орловым в известняках, песчаниках и кремнистых сланцах с левого берега р. Кокпекты и других мест собрана фауна оренбургского яруса: брахиоподы *Meekella eximia* Eichw., *Chonetes granulifera* Owen, *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Hustedia pseudocardium* Nik. и аммониты *Artinskia irinae* Ruzh., *Aristoceras* cf. *chkalovi* Ruzh. и *Schistoceras* cf. *uralensis* Ruzh. (определения М. Ф. Микрюкова). Из фораминифер в этих отложениях обнаружены *Triticites* sp., *Fusulinella schwagerinoides* Derг., *F. colania* Derг., *F. usuae* Dutk. В более высоких горизонтах этой толщи обнаружены брахиоподы переходного возраста от позднего карбона к ранней перми.

Мощность верхнего карбона Бакайской синклинали определяется примерно в 150—200 м.

В урочище Балкымбай к верхнему карбону относится верхняя часть известняковой толщи, слагающей береговые обрывы р. Улыталдык. Выше известняков московского яруса здесь согласно лежат белые, серые и желтоватые грубослоистые, участками мраморовидные известняки мощностью 30 м с кораллами *Carinthiaphyllum* aff. *carnicum* Heritsch, характерными для низов. В этом разрезе были найдены позднекарбонные *Geyerophyllum* aff. *broili* Heritsch и *Sestrophyllum vodoresowi* Fomitchev (Водорезов, 1960).

Периферия Южной оконечности Урала

АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ

Нижний отдел

В пределах Актюбинского Приуралья отложения нижнего карбона пользуются ограниченным распространением. Они прослеживаются узкой полосой вдоль восточной границы района от р. Алимбет на севере до р. Айдарлыаша (левый приток р. Жаманкаргала) на юге. Ширина полосы не превышает 300—400 м. С восточной стороны полоса нижнего карбона ограничена региональным разломом, по которому верхнедевонские породы надвинуты на визейские отложения, а с запада нижнекаменноугольные породы трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего карбона.

К югу от р. Урал нижнекаменноугольные отложения были впервые изучены Н. Н. Тихоновичем в 1904 г. Краткие сведения по стратиграфии этих отложений для бассейна р. Жаксыкаргала приведены А. Л. Яншиным (1932).

В 1932—1934 гг. полосу развития каменноугольных и пермских отложений между р. Сакмарой на севере и р. Айдарлыаша на юге изучал В. Е. Руженцев (1936).

И. В. Хворова (1939) по палеонтологическим данным подразделила эту толщу на два яруса: визейский и намюрский. Визейский ярус в свою очередь по петрографическим признакам был расчленен ею на четыре горизонта (снизу вверх): тарасовский, куруильский, итку-

ловский и бухарчинский. В пределах Казахстана, т. е. к югу от р. Алимбет, развит только бухарчинский горизонт, который, по И. В. Хворовой, имеет поздневизейский возраст.

Визе

Разрез нижнего карбона Актюбинского Приуралья начинается визейским ярусом. Отложения визе образуют восточную часть нижнекаменноугольной полосы. Они обычно очень плохо обнажены, лучшие их выходы наблюдаются по рекам Шоншар, Домбар, Кия и их притокам. К югу от р. Шанды визейские отложения скрываются под покровом мезо-кайнозоя. В верховьях правых притоков р. Жаманкаргала по рекам Акшат и Орташа они срезаны надвигом, вдоль которого отложения зилаирской свиты непосредственно контактируют с верхнекаменноугольными образованиями. В самой южной части описываемого района визейские отложения вновь появляются в береговых обрывах верховьев рек Шолаксай и Айдарлыаша.

На всем протяжении полосы от р. Алимбет на севере до р. Шанды на юге визейские отложения образуют в рельефе хорошо выраженные высокие гряды субмеридионального простирания. Они представлены довольно однообразной и очень характерной полосчатой пачкой чередующихся крепких, тонко- и толстоплитчатых, темных, синевато-серых, зеленовато-серых, голубовато-серых и бурых кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев (чанчарские сланцы по И. В. Хворовой, 1939). Встречаются линзы и линзовидные прослои черных кремнистых пород с блестящим раковистым изломом. На реках Шолаксай и Айдарлыаша глинисто-кремнистые сланцы переслаиваются с зеленовато-серыми аргиллитами.

Чанчарские глинисто-кремнистые сланцы очень бедны органическими остатками. Фауна отмечена В. Е. Руженцевым только в верховьях р. Кия, откуда определены единичные экземпляры *Pronorites cyclolobus* (Phill.) и мелкие раковины *Goniatites* sp. Южнее, на правом склоне оврага Кызылшен, стратиграфически выше черных кремнистых сланцев прослеживаются выходы серых оскольчатых известняков, образующих в рельефе меридиональную гряду. В этих известняках, мощность которых не превышает 1 м, В. Е. Руженцевым (1966) собраны и определены прекрасно сохранившиеся амmonoидеи *Prolecanites kiaensis* Ruzh., *Pronorites ultimis* Ruzh., *Beiryoceras tardum* Ruzh., *Numismoceras vittigerum* (Phill.), *Girtyoceras kazakhstanicum* Ruzh., *Arcanoceras praecox* Ruzh., *Goniatites crenifalcatum* M. Bogosl., *G. shimanskyi* M. Bogosl., *Trizonoceras* sp. и др. При этом в массовом количестве отмечены представители рода *Goniatites*, который, как правило, отсутствует в нижнеамюрских отложениях.

Севернее р. Алимбет в прослоях известняков, залегающих среди кремнистых сланцев, по данным И. В. Хворовой (1939), содержатся фораминиферы *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus karreri* Vradu и др., причем первая из перечисленных форм достигает массового развития. Наличие таких форм, как *Archaediscus karreri* Vradu, свидетельствует о поздневизейском возрасте вмещающих их отложений. Эта форма является одной из характерных для средней части верхневизейского подъяруса Московской синеклизы и Башкирского свода Русской платформы. О поздневизейском возрасте чанчарских сланцев свидетельствует и их стратиграфическое положение в разрезе. На всей площади своего развития они согласно перекрыва-

ются домбарскими известняками, насыщенными фауной раннеамюрского возраста. Мощность визейских отложений не превышает 200—250 м.

Намюр

На чанчарских глинисто-кремнистых сланцах визейского яруса согласно залегают намюрские известняки, которые слагают меридиональную гряду, протягивающуюся от р. Кия на севере до р. Шанды на юге. На правом берегу р. Жаксыкаргала известняковая гряда на значительном протяжении является крутым склоном долины р. Домбар, от которой описываемые породы и получили название домбарских известняков (Хворова, 1939). Южнее р. Шанды полоса намюрских отложений скрыта мезо-кайнозойем, и известняки появляются вновь лишь в долине р. Шолаксай.

Намюрский ярус сложен довольно однообразными светло-серыми толстослоистыми крепкими известняками, состоящими из микрокристаллического кальцита. В некоторых разностях известняка содержится примесь равномерно рассеянного глинистого материала.

В известняках встречаются скопления крупных пелеципод (правый берег р. Кызылшен), а во многих местах известняки переполнены ядрами аммонитов. В. Е. Руженцевым (1949, 1958, 1966) и М. Ф. Богословской (1966 г.) в домбарских известняках собрана богатая фауна аммонитов, среди которых ими определены многочисленные *Dombarocanites chancharensis* Ruzh., *Praedaraelites aktubensis* Ruzh., *Megapronorites sakmarensis* Ruzh., *Uralopronorites mirus* Libr., *Irinoceras arcuatum* Ruzh., *Platygoniatites molaris* Ruzh., *Rhymnoceras vermiculatum* Ruzh., *Rhiphaeocanites librovitchi* Ruzh., *Megapronorites sakmarensis* Ruzh., *Dombarites tescus* Libr., *Arcanoceras burmai* (Miller et Downs) и многие другие виды, характерные для нижней половины нижнего намюра. Мощность этих отложений составляет 40 м.

На р. Кия выше описанных светлых домбарских известняков залегают зеленовато-серые среднезернистые известковистые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми полосчатыми (серое с черным) кремнистыми сланцами и кремнистыми брекчиями. Встречаются прослойки серого окремнелого известняка с фауной гониатитов (*Hoto-ceras* sp.) верхней части нижнего намюра. В верхней части толщи уменьшается количество кремнистых пород и увеличивается количество известковистых песчаников. Здесь мощность нижнеамюрских отложений достигает 100 м.

Верхнеамюрские отложения, так же как и средний карбон, в пределах казахстанской части Актюбинского Приуралья отсутствуют (они известны лишь севернее р. Кия, на территории Оренбургской области). Нижний намюр с явным угловым несогласием перекрывается западнее фаунистически охарактеризованными отложениями гжелского яруса верхнего карбона.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения в Актюбинском Приуралье занимают довольно значительные площади. Среди верхнекаменноугольных отложений выделяются два яруса: гжелский и оренбургский*.

* В. Е. Руженцев (1945) нижний ярус верхнего карбона назвал жигулевским ярусом. Этим же названием пользуется в своих работах и И. В. Хворова.— *Прим. ред.*

Гжельский ярус

Отложения гжельского яруса в Актюбинском Приуралье обнажены лишь в самой восточной полосе северного распространения верхнекаменноугольных отложений (долины рек Орташа, Шолаксай, Айдарлыаша, Шанды, Жаксыкаргала), где они несогласно залегают на нижнем карбоне или находятся в тектоническом контакте с девонскими породами. Севернее, вплоть до границы с Оренбургской областью, породы гжельского яруса на дневную поверхность не выходят.

Несколько западнее отложения гжельского яруса были вскрыты тремя глубокими скважинами, пробуренными в осевой части Белогорской антиклинали. В еще более западных районах Актюбинского Приуралья эти отложения погружены на значительную глубину.

Гжельский ярус делится на два горизонта: абзановский (нижний), соответствующий протритицитовой зоне и зоне *Triticites montiparus*, и зианчуринский (верхний), отвечающий зонам *Triticites arcticus* и *T. stuckenbergi* (Руженцев, 1950).

По естественным выходам полный разрез гжельского яруса в Актюбинском Приуралье был описан В. Е. Руженцевым (1950) и И. В. Хворовой (1961) в долине р. Шолаксай. Здесь среди отложений выделяются абзановский и зианчуринский горизонты. Граница между горизонтами И. В. Хворовой проводится условно в основании одного из пластов брекчий нижней половины гжельского яруса, исходя из того, что в других местах Приуралья такое положение границы подтверждается фауной.

Абзановский горизонт Шолаксайского разреза представлен относительно тонкими обломочными и частично карбонатными породами. Основную часть его составляют серые с зеленоватым оттенком известковистые в различной степени песчанистые аргиллиты и аналогичные по окраске также известковистые полимиктовые песчаники. В этой толще присутствуют прослои подчиненных песчаных детритовых известняков. Мощность горизонта 265 м.

Примерно такой же состав абзановский горизонт имеет на соседних к северу площадях Оренбургского Приуралья (р. Айтуарка и др.). Фауна в абзановском горизонте не обнаружена, и граница, как отмечалось, проводится с большой степенью условности.

Зианчуринский горизонт по р. Шолаксай имеет также преимущественно терригенный состав и сложен в основном серыми полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. Однако песчаники в отдельных прослоях грубозернистые и даже гравелистые.

В толще терригенных пород на разных стратиграфических уровнях присутствуют прослои песчаных органогенных и детритовых известняков, содержащих иногда гравий и небольшое количество гальки, а также характерные оползневые брекчии, представляющие собой горизонты перемятой глины мощностью 5—7 м, в которой заключены обломки песчаных известняков и известковистых песчаников, разнородная галька, а иногда и известняковые валуны.

Южнее р. Шолаксай, на р. Айдарлыаша, породы зианчуринского горизонта значительно грубее по составу. Эти отложения представлены сероцветными грубозернистыми песчаниками и песчанистыми известняками, среди которых отсутствуют конгломераты но имеют место горизонты, содержащие рассеянные мелкие гальки различных древних пород.

Еще более грубы по составу породы зианчуринского горизонта севернее р. Шолаксай, на р. Орташа. Нижнюю часть разреза здесь составляют песчано-глинистые отложения, галечные известняки и кон-

гломераты с крупными валунами известняков, а верхняя часть слагается песчаниками, содержащими также прослой конгломератов.

По р. Акшат в разрезе зианчуринского горизонта выделяются также две части: нижняя — конгломерато-гравелитовая и верхняя — песчано-аргиллитовая.

В районе рек Бикембайсай и Кужантай зианчуринский горизонт сложен преимущественно песчаниками, в которых содержатся мелкогалечные конгломераты и грубые конгломераты с валунами карбонатных пород. В бассейне р. Жаксыкаргалы в зианчуринском горизонте преобладают галечные известняки, грубые конгломераты и брекчии с галькой и большими валунами.

Таким образом, для зианчуринского горизонта восточной части Актюбинского Приуралья характерны довольно резкие фациальные изменения по площади и сравнительно грубый состав.

В этих отложениях из различных мест и в основном из разреза по р. Шолаксай И. В. Хворова (1961) отмечает следующие фораминиферы, определенные из ее сборов С. Е. Розовской: *Fusulinella schwagerinoides* Derpat, *Triticites (Triticites) noinskyi* Raus., *T. (T.) schwageriniformis* Raus., *T. (T.) arcticus* Schellw., *T. (T.) secalicus* Say, *T. (Rauserites) parvulus* Schellw., *T. (R.) cf. dictyophorus* Ros., *T. (R.) ex gr. ventricosus* Meek et Hayd., *T. (R.) cf. paraarcticus* Raus., *Pseudotriticites fusiformis* Ros. В. Е. Руженцев (1950) указывает на наличие в них *Triticites (Triticites) simplex* Schellw., *T. (Montiparus) montiparus* Moell., *T. incisus* Schellw., *T. (Rauserites) ventricosus* Meek et Hayd. и особенно характерных для верхнего карбона форм *Quasifusulina longissima* Moell. и др.

В глыбах известняков из зианчуринского горизонта обнаружена фауна брахиопод раннего карбона.

Полную мощность зианчуринского горизонта возможно определить лишь в разрезе по р. Шолаксай, где она, по данным И. В. Хворовой, равна 745 м.

Западнее отмеченных участков породы гжельского яруса вскрыты глубокими скважинами в северной части Белогорской антиклинали. В сравнении с описанными разрезами здесь эти отложения представлены значительно менее грубым комплексом пород, хотя и сохраняют преимущественно терригенный характер. Ввиду того что фауна в них не найдена, выделить в толще пород гжельского яруса абзановский и зианчуринский горизонты невозможно. Нельзя это сделать и по литологическим признакам, так как верхняя часть яруса почти не отличается от нижней. Тем не менее в целом гжельский ярус в разрезе Белогорской антиклинали довольно четко выделяется по специфическому спорово-пыльцевому комплексу и своеобразной минералогической характеристике.

Сложены гжельские отложения этого участка мощным флишеподобным комплексом сероцветных преимущественно терригенных пород, состоящих из аргиллитов, песчаников и алевролитов, с отдельными прослоями известняков. Сохраняя общие черты на всей площади Актюбинского Приуралья, однако в деталях разрезы гжельского яруса в различных пунктах претерпевают небольшие изменения. От разреза к разрезу происходит некоторое замещение глинистых пачек более песчанистыми и наоборот.

Гжельский возраст описываемых пород в целом, как отмечалось, достаточно точно датируется по определенному в них Е. Ф. Шаткинской характерному спорово-пыльцевому комплексу, включающему следующие виды: *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. laevigatus* Naum., *Leiotriletes pullatus* Naum., *Zonotriletes punctulosus* Lub.,

Calamotritetes bulbiferus Lub., *Cordaitina orbiculata* Schatk., *Florinites luberae* Samoil., *Archaeozonotritetes antiquus* Naum., *Florinites meambilis* Naum., *Valchiozonaletes macropterus* (Lub.), *Protohaploxypinus* sp.

Характерными чертами приведенного спорово-пыльцевого комплекса Е. Ф. Шаткинская считает, во-первых, почти полное отсутствие пыльцы хвойных и, во-вторых, значительно меньшее по сравнению с комплексом вышележащего оренбургского яруса количество пыльцы *Florinites*.

Несколько специфичной характеристикой обладает гжельский ярус Белогорской антиклинали и по минералогическому составу. В частности, эти отложения характеризуются цирконо-апатитовой ассоциацией минералов тяжелой фракции.

Гжельский ярус на Белогорской антиклинали не пройден скважинами на полную мощность. Максимально он вскрыт скважиной, пробуренной в своде складки, где его истинная вскрытая мощность определяется в 850—900 м.

Оренбургский ярус

Оренбургские отложения в Актюбинском Приуралье распространены значительно шире, чем гжельские. Выходы их на дневную поверхность прослеживаются как в самой восточной полосе распространения верхнего карбона в долинах рек Айдарлыаша (рис. 25), Шолаксай, Орташа, Шанды, Жаксыкаргала, Домбар и др., так и несколько западнее, где они слагают сводовые части Белогорской и Синтасской антиклиналей. Кроме того, оренбургский ярус вскрыт рядом скважин на Белогорской антиклинали и глубокими скважинами на Петропавловской и Жилианской антиклинальных складках.

Несмотря на столь широкое площадное распространение, оренбургские отложения обнажены сравнительно плохо. Это объясняется главным образом их преимущественно глинистым составом, ввиду чего на участках выхода оренбургских пород на поверхность очень слабо развита эрозионная сеть и формы рельефа обладают выровненными сглаженными поверхностями. В. Е. Руженцевым (1950) и И. В. Хворовой (1961) приводится описание двух наиболее полных разрезов по рекам Шолаксай и Айдарлыаша, причем полная мощность этих отложений указана лишь для первого разреза.

В целом оренбургские отложения в отмеченной полосе представлены комплексом менее грубых пород, чем подстилающие их отложения гжельского яруса. В них почти отсутствуют конгломераты, так характерные для зианчуринского горизонта, а преобладают серые и темно-серые аргиллиты, то тонко переслаивающиеся с аналогичными по окраске песчаниками и алевролитами, то составляющие небольшие самостоятельные пачки. Это почти типичный флишеподобный комплекс, где песчаники в ряде интервалов по разрезу переходят в алевролиты, а последние — в аргиллиты. Наряду с этим, однако, наблюдаются и более резкие переходы от глинистых пород к песчаным и наоборот. Характерно почти полное отсутствие в составе оренбургских отложений известняков. Присутствуют лишь единичные прослои сильно песчаных известняков, близких к известковистым песчаникам. Среди песчано-глинистых пород оренбургского яруса на разных стратиграфических уровнях встречаются конкреции глинистых известняков и мергелей. Песчаники в верхней части плохо сортированы и часто крупно- и грубозернистые и даже гравелистые.

Описанные отложения содержат довольно богатый комплекс аммоноидей и фораминифер. Из первых В. Е. Руженцевым (1950) отмечены *Agathiceras frechi* Böse., *A. uralicus* (К а р.), *Artinskia irinae* Ruzh., *Eoasianites vodoresovi* Ruzh., *Parapronorites vetus* Ruzh., *Prouddenites terminalis* Ruzh., *Prothalassoceras bashkiricum* Ruzh., *Shumardites aktubensis* Ruzh. и др. Среди фораминифер С. Е. Розовской определены *Triticites (Rauserites) mediocris* D. et H., *T. (R.) contractus* Schellw., *T. (R.) ventricosus* M. et H., *T. (R.) paraarcticus* Raus., *T. (R.) beedei* D. et C., *T. (R.) subventricosus* D. et S., *T. (R.) regularis* var. *chinensis* Chen., *T. (Jigulites) jigulensis* Raus., *T. (J.) volgensis*

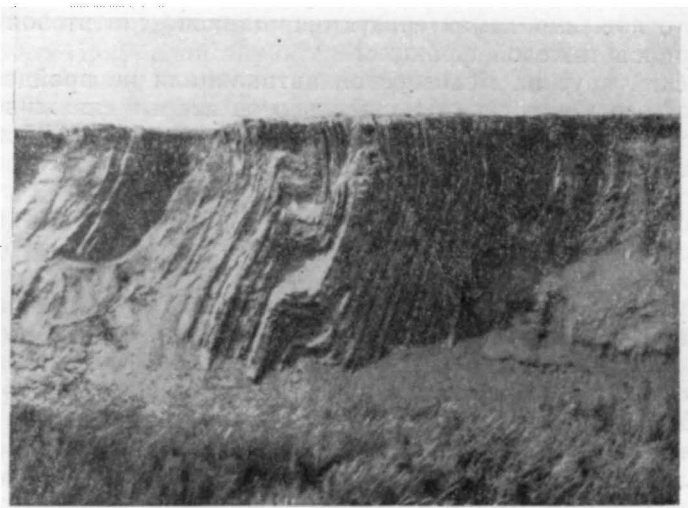


Рис. 25. Выходы пород оренбургского яруса на р. Айдарлыаша (Актюбинское Приуралье). Фото Р. А. Сегедина

Raus., *T. (J.) volgensis* var. *formosa* Ros., *Triticites (Triticites) pseudoarcticus* Raus., *Rugosofusulina* ex gr. *prisca* Ehrh., *Daixina sokensis* (Raus.), *D. uralica* Ros., *Pseudofusulina gregaria* Lee и *Pseudofusulina paragregaria* Raus.

В приведенных комплексах аммоноидей и фораминифер наряду с видами широкого вертикального распространения присутствуют виды, начинающее свое существование только с оренбургского времени и поэтому особенно характерные для оренбургского яруса всего западного склона Южного Урала. Из аммоноидей это *Artinskia irinae* Ruzh. и *Shumardites aktubensis* Ruzh., а из фораминифер — *Triticites (Jigulites) jigulensis* Raus., *T. (J.) volgensis* Raus., *Pseudofusulina gregaria* Lee и *P. paragregaria* Raus.

Мощность оренбургских отложений в восточной полосе вследствие плохой обнаженности замерить трудно. В. Е. Руженцев и И. В. Хворова определяют ее в 620 м (р. Шолаксай).

Западнее оренбургские отложения выходят на поверхность в сводовой части Белогорской антиклинали, образуя полосу меридионального направления. В этой полосе отложения оренбургского яруса вскрыты несколькими глубокими скважинами.

В общих чертах оренбургские отложения Белогорской антиклинали мало отличаются от разрезов более восточных участков (реки Шолаксай, Айдарлыаша и др.). Здесь они также представлены довольно мощной флишеподобной серией сероцветных пород, состоящей

в основном из аргиллитов, полимиктовых песчаников и алевролитов, главную роль среди которых играют аргиллиты. Наряду с терригенными породами в разрезе встречаются невыдержанные прослои серых пелитоморфных и светло-серых органогенно-обломочных известняков и конкреции мергелей. В некоторых интервалах совершенно отчетливо наблюдаются такие трех- и двучленные ритмы, как аргиллит—алевролит—песчаник или чаще всего аргиллит—мелкозернистый песчаник.

В разрезе оренбургского яруса здесь можно выделить две части: нижнюю—преимущественно глинистую (аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников) и верхнюю—преимущественно песчаную (алевролиты и песчаники) с прослоями аргиллитов). При этом, как показало структурно-поисковое бурение, наиболее глинисты оренбургские отложения в южной части Белогорской складки. Севернее на ряде участков в верхней части оренбургского яруса содержится большое количество прослоев песчаников, среди которых присутствуют крупно- и грубозернистые разности. В северной части этой складки ни в одном из разрезов оренбургского яруса, вскрытых здесь глубокими скважинами, грубообломочные породы не обнаружены. Отсутствуют здесь, судя по имеющемуся керновому материалу, и прослои известняков.

Вскрытая мощность отложений оренбургского яруса в южной части Белогорской антиклинали равна 300—330 м, в северной—700 м. Полная их мощность ни одной из скважин пересечена не была.

Западнее Белогорской полосы оренбургские отложения вскрыты двумя глубокими скважинами на Петропавловской антиклинали и выходят на поверхность в своде Синтасской антиклинали. В обоих пунктах оренбургский ярус представлен лишь своей верхней частью и состоит из тех же преимущественно терригенных пород, которые были описаны на более восточных участках. Однако на Синтасской складке больше прослоев крупнозернистых песчаников, встречаются даже гравелиты, которые на Петропавловском участке в оренбургских отложениях не отмечены.

Самым западным пунктом Актюбинского Приуралья, где в настоящее время известны оренбургские отложения, является Жилианская брахиантиклинальная складка. Здесь вскрывается лишь незначительная верхняя часть оренбургского яруса, представленная тем же сероцветным терригенным комплексом, который развит на Белогорской складке, однако среди песчаников встречаются линзовидные прослои (до 5—6 см мощности) крупно- и грубозернистых разностей, что, очевидно, является показателем продолжения на запад широтной полосы, к которой на Белогорской складке приурочены в отдельных горизонтах относительно грубообломочные породы.

В описанных отложениях Белогорской антиклинали и более западных участков Актюбинского Приуралья содержатся фауна и спорово-пыльцевой комплекс, которые определяют их оренбургский возраст.

Из поверхностных выходов В. Е. Руженцев, П. И. Климов и др. (1946 г.) отмечают в этих породах типичные для оренбургского яруса фораминиферы *Triticites (Jigulites) jigulensis* Raus., *T. ex gr. beedei* D. et H. и некоторые виды аммоноидей из родов *Aristoceras*, *Shumardites*, *Glaphyrites*, *Metadaraelites*, *Eoasianites*.

В разрезах оренбургского яруса, вскрытого в северной части Белогорской антиклинали, по данным Я. С. Эвентова и др. (1960), обнаружены фораминиферы *Rugosofusulina ex gr. stabilis* Raus., *Triticites* sp. (определения С. В. Доброхотовой).

В пробах, отобранных А. К. Замареновым (1962) из описываемых отложений на Белогорской, Петропавловской и Жилианской складках,

Е. Ф. Шаткинская определила характерный для оренбургского яруса комплекс спор и пыльцы, включающий *Cordaites stipatus* Schatk., *C. ruzhencevi* Schatk., *C. limbatus* Schatk., *Cordaitina orbiculata* Schatk., *Florinites testatus* Schatk., *F. meambilis* Schatk., *F. expositus* Schatk., *F. rimarus* Schatk., *F. insoluta* Schatk., *F. lenus* Schatk., *Protohaploxypinus peremnis* Schatk., *P. radicosus* Schatk., *P. pennatus* Schatk. и др.

Западное Примугоджарье

В Западном Примугоджарье бурением вскрыты отложения всех трех отделов каменноугольной системы. Их описание можно найти в работах А. Л. Яншина (1955, 1962), Р. Г. Гарецкого (1955, 1957, 1958, 1961, 1962), П. Я. Аврова (1957), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Л. В. Демчук, Ю. А. Иванова и Ю. С. Шахиджанова (1961), Ю. С. Шахиджанова (1961), Ю. А. Иванова (1962), Л. В. Демчук и Ю. С. Шахиджанова (1962), Я. С. Эвентова (1962), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963), Р. Г. Гарецкого, И. Б. Кононовой и С. Ф. Щербович (1963).

Нижний отдел

Как уже отмечалось, в Западном Примугоджарье под чехлом мезо-кайнозойских пород широко распространены отложения изембетской серии верхнего девона—нижнего карбона (турне и визе). Нижнекаменноугольная часть изембетской серии обнаружена многими скважинами. Она вскрыта на широтном профиле скважин, проведенном на севере Шиилийской синклинали от пос. Орь на одноименной реке до фермы Аксу в месте впадения р. Куласу в р. Аксу. Многими скважинами эти отложения вскрыты на Изембетской антиклинали близ ст. Изембет и на профиле скважин к востоку отсюда. Они известны в восточной части профиля скважин I—I, пройденного от ст. Кудук до района впадения р. Кублейтемир в р. Темир; на Теректысайской антиклинали к северу от ст. Эмба и в профиле скважин II—II, пробуренном примерно вдоль широтного течения р. Эмбы от оз. Кандыколь на востоке через соляные купола Муртук и Кумсай до района впадения балки Караганды в р. Темир на западе (см. рис. 23). Верхи изембетской серии обнаружены близ оз. Каиршактыколь и одной скважиной на восточном крыле Кокпектинской антиклинали.

Во всех названных точках описываемые отложения представлены однообразной сероцветной толщей переслаивающихся между собой аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, реже конгломератов и известняков.

Наиболее полно нижнекаменноугольная часть изембетской серии пройдена на Изембетской антиклинали, где детально изучена А. К. Замареновым, В. В. Липатовой и Е. Ф. Шаткинской (1956 г.). Она вскрыта скважинами Г-1, Г-2, Г-3, Г-4 и Г-5 и состоит из чередования аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов, реже встречаются прослой известняков и доломитов. Углы падения пород достигают 40—60°. По преобладанию тех или иных пород вскрытые здесь отложения подразделяются на три толщи (снизу вверх): нижнюю аргиллитовую, песчаниковую и верхнюю аргиллитовую.

Нижняя аргиллитовая толща пройдена скв. Г-5 с глубины 900 м и до забоя (1200 м), а также скв. Г-1 (997—1102 м) и, возможно, скв. Г-2. Она представлена плитчатыми серыми аргиллитами с боль-

шим количеством обуглившихся растительных остатков и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, мелко- и среднезернистыми с включениями растительных остатков и прожилками кальцита. В одном интервале скв. Г-5 встречен в виде небольшого прослоя (0,15—0,2 м) тонко- и мелкокристаллический известняк. Нижняя аргиллитовая толща с минералогической точки зрения выделяется увеличенным содержанием шпинели, мусковита и почти полным отсутствием эпидота.

Песчаниковая толща встречена скважинами Г-4 (810—1180 м), Г-5 (130—900 м), Г-2 (вся часть палеозойского разреза этой скважины, кроме, возможно, самых низов), Г-1 (660—997 м) и, видимо, скв. Г-3 (самые низы ее разреза). Она сложена песчаниками и аргиллитами, аналогичными породам нижней толщи. Аргиллитовые прослои незначительной мощности: от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м, в отдельных случаях до 10—12 м. В некоторых случаях встречаются прослои мелкогалечных конгломератов (галька кварца и других палеозойских пород), гравелитов и брекчиевидных известняков. По минералогическим особенностям эта толща отличается от нижележащей меньшим количеством шпинели и мусковита и некоторым увеличением содержания эпидота.

Верхняя аргиллитовая толща вскрыта скважинами Г-4 (170—815 м), Г-1 (155—660 м) и Г-3 (160—1075 м). Наиболее четко эта толща выделяется в скважинах Г-1 и Г-3, в которых аргиллиты занимают более двух третей разреза. Прослои песчаников немногочисленны, а их мощность в редких случаях достигает 10 м, обычно она колеблется от 5—8 см до десятков сантиметров и нескольких метров. В разрезе скв. Г-4 породы более опесчанены: часто встречаются прослои песчаников и алевролитов и даже редкие прослои гравелитов.

Е. Ф. Шаткинской (1961) из разных частей описанных толщ выделен спорово-пыльцевой комплекс, который характерен большим разнообразием спор, относящихся к папоротникообразным. Значительно меньше встречается пыльцы кордаитов и цикадофитов и единично — пыльца хвойных древнего облика. Видовой состав имеет большое сходство с комплексами спор и пыльцы, изученными А. А. Любер (1938) и Н. И. Филипповой из фаунистически охарактеризованного нижнего карбона (турне и нижний визе) Берчогурской синклинали. Таким образом, все три толщи по возрасту можно отнести к нижнему карбону, точнее к турнейскому ярусу и частично к низам визейского.

Общая вскрытая истинная мощность всех трех толщ нижнего карбона оценивается А. К. Замареновым в 1200—1300 м.

В описываемых отложениях Шиилийской синклинали найдены отпечатки пеллеципод *Posidonia mariannae* Tschern. (определение И. С. Спасской), характерных для турнейского яруса.

В образцах скважин К-19 и К-20 профиля I—I Н. Д. Коваленко выделены богатые спорово-пыльцевые комплексы, списки которых приводятся Ю. С. Шахиджановым (1961) и Р. Г. Гарецким (1962). В этих комплексах преобладающее значение имеют гладкие споры с плотной оторочкой, относящиеся к подгруппам *Euryzonotriletes* и *Stenozonotriletes*. Такие формы первой подгруппы, как *Euryzonotriletes literatus* (Waltz) Isch. и *E. sulcatus* (Waltz) Isch., известны только из отложений турнейского яруса и нижней части визейского яруса. Часто встречаются споры подгрупп *Lophotriletes*, *Acanthotriletes* и *Periplecotriletes*. Для данных комплексов особенно характерными являются споры *Lophotriletes tuberculatus* (Waltz) Isch., *Acanthotriletes pennatus* Isch. и *Periplecotriletes amplectus* (Lub.) Isch. f. *kasachstanensis* Lub. Имеется большое видовое разнообразие спор подгруппы

Leiotriletes, а также встречаются представители подгруппы пленчатых: *Hyemenozotriletes pusillus* (I b. g.) Isch. По заключению Н. Д. Коваленко, сходный комплекс спор описан Л. М. Ищенко из отложений турнейского и нижней части визейского яруса западного продолжения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. На основании этого к тому же возрасту относятся и отложения, встреченные скважинами К-19 и К-20. В породах из интервала 222—227 м скв. К-19 Е. А. Рейтлингер обнаружен *Archaeodiscus* (?) sp., подтверждающий возможность визейского возраста отложений скв. К-19.

Крайняя к востоку скв. К-38 профиля II—II (см. рис. 23) под пестроцветными отложениями неокома на глубине 157 м вошла в однообразную сероцветную толщу, почти нацело сложенную полосчатыми (за счет смены черных, темно-серых и серых, иногда зеленовато-серых цветов), слюдястыми аргиллитами с неровным изломом, местами сильно обогащенными углистым веществом с включениями пирита, с многочисленными зеркалами скольжения. Изредка встречаются тонкие прослойки мелкозернистого светло-серого полимиктового слюдястого известковистого песчаника. Углы падения слоев 45—70°. Е. А. Рейтлингер в известковистом песчанике, поднятом из интервала глубин 246—249 м, определены плохо сохранившиеся фораминиферы *Globoendothyra* cf. *numerabilis* Viss., *Lituotubella* (?) sp. и *Palaeotextularia* ex gr. *longiseptata* Lip., которые предположительно свидетельствуют о ранневизейском возрасте вмещающих их слоев. Пройденная вертикальная мощность аргиллитовой толщи в скв. К-38 равна 123 м.

В расположенной к западу скв. К-35 под готеривом на глубине 314 м вскрыта близкая к описанной выше сероцветная аргиллитовая толща с углами падения слоев от 60 до 90°.

Из многих образцов этой толщи Н. Д. Коваленко обнаружен богатый спорный комплекс, аналогичный отмеченному выше споровому спектру турнейских—нижневизейских отложений скважин К-19 и К-20 профиля I—I. Пройденная мощность пород изембетской серии в скв. К-35 106 м.

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в скв. К-14 под пестроцветными отложениями неокома на глубине 155 м выше змеевиков встречена пачка (мощностью 14 м) песчаников и аргиллитов изембетской серии с конгломератом в основании. В низах пачки в песчанике найдена раковина *Spirifer* sp., имеющая, по мнению В. Н. Крестовникова, раннекаменноугольный облик.

В западном опущенном крыле Кокпектинской антиклинали скважинами Г-3, Г-6 и К-31 обнаружены отложения визе—намюра. По литологическому составу они могут быть подразделены на ряд толщ (рис. 26). Наиболее древняя из них (известняково-доломитовая) вскрыта скв. Г-6 на глубине 574—838 м и скв. Г-3 — от 600 м до забоя (764 м). Она сложена светло-серыми, серыми и коричневато-серыми кристаллическими доломитами и белыми, серыми органогенными перекристаллизованными известняками с редкими прослоями темно-серых песчаных аргиллитов и серых, а также темно-серых полимиктовых известковистых песчаников.

Из верхов толщи скв. Г-6 (интервал глубин 584—586 м) Е. А. Рейтлингер определила фораминиферы *Endothyra exilis* Raus., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *Bradyina* cf. *rotula* Eichw., *Eostaffella prokensis* Raus., *E. ikensis* Viss., *Parastaffella* sp., позволяющие установить возраст содержащих их отложений как верхнюю часть окского надгоризонта (аналоги михайловского и веневского горизонтов Русской плиты). Обнаруженные на больших глубинах фораминиферы

говорят о визейском возрасте толщи. Вскрытая вертикальная мощность известняково-доломитовой толщи в скв. Г-6 равна 264 м, а в скв. Г-3 164 м. Учитывая углы падения слоев, которые местами наблюдаются в керне скв. Г-6 и в среднем равны 45° , истинная пройденная мощность толщи в скв. Г-6 будет равна 187 м.

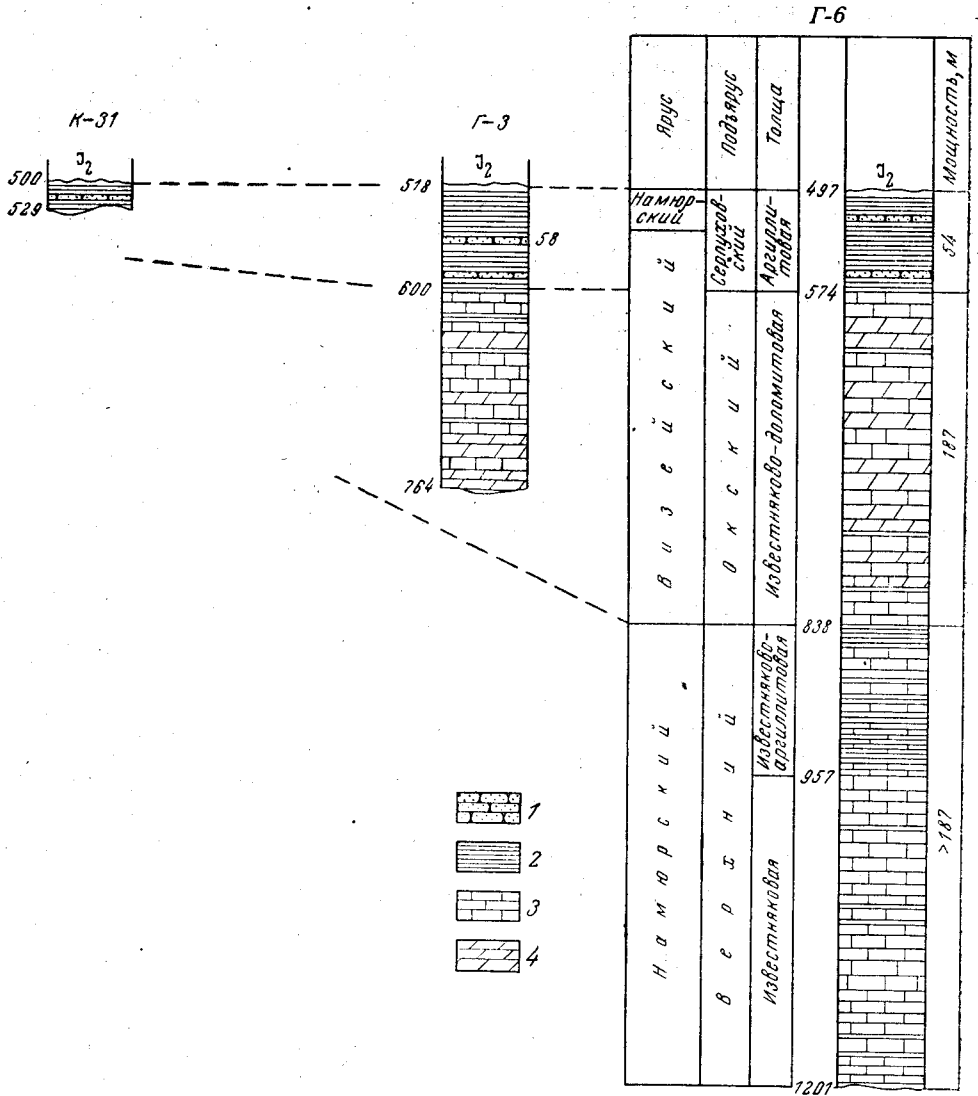


Рис. 26. Разрезы нижнекаменноугольных отложений скважин, пробуренных в опущенном крыле Кокпектинской антиклинали, и их сопоставление

1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — известняки; 4 — доломиты

Выше описанных пород, непосредственно под отложениями средней юры, в скважинах Г-3, Г-6 и К-31 обнаружена аргиллитовая толща, представленная темно-серыми и серыми, часто алевритистыми слюдястыми аргиллитами с прослоями серых алевролитов и реже мелкозернистых полимиктовых слюдястых песчаников. С. Н. Наумовой из образцов с различных интервалов глубин всех трех скважин выделен спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий отнести вмещающие его отложения к верхам визейского яруса — низам намюрского.

Вертикальная мощность аргиллитовой толщи в скв. Г-3 равна 82 м, а в скв. Г-6 77 м. С учетом углов падения (в среднем 45°) истинная мощность толщи соответственно равна 58 и 54 м.

Ниже плоскости разлома, которую скв. Г-6 пересекает примерно на глубине 838 м, встречены наиболее молодые отложения нижнего карбона. В интервале глубин 838—957 м пройдена известняково-аргиллитовая толща, сложенная частым переслаиванием белых и светло-серых органогенных, часто перекристаллизованных известняков, серых и темно-серых слюдястых аргиллитов. Ниже (957 м и до забоя на 1201 м) вскрыта известняковая толща, состоящая из белых, серовато-белых и розовато-белых известняков с редкими прослоями серых и темно-серых аргиллитов.

В известняках верхней толщи (908—912 м) Е. А. Рейтлингер определены фораминиферы *Tolypammina elegans* Reitl., *T. ex gr. vulgaris* Reitl. и *Archaediscus rugosus* Raus. В известняковой толще на разных глубинах кроме названных форм встречены *Globivalvulina minima* Reitl., *G. parva* Tschern., *G. cf. scaphoidea* Reitl., *Archaediscus parvus* Raus., *A. bashkiricus* Krest. et Theod., *Endothyra bradyi* Mikh., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. cf. mosquensis* Kir., *E. cf. paraprotvae* Raus., *E. cf. postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.) и др. Комплекс фораминифер позволяет определить возраст обеих толщ как позднеямурский и считать их аналогами краснополянских и северокельтменских слоев Заволжья.

Вертикальная мощность известняково-аргиллитовой толщи 119 м, а пройденная мощность известняковой 244 м. При учете углов падения (50°) истинная вскрытая мощность обеих толщ верхнего ямура равна 187 м.

Средний отдел

Отложения среднего карбона вскрыты одной скважиной на профиле I—I и несколькими — на профиле II—II (см. рис. 23). Скважина 14 первого профиля под отложениями неокома на глубине 226 м вскрыла толщу серых и темно-серых аргиллитов с резко подчиненными прослоями серых песчаников и известняков. В этой толще скважина прошла 220 м. Слои падают под углом 45°. В известняках (408—413 м) Е. А. Рейтлингер определила *Schubertella* sp., *Glomospira* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb., свидетельствующие о среднекаменноугольном (скорее всего моковском) возрасте вмещающих их пород.

В скважинах 30 и 34 профиля II—II под среднеюрскими отложениями на глубинах соответственно 448 м (вскрытая мощность 17 м) и 371 м (7 м) вскрыты белые сахаровидные органогенные крупнокристаллические, часто доломитизированные известняки. В известняке скв. 34 Е. А. Рейтлингер обнаружила *Eostaffella* cf. *pseudostruwei* Raus. et Vel., а в известняке скв. 30 — *Endothyra irregularis* Reitl., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Globivalvulina moderata* Reitl., *Archaediscus* ex gr. *bashkiricus* Krest. et Theod., *A. parvus* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *P. compressa* (Raus.) и др. Этот комплекс фораминифер говорит о принадлежности известняков к нижней части башкирского яруса среднего карбона.

Скважина 33 на глубине 395 м вскрыла светло-серые органогенные крупнокристаллические известняки. В них обнаружены фораминиферы каширского горизонта московского яруса: *Schubertella minima* Sosn., *S. gracilis* Raus., *Präfusulinella* cf. *prisca* (Deprat.), *Hemifusulina* cf. *splendida* var. *globosa* Saf. В следующей к западу скв. 32

на глубине 402 м вскрыта пачка зеленовато-серых слабо слюдистых аргиллитов с пластом мощностью 14 м органического крупнокристаллического известняка мощностью 3 м в середине и слоем (1 м) светло-серого полимиктового известковистого крупнозернистого песчаника в основании. В известняке определены *Schubertella* cf. *gracilis* Raus., *Profusulinella* sp., позволяющие отнести эту пачку к каширскому горизонту. По-видимому, также каширские отложения ниже пород подольского горизонта вскрыла скв. 31 на глубине 487 м и прошла по ним 13 м. Они представлены темно-серыми и зеленовато-серыми известковистыми аргиллитами, в которых Е. А. Рейтлингер определена каширская *Hemifusulina* cf. *splendida* var. *rhomboidalis* Raus.

Эта же скважина под юрскими отложениями на глубине 402 м прошла толщу переслаивающихся зеленовато-серых и темно-серых известковистых аргиллитов, органических светло-серых, серых и коричневатых известняков и зеленовато-серых и серых полимиктовых известковистых мелко-, средне-, реже крупнозернистых песчаников. Углы наклона слоев равны 80—85°. Е. А. Рейтлингер отсюда определила *Schubertella subkingi* Putrja, *S. obscura* Lee et Chen, *S. cf. minima* Sosn., *Ozawinella donbassensis* Sosn., *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen), *P. cf. topilini* Putrja, *P. latispiralis* Kur., *P. umbilicata* Putrja et Leont., *P. larionovae* Raus., *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *P. pseudolibrovichi* Saf., *P. pseudolibrovichi* var. *atetica* Raus., *Fusulinella vohgalensis* Saf., *F. vohgalensis devexa* Raus., *F. bocki* Moell., *F. praecoloniae* Saf., *Fusulina dunbari* Sosn., *Hemifusulina communis* var. *acuta* Raus., *H. splendida* Saf. и др. Этот комплекс говорит о принадлежности содержащих его пород к подольскому горизонту московского яруса. Их вертикальная мощность в скв. 31 равна 85 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего карбона вскрыты к западу от Кокпектинской антиклинали скв. Г-2 на глубине 2050 м и скв. Г-5 на глубине 1316 м. Среди них выделяются два яруса: нижний — г ж е л ь с к и й, соответствующий тритицитовым зонам фузулинидовой шкалы, и верхний — оренбургский, отвечающий зоне *Daixina sokovensis*.

Верхнекаменноугольные отложения скв. Г-2 представлены толщей часто переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и различных известняков. Такое частое переслаивание пород различного литологического состава хорошо отражается на кривых КС, ПС и ГК и кавернограмм, имеющих резко расчлененный характер. Слои верхнего карбона в скв. Г-2 залегают с небольшими углами падения, не превышающими 5—15°, поэтому при расчете мощностей ими практически можно пренебречь.

Учитывая преобладание тех или иных пород, по керну и каротажным диаграммам верхнекаменноугольные отложения скв. Г-2 могут быть подразделены на четыре литологические толщи (снизу вверх): известняково-аргиллитовую, песчаниково-аргиллитовую, алевролитово-известняковую и песчаниковую.

Известняково-аргиллитовая толща (в интервале от 2475 м до забоя на глубине 2618 м) состоит из частого переслаивания серых и темно-серых аргиллитов, алевролитов и известняков. Из этой толщи определены *Triticites* cf. *subcrassulus* Ros., *T. ex gr. umbonoplicatus* Raus., *Quasifusulina* sp.*, позволяющие отнести известняково-аргил-

* Здесь и далее фораминиферы позднего карбона определены С. Ф. Щербович.
Прим. ред.

литовую толщу к зоне *Triticites arcticus* и к зоне *T. acutus* (дорогомиловскому горизонту). Мощность пачки 143 м.

Песчаниково-аргиллитовая толща (2009—2475 м) сложена чередующимися между собой аргиллитами, песчаниками, реже алевролитами и известняками. В верхней части толщи выделяется пласт с преобладанием известняков мощностью 10 м. Аргиллиты почти черные, темно-серые и серые, известковистые. Песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, полимиктовые, обычно с кальцитовым цементом базального типа. Нередко наблюдается чередование прослоев тех и других пород мощностью всего 1—3 см. Известняки темно-серые, коричневато-серые, органогенно-обломочные, полидетритовые и скрытокристаллические, глинистые или слабо алевролитистые. По всему разрезу в породах содержится большое количество мелких обуглившихся растительных остатков, обломков раковин пелеципод и брахиопод и выделений бурых окислов железа.

В описываемых породах обнаружены фораминиферы *Triticites* aff. *noinskyi* Raus., *T. ex gr. schwageriniformis* Raus., *Rugosofusulina prisca* Ehgenb. et Moell., *R. ex gr. prisca* (Ehgenb. et Moell.), *Quasifusulina* sp. и др., которые скорее всего говорят о том, что песчаниково-аргиллитовую толщу следует относить еще к зонам *Triticites arcticus* и *T. acutus*. В образцах интервала 2451—2454 м, взятых Ю. С. Шахиджановым, обнаружены *Linoproductus ex gr. cora* (Ogb.) и *Phricodothyris cf. rostrata* (Kut.), подтверждающие позднекаменноугольный возраст слоев (определения Д. Л. Степанова).

Следовательно, к зонам *Triticites arcticus* и *T. acutus* верхнего карбона относятся известняково-аргиллитовая и песчаниково-аргиллитовая толщи скв. Г-2. Их суммарная мощность равна 209 м.

Алевролито-известняковая толща (2207—2409 м) представлена переслаивающимися известняками, алевролитами, реже песчаниками и аргиллитами. Известняки темно-серые и коричневато-серые, органогенно-обломочные, полидетритовые, в большей или меньшей степени песчанистые. Алевролиты темно-серые и серые, песчанистые и глинистые с карбонатно-глинистым цементом. Песчаники серые, полимиктовые, разнозернистые, с кальцитовым цементом. Основную массу обломков составляют зерна кварца, халцедона, полевых шпатов и округлые обломки известняков и глинистых пород. По всей толще встречаются обуглившийся растительный детрит и плохо сохранившиеся раковины брахиопод и пелеципод.

Из различных интервалов алевролито-известняковой толщи определены *Daixina ex gr. samarensis* (Raus.), *D. sp.*, *Triticites ex gr. simplex* (Schellw.)?, *T. ex gr. schwageriniformis* Raus.?, *Rugosofusulina ex gr. prisca* (Ehgenb. et Moell.). Этот комплекс фораминифер не дает четкого ответа о возрасте вмещающих их слоев, но все же позволяет сделать вывод о том, что они моложе времени «*Triticites arcticus* и *T. acutus*» и древнее времени «*Daixina sokensis*». Следовательно, алевролито-известняковая толща как по определениям содержащихся в ней раковин фораминифер, так и по стратиграфическому положению соответствует скорее всего зоне *Triticites stuckenbergi* и зоне *Triticites jigulensis* (клязьминскому горизонту).

Мощность алевролито-известняковой толщи равна 202 м, а вскрытая мощность отложений гжельского яруса (тритицитовых зон), включающих все три описанные выше толщи разреза скв. Г-2, достигает 411 м.

Песчаниковая толща (2050—2207 м) сложена серыми и темно-серыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргилли-

тами и известняками. Песчаники полимиктовые, мелко-, реже средне- и крупнозернистые, с кальцитовым цементом обычно порового типа.

Из песчаниковой толщи определен комплекс фораминифер: *Triticites* aff. *altus* Ros. (?), *T.* ex gr. *secalicus* (Say.), *T.* aff. *paraarcticus* Raus., *T.* ex gr. *jigulensis* Raus., *T.* ex gr. *ventricosus* (Meek et Hayden), *Daixina* sp., *Rugosofusulina* ex gr. *stabilis* (Raus.), *R.* ex gr. *pulchella* Raus., *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Q. longissima* var. *compressa* (Lee), *Q.* ex gr. *cayeuxi* (Derpat), *Ozawainella* sp. и др. Перечисленные фораминиферы позволяют отнести песчаниковую толщу скв. Г-2 к зоне *Daixina sokensis* (оренбургскому ярусу).

Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской из этой же толщи определены брахиоподы *Chonetes* cf. *uralicus* Moell., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Dictyoclostus* sp., *Phricodonthyrus* cf. *asiatica* (Chao), *Plicochonetes* sp., *Martinia* sp., *Orthotetinae* gen. et sp. indet., которые имеют более широкий диапазон стратиграфического распространения, но не противоречат указанному выше возрасту толщи.

Мощность отложений оренбургского яруса (песчаниковой толщи) равна 157 м. Общая мощность вскрытых скв. Г-2 верхнекаменноугольных отложений 568 м.

Все выделенные выше толщи верхнего карбона скв. Г-2 как по литологическому составу, так и по содержащимся в них остаткам фораминифер имеют постепенные переходы.

Верхнекаменноугольные отложения скв. Г-5 представлены толщей переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов и известняков. Это переслаивание выражено менее четко, чем в отложениях верхнего карбона скв. Г-2. По преобладанию того или иного типа пород и по каротажной характеристике верхнекаменноугольные отложения скв. Г-5 подразделяются на шесть толщ (снизу вверх): алевролито-известняковую, алевролитовую, органогенно-известняковую, аргиллитовую, известняковую и песчаниковую. Слои верхнего карбона скв. Г-5 наклонены под углом 50—70°.

Алевролито-известняковая толща, пройденная с глубины 1830 м до забоя (1944 м), сложена серыми различных тонов, часто с коричневатым оттенком известняками с единичными прослоями алевролитов того же цвета. Известняки органогенно-оолитовые, органогенно-обломочные и пелитоморфные, обычно со значительным содержанием терригенного материала, иногда окремнелые и доломитизированные. Алевролиты полимиктовые, крупнозернистые, с кальцитом. В составе кластической части преобладают обломки известняков.

В алевролито-известняковой толще определены *Triticites schwageriniformis* Raus., *T. schwageriniformis bellus* Ros., *T. schwageriniformis mosquensis* Ros., *Daixina* sp., *Rugosofusulina prisca* (Ehrenb. et Moell.) и др. Этот комплекс фораминифер говорит о том, что алевролито-известняковая толща относится к зонам *Triticites arcticus* и *T. acutus*. Истинная вскрытая мощность толщи (с учетом углов падения слоёв, в среднем равных 60°) равна 57 м.

Алевролитовая толща (1693—1830 м) состоит из темно-серых известковистых полимиктовых алевролитов с редкими прослоями пелитоморфных сильно алевролитистых известняков того же цвета. Все породы в той или иной степени пиритизированы. В средней части толщи в интервале 1772—1790 м расположен пласт известняка светло-серого с коричневым оттенком, органогенно-обломочного, окремнелого и темно-серого, пелитоморфного, слабо перекристаллизованного. В алевролитовой толще обнаружены *Triticites* ex gr. *gortissimus* Raus., которые предположительно позволяют отнести ее к тем же зонам *Triticites arcticus* и *T. acutus*.

Истинная мощность алевролитовой толщи, при средних углах падения ее слоев 60°, равна 68 м, а истинная мощность отложений всей этой зоны достигает 140 м.

Обе описанные толщи скв. Г-5 соответствуют двум нижним толщам разреза верхнего карбона скв. Г-2.

Толща органогенно-обломочных известняков (1616—1693 м) сложена в основании светло-серыми, серыми, коричневато-серыми и органогенно-обломочными известняками. В незначительном количестве в известняках содержится алевритовый и песчаный материал. В известняках обнаружены *Triticites paraarcticus* Raus., *T. ex gr. rossicus* Schellw., *Daixina* sp., *Fusulinella usvae* Dutk., которые говорят о принадлежности толщи к зоне *Triticites stuckenbergi*. В образцах интервала 1629—1634 м (коллекция Ю. С. Шахиджанова) Д. Л. Степанов определил брахиоподы *Chonetes* cf. *strophomenoides* Waag., *Marginifera* cf. *schellwieni* Tschern., *Spirifer* cf. *grandicostatus* Schellw., говорящие о позднекаменноугольном возрасте вмещающих их пород.

Истинная мощность толщи органогенно-обломочных известняков немного превышает 38 м.

Аргиллитовая толща (1576—1616 м) представлена темно-серыми известковистыми аргиллитами с редкими прослоями алевритистых известняков, органогенно-обломочных, мелкодетритовых, участками перекристаллизованных.

В аргиллитовой толще встречены *Triticites ex gr. schwageriniformis* Raus., *T. aff. schwageriniformis mosquensis* Ros., *Daixina aff. ruzhencevi* Ros. и др. Этот комплекс фораминифер предположительно можно отнести к зоне *Triticites stuckenbergi* или к зоне *T. jigulensis*. Истинная мощность толщи 20 м.

Известняковая толща (1483—1576 м) — это главным образом белые, светло-серые, коричневато-серые органогенные и органогенно-обломочные, полидетритовые, иногда местами перекристаллизованные, слабо песчанистые известняки и отдельные прослои известняков пелитоморфного строения. Толща содержит остатки фораминифер *Triticites aff. morkvashensis* Ros., *T. ex gr. jigulensis* Raus., *T. aff. longus* Ros., *T. aff. longus formosus* Ros., *T. secalicus* (Say), *T. ex gr. schwageriniformis* Raus., *Daixina aff. ruzhencevi* Ros., *D. sp.*, *Quasifusulina ex gr. longissima* (Moell.) и др. Комплекс перечисленных фораминифер позволяет отнести известняковую толщу к зоне *Triticites jigulensis*.

Истинная мощность известняковой толщи немного превышает 46 м.

Толща органогенно-обломочных известняков, а также аргиллитовая и известняковая толщи скв. Г-5, относящиеся к зонам *Triticites stuckenbergi* и *T. jigulensis*, соответствуют близкой по литологическому составу и обнаруженному в ней комплексу фораминифер алевролитово-известняковой толще скв. Г-2.

Общая истинная мощность вскрытых отложений гжельского яруса (третицитовых зон) скв. Г-5 равна 230 м.

Песчаниковая толща (1316—1483 м) состоит из серых и светло-серых песчаников и коричневато-серых и серых органогенно-обломочных известняков. Последние характеризуются большим содержанием терригенного материала. Песчаники полимиктовые, от грубо- до мелкозернистых.

Из песчаниковой толщи определены *Triticites ventricosus* (Meek et Hayden), *T. ex gr. schwageriniformis* Raus., *T. aff. simplex* (Schellw.), *T. sp.*, *Daixina ex gr. galloway* (Chen), *D. aff. baituganensis* Raus., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. usvae* Dutk. и др.

Этот комплекс фораминифер, по всей вероятности, говорит об отнесении песчаниковой толщи к зоне *Daixina sokensis* (оренбургскому ярусу).

Истинная мощность отложений оренбургского яруса (с учетом углов падения слоев в 60°) достигает 84 м. Общая мощность вскрытых скв. Г-5 верхнекаменноугольных отложений равна 314 м. Переходы между выделенными толщами, хотя и более четки, чем в скв. Г-2, но также носят постепенный характер.

Как было видно, верхнекаменноугольные отложения скважин Г-2 и Г-5 представлены частым переслаиванием различных пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. В ряде случаев, когда был получен достаточно полный керновый материал, можно было наблюдать определенную ритмичность. В известняково-аргиллитовой толще скв. Г-2, например, видны трехчленные ритмы (алевролит—аргиллит—известняк), в песчаниковой — двухчленные (песчаник—алевролит) и т. д. В некоторых интервалах скв. Г-2 и Г-5 наблюдалась мелкая ритмичность, при которой чередуются прослой (5—10 см) песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Каротажные диаграммы имеют сильно расчлененный характер, с часто чередующимися пиками и спадами кривых КС и ПС, говорящими о быстрой смене литологического состава пород. В некоторых случаях отмечаются закономерные колебания каротажных кривых, отражающих определенную ритмичность пород. Все эти факты позволяют предполагать, что верхнекаменноугольные отложения скважин Г-2 и Г-5 являются флишеподобными образованиями, состоящими из различных комплексов: песчаного, песчано-аргиллитового, известняково-терригенного и др.

Прииргизье

В прииргизской части Мугоджар каменноугольные отложения распространены чрезвычайно широко: они слагают обширный Прииргизский мегасинклиний и обнажены главным образом в северо-западной части района вдоль всего меридионального отрезка долины р. Иргиз и в нижнем течении ее правых притоков: рек Баксайс, Уймола, Карабутак, Кияктысай, Шолаккайракты, Кисыксай и Узынкайракты. На левобережье р. Иргиз каменноугольные отложения почти повсеместно перекрыты породами мела и палеогена, за исключением узкой (1—2 км) приречной полосы.

Нижний отдел

В нижнем карбоне Прииргизья выделяются два литологических комплекса: первый отвечает верхнему визе, а второй — верхам верхнего визе и намюру.

Визе

К визейскому ярусу (верхневизейскому подъярусу) относится толща туфогенно-осадочных пород, распространенных на небольшой площади в западной части синклиория. Эти отложения выделены Г. А. Костик под названием кияктысайской свиты (Костик и др., 1966). Скальные выходы их наблюдаются в нижнем течении р. Кияктысай (в 5—6 км выше устья) и р. Карабутак. Кияктысайская свита представлена зеленовато-серыми и грязно-зелеными туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, с редкими

прослоями туфов базальтовых порфиритов, с маломощными прослоями светло-серых микрокристаллических хемогенных известняков и глинистых сланцев в верхах разреза.

Туфоконгломераты представляют собой массивные, преимущественно мелкогалечные породы, состоящие из плохо отсортированного обломочного материала, в основном гальки размером более 4 см в поперечнике. Встречаются и совершенно не окатанные, угловатые крупные обломки. Среди них преобладают кварцевые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники. В небольшом количестве присутствует галька алевролитов, кремнистых, хлорито-кремнистых сланцев, диорит-порфиритов и ультраосновных пород. Как обломки, так и цемент в значительной степени затронуты процессами эпидотизации, а также окварцевания, амфиболитизации и карбонатизации. На р. Карабутак в гальке конгломератов встречены также габбро-порфириты, гранит-порфиры, гранодиориты.

Туфоконгломераты постепенно переходят (через гравелиты) в грубозернистые, а затем средне- и мелкозернистые туфопесчаники, состоящие из полуокатанных и угловатых зерен кварца и плагиоклаза с незначительной примесью зерен других пород и минералов. Цемент кремнистый, частично перекристаллизованный.

На р. Кияктысай описываемая толща имеет следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфоконгломераты разногалечные с прослоями туфоконгломерато-песчаника	13,5
2. Пачка тонко переслаивающихся грубозернистых, средне- и мелкозернистых туфопесчаников, на поверхностях наслоения местами со знаками волновой ряби, содержащих в отдельных прослоях ядра и отпечатки брахиопод	22,9
3. Серовато-зеленые грубозернистые туфопесчаники	26,0
4. Пачка переслаивающихся через 1,5—10,0 м разногалечных туфоконгломератов, средне- и мелкозернистых туфопесчаников	23,2
5. Пачка ярко- и темно-зеленых, голубовато- и серовато-зеленых, мелко- и среднезернистых туфопесчаников, переслаивающихся через 0,4—2,8 м	16,0
6. Пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоконгломератов	18,1
7. Туфоконгломераты разногалечные и крупногалечные	64,7
8. Туфопесчаники грубозернистые с прослоями кристаллокластического туфа порфиритов, мелкозернистых песчаников и в верхней части пачки светло-серых известняков	33,5

Отложения кияктысайской свиты залегают с угловым несогласием на породах позднедевонско-раннетурнейского возраста. Для пород описываемой толщи чрезвычайно характерна интенсивная насыщенность дайками диабазов, диабазовых порфиритов, микродиабазов, плагиогранит-порфиритов, сферолитовых порфиритов, количество которых иногда достигает 60—80% от общего объема обнажающихся пород. Таким обилием пород жильной серии объясняется значительный контактовый метаморфизм толщи. На контакте даек диабазов с известняками верхней пачки (р. Кияктысай) отмечаются геденбергитовые скарны с убогой сульфидной минерализацией.

Породы кияктысайской свиты имеют северо-восточное простирание (азимут 30—50°) и пологое юго-восточное падение (азимут 15—30°).

Возраст кияктысайской свиты устанавливается на основании палеонтологических данных. В 1952 г. Р. А. Сегединым на левом берегу р. Кияктысай в прослое серо-зеленого мелкозернистого туфопесчаника (из пачки 2 приведенного выше разреза) впервые была собрана многочисленная фауна, среди которой А. П. Ротаем были определены поздневизейские брахиоподы *Chonetes papilionacea* Phill., *Gigantoproductus latissimis* Sow., *Striatifera striata* (Fisch.), *S. te-*

nella (Sarg.), *Dictyoclostus* cf. *insculptus* (M. Wood.), *D.* cf. *inflatus* Mc Chesn., *Productus* cf. *concinus* (Sow.), *Linoproductus* cf. *corrugatus* (M'Coу), *Spiriferina octoplicata* Sow., *Athyris variabilis* Moell., *A. planosulcata* Phill., *Camarotoechia* cf. *pleurodon* Mart., *Aviculopecten* sp. (Водорезов, 1960).

В следующем году сборы фауны из этой пачки были повторены Е. А. Мaziной. Эти сборы оказались значительно беднее по количеству определенных видов (Бойцова, Мазина и др., 1955). Мощность поздневизейских отложений 300 м.

Верхний визе-намюр

Породы верхнего визе-намюра представлены вулканогенными породами с рифогенными известняками в основании.

Рифогенные известняки прослеживаются в виде двух меридиональных полос, протягивающихся по обеим сторонам меридионального отрезка р. Иргиз, будучи приурочены к зонам глубинных региональных разломов. Отдельные останцы рифогенных известняков встречены на восточном берегу оз. Карасор и вблизи оз. Узынсор. Эти тела известняков на всем протяжении расположены на контакте осадочной верхнедевонско-нижнетурнейской толщи и вулканогенных пород позднего визе-намюра.

Известняки слагают линзовидные или пластовые тела, часто с многочисленными пережимами и раздувами. Наиболее крупные из них прослеживаются по простиранию на несколько километров при ширине 120—200 м, представляя собой, по всей вероятности, остатки древних барьерных рифов.

Известняки светло- и темно-серые, реже желтовато-серые и розоватые, часто битуминозные, при ударе издающие неприятный запах сероводорода. По типу рифостроителей они делятся на коралловые и водорослевые, причем первые преобладают. Водорослевые рифы встречены в единственном месте, на водоразделе между реками Карабутак и Кияктысай. Известняки желтовато-серые, отдельные участки их сложены «клубками» переплетенных водорослей. Как водорослевые, так и коралловые рифы содержат гнезда богатой фауны: брахиопод (часто гигантских, размеры створок которых достигают 30—35 см), криноидей, гониатитов, аммонитов, гастропод, мшанок.

Вблизи контактов с гранитами, а также с субвулканическими телами габбро-диабазов и диабазов известняки превращены в крупно- и мелкокристаллический мрамор светло-серый или пятнистой розовой окраски.

Из известняков в различных пунктах Прииргизья (правобережье р. Уймолы в районе аула Жанажол, в междуречье Карабутака и Кияктысай, на левобережье р. Иргиз южнее пос. Аралтогай, восточнее пос. Киякты и др.) Г. И. Водорезовым, Р. А. Сегединым, Г. С. Трошиным, Т. П. Буяновой, Г. А. Костик и другими исследователями в разные годы производились сборы фауны, среди которой определены многочисленные брахиоподы, характерные для позднего визе и раннего намюра: *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *G.* cf. *edelburgensis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *S. magna* (Jan.), *S. tenella* (Sarg.), *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *E.* cf. *subelegans* (Thoms.), *Linoproductus* cf. *corrugatus* M'Coу, *Dictyoclostus insculptus* M. Wood., *Thomasina laticostata* Lan., *Spirifer bisulcatus* Sow., *S.* cf. *oblongus* Jan., *S. striatus* Mart., *Athyris variabilis* Moell., *Avonia youngiana* Dav., *Squamularia lineata* Mart. и др. (определения А. П. Ротая и Л. М. Донаковой). Здесь же найдены кораллы *Lithostrotion*

junceum Flem., *L. irregulare* Phill., *Caninia juddi* (Thoms.), *Dibunophyllum* aff. *dauglasi* Sale, *D. cf. turbinatum* McCoy, *Lonsdaleia* cf. *arctica* Gorsky и др. (определения В. Д. Фомичева, Н. Я. Спаского и И. И. Горского). Из фораминифер в известняках обнаружены визейские *Tetrataxis* aff. *conica* Ehr., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reittl., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Plectogyra globulus* (Eichw.), *Eostaffella* ex gr. *ikensis* (Viss.) и др. (определения А. Я. Виссарионовой и К. В. Миклухо-Маклай).

Значительно большие площади занимает толща вулканогенных пород, выделяемых под названием кналыккольской свиты (Костик и др., 1966). Они широко распространены на левобережье р. Иргиз, а на ее правобережье прослеживаются в виде двух субмеридиональных полос. Протяженность западной полосы 70 км (от р. Баксайс на севере до р. Кисыксай на юге), ширина ее около 4 км; восточная полоса протягивается на 50 км (от р. Баксайс до р. Кияктысай) и имеет ширину 1—2 км. Эти полосы на всем протяжении с обеих сторон ограничены прямолинейными разломами. Разрез толщи во всех трех зонах идентичен.

Описываемая свита состоит из различных вулканогенных пород с преобладанием разновидностей основного состава. Это главным образом спилиты, базальтовые и андезито-базальтовые порфириды, андезито-дацитовые порфириды, кварцевые липаритовые порфиры и липарито-дацитовые порфиры, их туфы и лавовые брекчии.

Спилиты имеют серовато-вишневую или темно-зеленую окраску и часто миндалекаменную текстуру, причем миндалины распределены в породе неравномерно, имеют округлую, реже эллипсоидальную форму и выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом и кварцем. Андезито-базальтовые, пироксено-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые порфириды представляют собой зеленовато-серые, иногда серовато-коричневые породы с вкрапленниками плаггиоклаза обычно альбитизированного, реже пироксена, с полукристаллической, иногда микролитовой основной массой. Липаритовые порфиры серовато-розовые, коричневатые, темно-серые, чаще черные, с порфировой структурой и изредка флюидално-полосчатой текстурой. В порфирических выделениях кварц и альбитизированные полевые шпаты.

Кроме лав широко распространена субфация лавовых брекчий, особенно андезито-дацитового и липаритового состава. Выделяются два типа лавовых брекчий. В лавовых брекчиях первого типа состав обломков и цемента одинаков. Эти породы настолько тесно связаны с лавами того же состава, представляя, очевидно, кровли потоков, что выделение их как самостоятельных геологических тел невозможно. Лавовые брекчии второго типа имеют смешанный состав с преобладанием в обломках пород кислого состава и образуют пластовые и линзовидные тела, вытянутые в субмеридиональном направлении на десятки километров.

В заиргизской части Мугоджар в большом количестве встречаются породы субвулканической фации. Особенно их много среди эффузивов основного состава, где они на некоторых участках составляют до 40—60% от площади выходов пород. Это — диабазы, базальтовые порфириды, дацитовые порфириды, кварцево-липаритовые и липаритовые порфиры. Преобладают дайки мощностью 0,5—10 м, реже отмечаются штоки и лакколиты. Субвулканические дайки диабазов и базальтовых порфиритов отсутствуют среди эффузивов андезито-дацитового и липаритового состава, что свидетельствует об их более высоком по сравнению с основными эффузивами стратиграфическом положении.

Линейный характер выходов пород различного состава, резкое преобладание лав над пирокластами (количество последних не превышает 20% от общего объема пород), отсутствие пород жерловой фауны свидетельствуют о том, что вулканические аппараты были, по всей вероятности, трещинного типа.

Формирование вулканогенных пород происходило в разных условиях. Спилиты, базальтовые и андезито-дацитовые порфириты формировались в морских условиях средней глубинности и частично в прибрежно-морских, о чем свидетельствуют широкое развитие шаровых лав среди эффузивных пород, перлитовой отдельности, наличие яшм и тонкополосчатых кремнистых сланцев, содержащих радиолярии, зеленокаменное изменение пород, наличие известняков с морской фауной. Эффузивы кислого состава формировались в наземных условиях, так как для них характерно краснокаменное изменение и наличие микропойкилобластовых структур перекристаллизации. Породы верхнего визе-наюра образуют ряд складок север-северо-западного простирания с крутыми крыльями в западной части синклинория (70—60°) и более пологими в центральной части (20—40°). Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями, в результате чего на дневную поверхность выведены различные стратиграфические горизонты.

Ниже приводится сводный разрез нижней части вулканогенной толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серия потоков подушечных лав миндалекаменных спилитов с подушками, сцементированными светло-серым и коричневым мелкокристаллическим известняком. В спилитах встречаются линзовидные прослои светло-коричневых и серовато-розовых скрытокристаллических известняков с фауной гониатитов и мелких брахиопод протяженностью до 150 м и мощностью до 12 м. Спилиты участками окружают тела рифогенных известняков, часто значительной мощности и протяженности, а участками налегают на них	35
2. Лито-кристаллокластические туфы кислого состава, тонкополосчатые, светло-зеленые, розовато-серые, коричневые, в нижней части слоя переходящие в игнимбритоподобные породы	40
3. Дацитовый порфирит светло-коричневый, участками с флюидальной текстурой	13
4. Лавобрекнии дацитовых порфиритов и кварцевых липаритовых порфиров серовато-коричневого цвета, состоящие из обломков (0,5—15 см), погруженных в более темную лавовую массу того же состава	25
5. Туфы базальтовых порфиритов, грязно-зеленые, в нижней части грубообломочные, в верхней — тонкополосчатые	120
6. Подушечные лавы базальтовых порфиритов; в промежутках между подушками зеленовато-розовый крипнокристаллический известняк. В нижней части количество известнякового цемента очень велико (50—60%), в верхней — резко уменьшается	8
7. Пачка тонкополосчатых светло-зеленых кристалло-витрокластических туфов базальтовых порфиритов	30
8. Подушечные лавы спилитов с линзами светло-серых известняков	50
9. Пачка яшм и тонкополосчатых кремнистых сланцев зеленого, красновато-коричневого, ярко-красного цвета	25
10. Андезито-дацитовые порфириты и их лавовые брекнии, зеленовато-серые, с удлиненными тонкотрубчатыми миндалинами	400
11. Серия потоков подушечных лав спилитов. Мощность отдельных потоков составляет 0,4—1,2 м, реже отмечаются более мощные. Подушечные лавы смяты в пологие складки с выдержанным восточным падением	300
12. Липаритовые и кварцевые липаритовые порфиры, дацитовые порфириты и их лавовые брекнии	500

В нижней части вулканогенной толщи встречаются линзы розовых известняков, содержащих гониатиты самых верхов визейского яруса: *Neoglyphioceras subregulare* Mill., *Goniatites* sp., *Sagittoceras* sp., *Prolecanites* sp. В линзах светло-серых известняков, залегающих среди

спилитов, были собраны поздневизейские кораллы *Paralithostrotion* ex gr. *jermolaevi* Gogsky, *Aulophyllum* cf. *fungites* (Flem.) (определения Н. Я. Спасского).

Микрофауна, собранная в известняках, являющихся цементом подушечных лав, слагающих нижнюю часть разреза вулканогенной толщи, обычно малочисленна и датирует возраст вмещающих пород как конец визе—начало намюра.

Средний (?) отдел

Верхняя толща прииргизского карбона осадочная. Она сложена крупногалечными и валунными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Конгломераты состоят из хорошо окатанной или угловато-окатанной гальки рифогенных известняков, порфиритов, спилитов, альбитофиров, причем преобладает галька рифогенных известняков. Цемент песчаниковый с примесью карбонатного и пелитового материала. Песчаники имеют тот же состав, что и конгломераты, и связаны с последними постепенными переходами. Алевролиты и глинистые сланцы темно-серые или буровато-серые, в зонах рассланцевания серебристо-серые за счет новообразований серицита.

В гальке известняка, по данным Г. И. Водорезова, Р. А. Сегедина и Б. Е. Милецкого, содержится фауна визейского и намюрского возраста: *Striatifera striata* (Mart.), *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *Marginifera schartymiensis* (Jan.), *Rhytidomella* cf. *melcheli* Lev., *Camarophoria rhomboidea* Phill., *Squamularia lineata* Mart., *Dielasma sacculus* Phill. и др. (Водорезов, 1960).

Отложения среднего (?) карбона развиты как на правом берегу р. Иргиз, так и на его левобережье, южнее и восточнее пос. Карабутак. Мощность их 500 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

ПОДУРАЛЬСКОЕ ПЛАТО

Северная прибортовая часть Прикаспийской впадины

Каменноугольные отложения севернее Жадовского бортового уступа Прикаспийской впадины известны по разрезам глубоких разведочных скважин Г-1 Шучкинской и Г-2 Уральской, пробуренных на выступах палеозойского фундамента, установленных сейсморазведкой МОВ. Стратификация разрезов палеозоя по этим и другим глубоким скважинам была проведена М. Ф. Ильиной и Ю. М. Бутковским под руководством И. И. Кожевникова (1962). В 1965—1966 гг. Ю. А. Иванов провел детальную стратификацию отложений карбона и нижней перми на основании сопоставления с опорными разрезами юга Оренбургской и юго-востока Куйбышевской областей (скважины Бузулукская опорная, 100 Соболевская параметрическая, Ореховская опорная, Перелюбская параметрическая и др.).

Нижний отдел

Нижний отдел представлен отложениями турнейского, визейского и намюрского ярусов.

Турне

Отложения турнейского яруса вскрыты скв. Г-2 на Уральской площади в интервале 4040—4135 м. На основании сопоставления с более северными опорными разрезами в их составе условно могут быть выделены чернышинский и лихвинский надгорizontы, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам. Нижняя граница яруса скважиной не вскрыта, верхняя намечается сменой известняков терригенными породами бобриковского горизонта визе. Отложения турнейского яруса образованы известняками серыми и темно-серыми, доломитизированными, с прослоями черных перитизированных аргиллитов и серых доломитов. В верхней части разрез становится более глинистым. Мощность отложений чернышинского надгорizontа равна 65 м, вскрытая мощность лихвинского надгорizontа 35 м. Общая вскрытая мощность турнейского яруса равна 100 м.

Визе

Отложения визейского яруса представлены яснополянским, окским и серпуховским надгорizontами.

Яснополянский надгорizont. В разрезе надгорizontа установлены бобриковский (угленосный) и тульский горизонты.

Бобриковский горизонт. Отложения этого горизонта вскрыты скв. Г-2 на Уральской площади в интервале 3955—4040 м. Они образованы преимущественно черными слабо известковистыми аргиллитами с прослоями известняков и темно-серых доломитов, с включениями кальцита и ангидрита. В нижней части горизонта, по данным каротажа, не исключено присутствие песчаников. В его кровле встречен спонголит, состоящий на 50% из спикул губок, выполненных халцедоном, и из карбонатно-глинистого вещества с включениями пирита. Возраст подтвержден характерным комплексом фораминифер: *Endothyra tenuiseptata* Lip., *E. aff. latispiralis* Lip., *Parathuramina* sp. (заключение Оренбургской лаборатории ВНИГНИ). Мощность отложений бобриковского горизонта равна 45 м.

Тульский горизонт. Отложения вскрыты скв. Г-2 в интервале 3920—3995 м. В подошве залегает пачка (30 м) темно-серых органогенных известняков перекристаллизованных, с плохо сохранившейся фауной брахиопод и фораминифер, с включениями ангидрита и пирита, с прослоями черных известковистых глин. Выше прослеживается пачка (45 м), образованная чередованием черных известковистых глин, перекристаллизованных органогенных известняков, на 30—35% состоящих из остатков организмов (фораминифер, брахиопод, криноидей, частично опализованных), а также мелко- и микрозернистого кальцита (65—70%). Встречаются глинисто-карбонатные и кальцитовые прожилки, зерна кварца, кристаллы пирита и гипса.

Р. А. Ганелина в образце керна из интервала 3956—3959 м по скв. Г-2 определила комплекс фораминифер, по ее мнению, характерный для тульского и низов алексинского горизонта: *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *G. globulus* var. *nunurabilis* (Viss.), *G. ischmica* (Raus.), *Pseudoendothyra candida* Gan., *Ps. struvei* (Moell.), *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella prisca* Raus., *E. prisca* var. *odoidea* Raus., *Archaediscus pauxilis* Schlyk., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus.

Мощность отложений тульского горизонта равна 75 м, а общая мощность отложений яснополянского надгорizontа 120 м.

Окский надгоризонт. Отложения окского надгоризонта в разрезе скв. Г-2 (интервал 3700—3920 м) представлены однообразной толщей доломитов с прослоями доломитизированных известняков, с единичными прослоями глин и в верхней частях разреза ангидритов. Доломиты светло-серые, коричневато-серые, черные, иногда брекчиевидные, с гнездами белого ангидрита, плотные и кавернозные, с призмами битума. Встречаются мелко- и крупнокристаллические разновидности. Известняки темно-серые, разнокристаллические, пиритизированные.

Из нижней части описываемого разреза Р. А. Ганелина определила комплекс фораминифер, характерный для алексинского горизонта: *Plectogyra omphleta* var. *interguentis* (Schlyk.), *Globoendothyra antoninae* (Grosd. et Leb.), *G. inconstans* (Grosd. et Leb.).

Мощность отложений окского надгоризонта 220 м. На основании сопоставления с разрезом Ореховской опорной скважины выделяются алексинский, михайловский и веневский горизонты. Мощность этих горизонтов соответственно равна 30, 80 и 60 м.

Серпуховский надгоризонт. В составе этого надгоризонта выделяются тарусский и стешевский горизонты.

Тарусский горизонт. Отложения тарусского горизонта выделяются условно по скв. Г-2 в интервале 3672—3700 м в объеме покровской пачки, по аналогии с разрезом Ореховской опорной скважины. Главным образом по данным каротажа, они сложены карбонатно-глинистыми породами, среди которых присутствуют ангидриты. Мощность отложений тарусского горизонта равна 28 м.

Стешевский горизонт. По той же скважине в интервале 3570—3672 м также условно выделяются отложения стешевского горизонта. В нижней части преобладают доломиты, в средней — ангидриты, в верхней — известняки. Доломиты серые, разно- и крупнокристаллические, слабо пористые, с порами и кавернами, заполненными ангидритом. Известняки серые и белые, мелкокристаллические, рыхлые, с прожилками кальцита. Ангидриты серые и белые, с гнездами белого гипса. Мощность горизонта 102 м.

В образце из скв. Г-1 Щучкинской (3540—3536 м) в черных аргиллитах обнаружены многочисленные брахиоподы, которые, по определению Н. Н. Лапиной, состоят из представителей групп *Schubertella* sp. nov. (много), *Antiquatonia khimenkovi* Jap. (масса), *Dielasma* sp., *Martinia* sp., характерных в целом для серпуховских отложений Подмосковского бассейна.

Общая мощность отложений серпуховского надгоризонта по скв. Г-2 составляет 130 м.

Намюр

В намюрском ярусе выделяются протвинский и краснополянский горизонты.

Протвинский горизонт. Отложения условно выделяются по скв. Г-2 в интервале 3546—3570 м. Они представлены светло-серыми известняками с прослоями зеленовато-серых аргиллитов. Мощность горизонта равна 24 м.

Краснополянский горизонт. По той же скважине в интервале 3530—3546 м установлены отложения краснополянского горизонта. Они представлены чередованием доломитов крупнокристаллических, пористых, пиритизированных с ангидритами и аргиллитами.

В интервале 3458—3461 м Р. А. Ганелина определила комплекс фораминифер, характерный для краснополянского горизонта: *Eostaf-*

fella pseudostruvei var. *angusta* Kir., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Kir. и др., *Asteroarchaediscus pustulus* Grozd. et Leb., *A. postrugosus* (Reitl.), *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *P. bradyi* var. *maxima* (Brazhn. et Pot.) и др.

Мощность горизонта равна 16 м, а общая мощность отложений намюрского яруса 40 м.

Рассматривая разрез отложений нижнего карбона в целом, необходимо отметить, что их мощность, превышающая по скв. Г-2 605 м, все же меньше мощности в более северных районах. Сокращение мощности происходит главным образом за счет пропорционального сокращения мощностей отложений окского и серпуховского надъярусов, а также намюрского яруса: их суммарная мощность равна 390 м, тогда как в Бузулукской скважине она достигает 546 м, а в Ореховской опорной скважине — 488 м. Мощность отложений турнейского яруса (100 м) и яснополянского надгоризонта не испытывает заметного изменения. Отложения малиновского надгоризонта визейского яруса отсутствуют. Среди карбонатных пород лихвинского и чернышинского надгоризонтов турнейского яруса, протвинского и краснополянского горизонтов намюрского яруса отмечено появление значительного количества прослоев глин.

Средний отдел

В составе среднекаменноугольных отложений присутствуют породы башкирского и московского ярусов.

Башкирский ярус

Нижняя граница отложений башкирского яруса проводится в значительной степени условно, при сопоставлении с более северными опорными разрезами, а их верхняя граница устанавливается по подошве верейского горизонта.

Нижнебашкирский подъярус. В отложениях подъяруса можно условно выделить северокельтменский и прикамский горизонты.

Северокельтменский горизонт образован светло-серыми известняками и доломитами с прослоями песчаников и аргиллитов. Известняки мелкозернистые, пористые, доломиты крупнокристаллические, пористые, с включениями кристаллов пирита. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кавернозные. Аргиллиты зеленые и черные, битуминозные. Мощность 18—20 м.

Прикамский горизонт представлен известняками светло-серыми, участками коричневыми, мелкокристаллическими, с прослоями глин.

По скв. Г-1 Щучкинской в интервале 3347—3352 м встречены фораминиферы *Pseudoeostaffella antiqua* (Dutk.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. mutabilis* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), которые, по заключению Р. А. Ганелиной, свойственны нижнебашкирскому подъярису. Мощность 22—24 м, а общая мощность отложений этого подъяруса по скв. Г-2 42 м.

Верхнебашкирский подъярус образован светло-серыми известняками, плотными и пористыми, мелкозернистыми, иногда сахаровидными, с прослоями зеленых и черных аргиллитов, сильно пиритизированных. В глинистой массе аргиллитов отмечаются зерна кварца, кальцита, серицита, гидроокислы железа и углистые частицы.

По скв. Г-1 Щучкинской в интервале 3343—3347 м встречен комплекс фораминифер: *Plectogyra* sp., *Eostaffella* ex gr. *acuta* Grozd. et Leb., *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. pseudorhomboidalis* Raus.,

O. anquilata Raus. (non Col.), *Globivalvulina* sp., известных из верхнебашкирских и нижнемосковских отложений. Однако сопоставление с более северными разрезами дает основание предполагать, что описанная пачка соответствует черемшанскому горизонту верхнебашкирского подъяруса. Отложения мелекесского горизонта в разрезах скважин Г-1 Щучкинской и Г-2 Уральской отсутствуют. Мощность отложений черемшанского горизонта по этим скважинам соответственно равна 28 и 25 м, общая мощность верхнебашкирских отложений достигает 50 м.

Московский ярус

Нижняя граница отложений московского яруса четко проводится между карбонатными породами башкирского яруса и терригенными отложениями верейского горизонта. Их верхняя граница устанавливается по смене известняков каширского горизонта плотными ангидритизированными доломитами подольского горизонта. Границы между каширским, подольским и мячковским горизонтами московского яруса недостаточно четкие.

Нижнемосковский подъярус. Верейский горизонт образован светло-серыми, серыми и бурыми кварцевыми слюдистыми песчаниками, слюдистыми алевролитами, темно-серыми и черными известковистыми аргиллитами, доломитами и серыми мелкокристаллическими известняками с зернами глауконита и остатками криноидей, брахиопод, мшанок, остракод и фораминифер. В нижней и верхней частях разреза преобладают глинистые породы.

По скв. Г-1 Щучкинской в интервале 3205—3210 м Р. А. Ганелина определила фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *parasphaeroidea* (Lee et Chen), *Ozawainella mosquensis* Raus., *Profusulinella* ex gr. *paratimanica* Raus., которые, по заключению И. И. Долмацкой, характерны для верейского и каширского горизонтов.

Мощность отложений верейского горизонта равна по скв. Г-1 Щучкинской 115 м, по скв. Г-2 Уральской 118 м.

Отложения каширского горизонта сложены серыми и темно-серыми известняками и доломитами с прослоями черных аргиллитов, реже песчаников, иногда крупнозернистых (скв. Г-1 Щучкинская). Известняки микро- и мелкокристаллические, с обломками иглокожих, брахиопод, мшанок, фораминифер, с зернами кварца алевритовой размерности и кристалликами пирита. Доломиты кристаллические, известковистые (до 35% CaCO₃), с редкими перекристаллизованными фораминиферами, кристалликами пирита и углистыми частицами.

По скв. Г-1 Щучкинской из интервала 3140—3146 м Н. Н. Лапина определила фораминиферы *Marginifera schartymiensis* Lap., *Choristites* sp., *Phricodothyris* sp., распространенные в верейском и каширском горизонтах. В том же интервале Р. А. Ганелина обнаружила комплекс фораминифер каширского горизонта: *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *P. subovata* Saf., *P. praelibrovichi* Saf., *Schubertella gracilis* Raus., *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella* ex gr. *parasphaeroidea* (Lee et Chen), *P. gorskyi* (Dutk.). Ниже, из интервала 3170—3177 м, она же определила фораминиферы, присущие верхней части верейского и нижней части каширского горизонта, — *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudoendothyra* sp., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Sch.* ex gr. *inflata* Raus.

Мощность отложений верейского горизонта равна по скв. Г-1 Щучкинской 115 м, по скв. Г-2 Уральской 118 м. Общая мощность отложений нижнемосковского подъяруса по скв. Г-2 Уральской достигает 225 м.

Верхнемосковский подъярус. Подольский горизонт. Отложения горизонта представлены серыми, темно-серыми и коричневатосерыми известковистыми доломитами и крепкими доломитизированными известняками с прослоями темно-серых мелкозернистых существенно кварцевых песчаников и аргиллитов.

К юго-западу от Щучкинской площади доломиты из разреза подольского горизонта исчезают. В скв. Г-6 Уральской его отложения представлены известняками с прослоями песчаников.

По скв. Г-1 Щучкинской из интервала 3047—3052 м Р. А. Ганелина обнаружила фораминиферы: *Wedekindellina* aff. *subovata* Saif., *W.* aff. *dukkevitchi* Raus. et Bel., *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *P.* ex gr. *librovitchi* (Dutk.) и др., характерные для подольского горизонта.

Мощность отложений подольского горизонта равна по скв. Г-1 Щучкинской 160 м, по скв. Г-2 Уральской 178 м.

Отложения мячковского горизонта представлены серыми, плотными, доломитизированными известняками с прослоями темно-серых и коричневатосерых кавернозных известковистых доломитов. К юго-западу от Щучкинской площади в нижней части отложений мячковского горизонта появляются песчанистые известняки и отмечаются прослой серых мелкозернистых песчаников, крепких и известковистых, а также включения белого аморфного гипса (в скв. Г-6 Уральской).

По скв. Г-2 Уральской из интервала 3032—3037 м Г. Д. Киреева определила фораминиферы *Fusiella* ex gr. *typica* Lee et Chen, *Protititites* sp. и *Fusulinella* sp. Она считает, что в зависимости от того, к какому роду относится последняя из приведенных форм, заключающие ее отложения могут принадлежать либо к мячковскому горизонту, либо уже к протритититовым слоям верхнего карбона.

Мощность отложений мячковского горизонта равна по скв. Г-1 Щучкинской 132 м, по скважинам Г-2 и Г-3 Уральским соответственно 137 и 126 м. Максимальная мощность отложений верхнемосковского подъяруса установлена по скв. Г-2 Уральской, где она равна 315 м. Максимальная мощность отложений среднего карбона, определенная по той же скважине, достигает 607 м.

В целом отложения среднего карбона описываемой территории отличаются от одновозрастных им пород юга Оренбургской и юго-востока Куйбышевской областей увеличением содержания терригенного материала (в том числе песчаников), незначительным уменьшением мощностей башкирского яруса и увеличением мощности верейского горизонта нижнемосковского подъяруса.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения содержат породы гжельского и оренбургского ярусов.

Гжельский ярус

Нижняя граница отложений гжельского яруса выделяется по смене известняков с фауной московского яруса ангидритизированными доломитами и фиксируется на каротажных диаграммах увеличением кажущихся сопротивлений.

В составе отложений гжельского яруса выделяются две толщи: нижняя доломитовая и верхняя известняковая.

Нижняя толща сложена серыми, зеленовато- и буровато-серыми мелкокристаллическими известковистыми доломитами, очень крепкими,

массивными, окремнелыми. Отмечаются прослой светло-серых мелкозернистых слабо известковистых песчаников, доломитов брекчиевидной структуры, светло-серых и буровато-серых перекристаллизованных окремнелых доломитизированных известняков. В песчаниках встречаются тонкие прослойки аргиллитов.

Верхняя толща образована известняками светло- и темно-серыми, коричневато-серыми, органогенно-обломочными, неравномерно перекристаллизованными, иногда песчанистыми, доломитизированными и сульфатизированными с тонкими прослойками глинистого материала, включениями пирита и обилием мелкой фауны.

По скв. Г-6 Уральской в интервалах 2699—2704 и 2730—2734 м С. А. Семина определила богатый комплекс фузулинид, характерный для зоны *Triticites stuckenbergi* гжельского яруса: *Triticites parvulus* (Schellw.), *T. schikhanensis* Ros., *T. dictyophorus* Ros., *T. paraarcticus* Raus., *T. rhodesi* Needh., *T. erraticus* Ros., *T. aff. bashkiricus* Ros., *T. sp. ex gr. dictyophorus* Ros., *Rugosofusulina elliptica* Ros., *R. stabilis* (Raus.), *Fusulinella pulchra* Raus. et Vel. и др. Мощность отложений гжельского яруса равна по скв. Г-1 Щучкинской 340 м, по скважинам Г-2 и Г-6 Уральским соответственно 350 и 365 м.

Оренбургский ярус

Отложения оренбургского яруса представлены известняками светло-серыми, темно-серыми, коричневато- и зеленовато-серыми, плотными, массивными, органогенными известняками иногда слабо пористыми и кавернозными, иногда перекристаллизованными, с включениями кристаллов гипса, ангидрита и пирита, со следами окремнения и доломитизации. Среди известняков отмечаются единичные прослой темно-серых аргиллитов.

Фауна, характерная для оренбургского яруса, в описываемых отложениях не встречена. Однако несколько севернее, в параметрической скв. 100 Соболевской, в аналогичных породах, пройденных в интервалах 2028—2037 м. С. А. Семина (ВНИИГаз) определила комплекс фораминифер, характерный для зоны *Daixina sokensis*: *Daixina cf. sokensis* (Raus.), *D. ex gr. sokensis* (Raus.) Scherb., *D. ex gr. galloway* (Chen), *D. cf. sakmarensis* Ros., *Triticites simplex* (Schellw.), *T. longus formosus* Ros., *T. ex gr. jigulensis* Raus., *T. cf. ellongatissimus* Ros., *T. mogutovenski* Ros., *T. cf. longus* Ros., *T. parvulus ischimbaji* Ros., *T. modificatus* Ros., *T. postarcticus* Raus., *T. paraarcticus* Raus., *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Schubertella* sp., *Climacammina gigas* Sul., *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp.

Мощность отложений оренбургского яруса колеблется от 40 м (скв. Г-4 Уральская) до 45 м (скв. Г-1 Щучкинская). Максимальная суммарная мощность отложений верхнего карбона определена по скв. Г-6 Уральской и равна 410 м.

В местном разрезе отложений верхнего карбона доломиты преобладают над известняками (в более северных районах доминируют известняки). В отличие от разреза Ореховской опорной скважины в разрезе гжельского яруса данной территории отсутствуют мощные пачки ангидритов. Весьма характерным является наличие прослоев песчаников.

Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины

В восточной прибортовой части Прикаспийской впадины каменноугольные отложения вскрыты тремя скважинами: Г-7 (Жилансаид), Г-1 (Жанажол) и 13-П (Алибекмола) (рис. 27). Каменноугольные отложения первой скважины изучались Н. Н. Мухиной и А. К. Замареновым, описывались Р. Г. Гарецким (1962), П. Я. Авровым и Л. Г. Космачевой (1963); породы остальных двух скважин коротко описаны в статьях Л. И. Богомоловой, Р. Г. Гарецкого и др. (1963), П. Я. Аврова, З. Е. Булекбаева и др. (1965).

Среди каменноугольных отложений этих скважин можно выделить все три отдела. Породы нижнего карбона по литологическому составу подразделяются на ряд толщ. Из отложений среднего карбона вскрыт только московский ярус, внутри которого на основании обнаруженных комплексов фораминифер выделяются верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты, а среди пород верхнего карбона — гжельский и оренбургский ярусы.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона вскрыты скв. Г-7 (Жилансаид) на глубине 930 м. Они представлены переслаивающимися между собой глинами, аргиллитами, известняками, алевролитами и песчаниками, что хорошо отражается на каротажных диаграммах: кривые кажущегося сопротивления (КС), спонтанной поляризации (ПС), гамма-каротажа и кавернометрии имеют резко расчлененный характер. По данным Н. Н. Мухиной, нижнекаменноугольные отложения в скв. Г-7 залегают с небольшими углами падения, не превышающими 3°.

По преобладанию тех или иных литологических разностей пород отложения нижнего карбона можно подразделить на три толщи (снизу вверх): песчаниково-глинистую, известняковую и песчаниковую.

Песчаниково-глинистая толща (вскрыта в интервале глубин с 1093 до 1200 м — забой) состоит из глин с подчиненными прослоями песчаников и реже алевролитов. Глины темно-серые и черные, обычно алевроитовые, карбонатные, слоистые, плотные, с зеркалами скольжения, содержат обуглившиеся растительные остатки. Песчаники серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, карбонатные, полимиктовые, слабо слюдястые, мелко- и среднезернистые, слоистые, крепкие, сильно сцементированные известковым цементом. Вскрытая мощность толщи 107 м.

Известняковая толща (1030—1093 м) в верхней части (до 1062 м) сложена чистыми известняками, а в нижней — известняками с прослоями темно-серых глин. Известняки серые и темно-серые, афанитовые, участками окремелые, массивные, местами трещиноватые (трещины выполнены кальцитом). Мощность толщи 63 м.

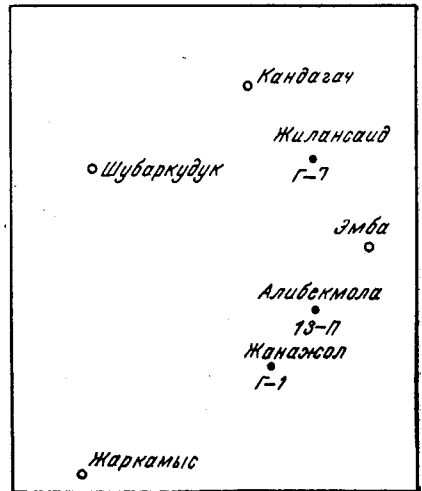


Рис. 27. Схема расположения скважин, вскрывших карбон в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины

Песчаниковая толща (930—1030 м) представлена серыми и темно-серыми, иногда темно-зелеными песчаниками с прослойками серых и темно-серых алевролитов и глин; встречен прослой буровато-серого доломита с тонкокристаллической структурой. Песчаники известковистые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, слоистые, крепкие, сцементированные известковым цементом, с тонкими прослойками угля, прожилками кальцита, включением пирита. Обломочный материал песчаников угловатый, редко слабо окатан. Мощность толщи 100 м. Общая мощность всех трех толщ нижнего карбона в скв. Г-7 270 м.

Е. Ф. Шаткинской из разных частей разреза выделен спорово-пыльцевой комплекс: *Azonotriletes piriformis* (Loose) Lub., *A. lasius* Waltz., *A. scrobiculatus* Lub., *A. erinaceras* Waltz., *A. microrugosus* (Ibr.) Waltz., *A. grimosus* (Ibr.) Lub., *A. pusillus* (Ibr.) Waltz., *A. inermis* Waltz., *A. glaber* (Naum.) Waltz., *A. insignitus* (Ibr.) Lub., *A. cancellatus* Waltz., *A. amplexus* (Naum.) Waltz., *A. labaphorus* Waltz., *A. subintortus* Waltz., *A. spinosus* (Naum.) Waltz., *A. alveolatus* Waltz., *A. subangularis* Lub., *A. macrurus* Lub., *A. lacunosus* (Ibr.) Lub., *Zonotriletes stenozonallii* Waltz., *Z. pusius* (Ibr.) Waltz., *Z. incrustatus* Lub., *Z. heterototus* Waltz., *Z. maculatus* (Ibr.) Lub., *Z. sulcatus* Waltz., *Z. microalveolatus* Waltz., *Z. lepidus* Waltz., *Z. jimbratus* Waltz., *Z. subangularis* Lub., *Z. velatus* Waltz., *Z. cinetus* Waltz., *Z. tersus* Waltz., *Z. stenolomus* Waltz., *Z. trilateralis* (Naum.) Waltz., *Z. subtriquetrus* Lub., *Z. laevigatus* (Naum.) Waltz., *Z. eurypterus* Waltz., *Z. literatus* Waltz., *Azonomoletes minutus* (Ibr.) Lub., *Azonaletes grandicornis* Lub., *Leiotriletes furcatus* Naum., *L. pullatus* Naum., *Cycadofilictriletes ignoratus* Lub., *C. mollis* (Lub.), *C. simplex* Naum., *C. bertschoguriensis* Lub., *Calamotriletes bulbiferus* (Mal.) Lub., *Filictriletes phaleratus* Lub., *F. rubiginosus* (Lub.), *Licopodozonotriletes latispinus* Lub.

Данный спорово-пыльцевой комплекс характеризуется большим разнообразием спор папоротникообразных, значительно меньше встречается пыльцы кордаитов и цикадофитов и единично — пыльца хвойных древнего облика. Он имеет большое сходство с комплексами, изученными А. А. Любер (1955) и Н. И. Филипповой из фаунистически охарактеризованных нижнекаменноугольных отложений Берчогурской синклинали. Такое сходство спорово-пыльцевых комплексов скв. Г-7 (Жилансаид) и нижнего карбона Берчогурской синклинали позволяет отнести описываемые отложения к нижнему карбону.

Средний отдел

Скважины 13-П (Алибекмола) и Г-1 (Жанажол) соответственно в интервалах глубин 2557—3458 м (забой) и 2910—3154 м (забой) вскрыли отложения московского яруса среднего карбона и не вышли из них.

В известняках скважин Г-1 и 13-П Р. А. Ганелина определила раковины фораминифер, на основании которых вмещающие отложения можно подразделить на горизонты: верейский, каширский, подольский и мячковский (рис. 28).

Верейский горизонт. Породы этого горизонта вскрыты скв. 13-П в интервале глубин 3410—3458 м (забой). Они представлены известняками темно-серыми, мелкокристаллическими, массивными, крепкими, участками битуминозными, с характерными для верейского горизонта раковинами фораминифер *Profusulinella parasaratovica* S a f.,

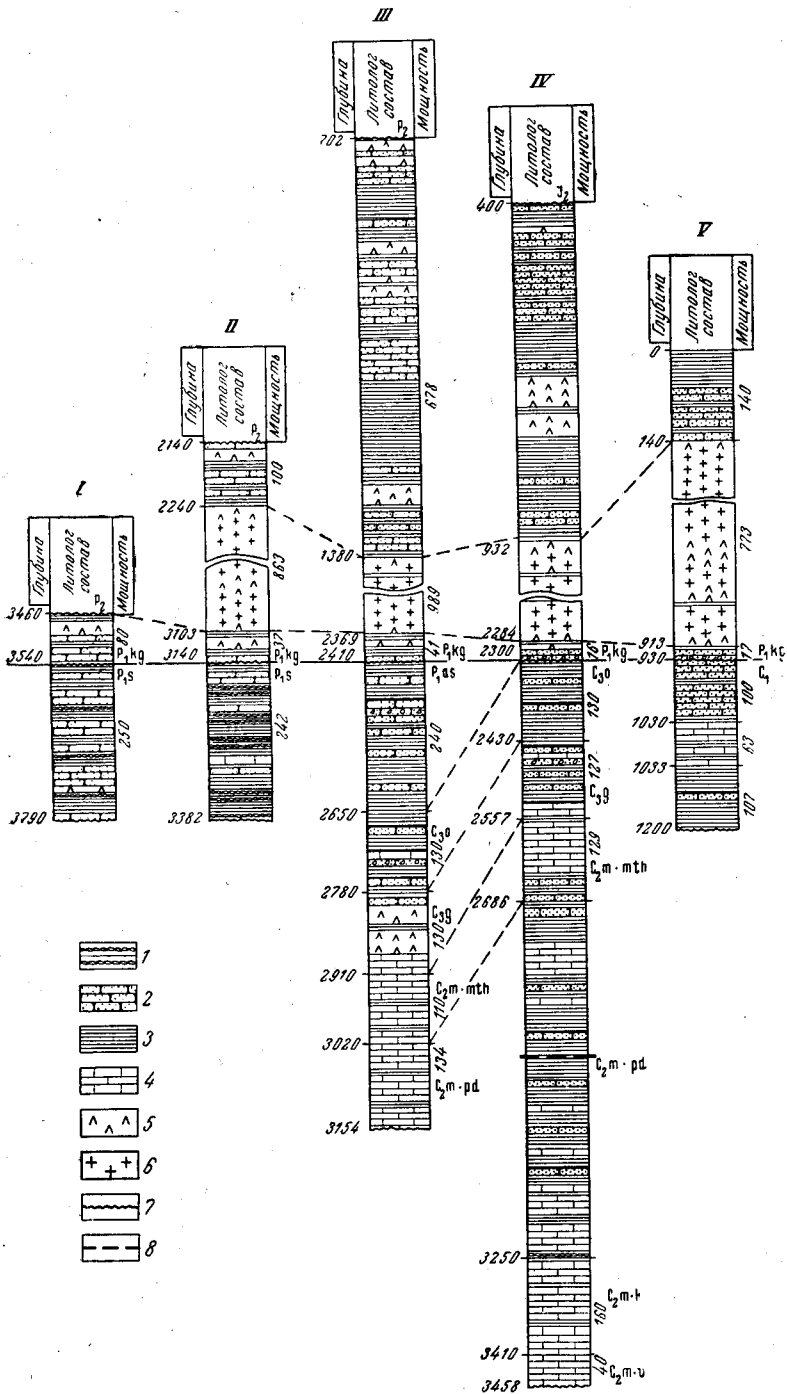


Рис. 28. Споставление разрезов скважин, вскрывших каменноугольные и нижнепермские отложения в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины

I — Кумсай (скв. Г-2), II — Шенгельский (скв. 11-П), III — Жаназол (скв. Г-1), IV — Алибекмола (скв. 13-П), V — Жилаясанд (скв. Г-7)
 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты, глины; 4 — известняки; 5 — ангидриты; 6 — соль; 7 — перерывы; 8 — плоскость разлома

P. aff. convoluta (Lee et Chen). Вскрытая мощность отложений горизонта равна 48 м.

Каширский горизонт вскрыт скв. 13-П (3250—3410 м) и представлен известняками с редкими прослоями (до 0,2 м) аргиллитов и доломитов. Известняки темно-серые и серые с зеленоватым и светло-коричневым оттенками, мелко- и среднекристаллические, участками сахаровидные, массивные, крепкие. Аргиллиты темно-серые, в разной степени известковистые, слоистые.

В известняках найден богатый комплекс фораминифер, определяющий каширский возраст вмещающих отложений: *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.), *E. aff. binominata* Putrja, *Fusulinella inflata* Sosn., *F. subpulchra* Putrja, *Fusulina distenta* Roth. et Skin., *Ozawainella shmitovi* Sosn., *O. kurachovenski* Man., *Pseudostaffella sphaeroidea* var. *cuboides* Raus., *P. umbilicata* Putrja et Leont., *P. ozawai* Lee et Chen, *Schubertella gracilis* Raus., *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *P. prolibrovitchi* Raus., *P. eolibrovitchi* Saf., *P. prisca* (Deprat.), *P. pseudorhomboides* Putrja, *P. parasaratovica* Saf. Мощность отложений каширского горизонта равна 160 м.

Подольский горизонт. Породы подольского горизонта вскрыты скважинами 13-П (2686—3250 м) и Г-1 (3020—3154 м, забой).

В скв. 13-П в основании подольского горизонта залегает прослой конгломерата, состоящий главным образом из гальки известняков, сильно сцементированной глинисто-глауконито-известковым цементом. Выше (3200—3250 м) расположены серые и светло-серые мелкокристаллические известняки, над которыми (2950—3200 м) залегают преимущественно темно-серые аргиллиты с редкими прослоями (6—13 м) известняков и алевролитов. Еще выше (2846—2950 м) залегают темно-серые с многочисленными зеркалами скольжения аргиллиты с редкими прослойками алевролитов, с углами падения до 30°. Затем (2802—2846 м) идет толща переслаивающихся между собой известняков, аргиллитов и песчаников. Далее (2744—2802 м) они сменяются известняками. Венчается разрез (2686—2744 м) толщиной аргиллитов с прослоем в верхней части темно-серого мелкозернистого песчаника.

В известняках из интервала 3230—3250 м Р. А. Ганелина определила фораминиферы *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. praecolaniae* Saf., *F. aff. paracolaniae* Saf., *Ozawainella kumpani* Sosn., *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen), *P. paradoxa* (Dutk.), характерные для подольского горизонта. Выше (3200—2686 м) выделенные комплексы фораминифер свидетельствуют о московском ярусе вмещающих их пород и не позволяют сделать вывод о принадлежности их к тому или иному горизонту. Отсюда же из аргиллитов и алевролитов интервала глубин 2858—3164 м Б. К. Вандерфлит определила спорово-пыльцевой комплекс (*Dictyotriletes virgatus* Isch. — до 30%, *D. comulatus* Isch. — до 12%, *D. perforatus* Ibr. — до 10%, *Trachytriletes* aff. *obnubilis* Isch. — до 5%, *T. punctulatus* (Waltz) Naum. — до 6%, *Hymenozonotriletes cutis* Isch. — до 13%, *H. pumicosus* Ibr. — до 30%, *H. reticulatus* (Ibr.) Naum. — до 8%, *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum. — до 16%, *L. pyramidales* Lub. и др.), свидетельствующий о московском ярусе вмещающих их пород.

Эта часть разреза залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями мячковского и подольского горизонтов и, по видимому, должна быть отнесена к подольскому горизонту. В этом случае мощность отложений подольского горизонта составит 564 м (2686—3250 м). Столь большая мощность отложений объясняется тем, что скв. 13-П (скорее всего на глубине около 2846 м) пересекла плоскость взброса, по которому восточное крыло Алибекмолинского

поднятия несколько надвинуто на западное. Алибекмолинское поднятие расположено всего в 8 км к западу от региональной зоны разломов с амплитудой 2200—2500 м, по которой Прикаспийская впадина имеет шовное сочленение со складчатыми сооружениями Западного Примугоджарья. Действительная же мощность отложений подольского горизонта в скв. 13-П, видимо, немного превышает 300 м.

Скважина Г-1 из отложений подольского горизонта не вышла. Во вскрытой части они представлены известняками с редкими прослоями аргиллитов (мощностью до 3 м). Известняки светло-серые, почти белые, органогенно-шламовые, мелко- и среднекристаллические, сахаровидные, с включением крупных кристаллов кальцита.

В известняках встречен характерный для подольского горизонта комплекс фораминифер: *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. prae-colaniae* Saf., *F. typica* Lee et Chen, *F. typica* var. *ventricosa* Raus., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *S. gracilis* Raus. и др. Вскрытая мощность подольских отложений в скв. Г-1 134 м.

Мячковский горизонт вскрыт скв. 13-П (2557—2686 м) и Г-1 (2910—3020 м). В скв. 13-П нижняя часть горизонта (2686—2655 м) сложена преимущественно песчаниками и аргиллитами, а верхняя — известняками с двумя маломощными (до 5 м) прослоями терригенных пород. В скв. Г-1 мячковские отложения представлены известняками, по составу и цвету аналогичными известнякам скв. 13-П, с прослоями доломитов и редкими прослойками аргиллитов.

Известняки серые и светло-серые, органогенные и органогенно-обломочные, криноидно-фораминиферовые, средне- и тонкокристаллические и сахаровидные, массивные. В скв. Г-1 известняки иногда доломитизированы и содержат включения ангидрита. Доломиты серые с коричневатым или голубоватым оттенком, мелкокристаллические, массивные, иногда с мелкими включениями ангидрита. Песчаники темно-серые, полимиктовые, глинистые и известковистые, мелкозернистые, слоистые, крепкие, с обуглившимися растительными остатками. Аргиллиты серо-зеленые, слоистые, участками рассланцованные и чешуйчатые.

В известняках скважин 13-П (2624—2651 м) и Г-1 (2932—2998 м) содержатся фораминиферы *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Fusulinella bocki* Moell., *F. bocki* var. *pauciseptata* Raus., *F. eopulchra* Raus., *F. aff. pulchra* Raus. et Bel., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), на основании которых вмещающие отложения отнесены к мячковскому горизонту.

Мощность пород мячковского горизонта в скв. 13-П составляет 129 м, а в скв. Г-1 110 м.

Верхний отдел

Породы верхнего карбона полностью пройдены скважинами 13-П (2300—2557 м) и Г-1 (2650—2910 м). Они сложены терригенными, сульфатными и карбонатными отложениями, имеющими пологие углы падения (не более 5°). По остаткам фораминифер, определенных в разрезе скв. Г-1, верхнекаменноугольные отложения могут быть уверенно расчленены на гжельский и оренбургский ярусы, которые по каротажным диаграммам четко сопоставляются с одновозрастными отложениями скв. 13-П (см. рис. 28).

Отложения гжельского яруса вскрыты скважинами Г-1 (2780—2910 м) и 13-П (2430—2557 м).

В скв. Г-1 гжельские отложения представлены известняками, в верхней части которых наблюдаются прослои аргиллитов и алевро-

литов, а в средней части встречены два прослоя ангидритов. В скв. 13-П верхняя часть разреза гжельского яруса состоит из чередования аргиллитов и алевролитов, среди которых встречен прослой известняка. Нижнюю часть разреза (2484—2560 м) составляют известняки, в подоше которых залегают алевролиты. Известняки светло-серые и серые с буроватым оттенком, органогенные и органогенно-обломочные, иногда доломитизированные, мелкокристаллические и сахаровидные, массивные, с редкими включениями ангидрита.

Аргиллиты темно-серые, в различной степени алевитистые и известковистые, слоистые и тонкоплитчатые, с включениями гипса и обуглившихся растительных остатков.

Алевролиты темно-серые, глинистые и известковистые, мелко- и среднезернистые, зерна угловатые (размером 0,03—0,06 мм), преобладают зерна кварца и полевых шпатов, слоистые, иногда встречаются обуглившиеся растительные остатки, в основном концентрирующиеся по плоскостям напластования.

Ангидриты серые и голубовато-серые, мелко- и среднекристаллические, массивные, с включениями глинистого материала. Среди основной массы ангидритов встречаются кристаллы гипса, пелитоморфного доломита и примесь глинистого материала.

В известняках скв. Г-1 Р. А. Ганелиной определены *Triticites montiparus* (Moell.), *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul., *S. sphaerica* var. *staffelloides* Sul., *Deckerella* aff. *elegans* Mor., позволяющие относить их к гжельскому ярусу.

В известняке скв. 13-П (2553—2557 м) Р. А. Ганелина определила фораминиферы, характерные для зон *Protriticites* и *Obsoletes* (основания верхнего карбона): *Protriticites* ex gr. *sphaericus* Volosh., *Obsoletes* ex gr. *dagmare* Kir., а также *Bradyina* cf. *compressa* Moroz., *B.* aff. *compressa* var. *minima* Moroz.

Мощность отложений гжельского яруса в скв. 13-П равна 127 м, а в скв. Г-1 130 м.

Отложения оренбургского яруса пройдены скв. Г-1 (2650—2780 м) и скв. 13-П (2300—2430 м). Они представлены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с маломощными прослоями известняков.

Аргиллиты доминируют в разрезе над остальными разностями пород, они темно-серые, в разной степени алевитистые и известковистые, слоистые и плитчатые, с включениями гипса, гнездами пирита, обломками песчаника и с обуглившимися растительными остатками.

Алевролиты темно-серые, глинистые, сильно известковистые, мелко- и среднезернистые, слоистые, крепкие.

Песчаники серые, известковистые, слабо слюдистые, средне- и крупнозернистые, крепкие, с включениями гипса, линзами полимиктовых конгломератов. По минеральному составу песчаники аналогичны алевролитам.

Известняки серые, преимущественно органогенно-обломочные, мелкокристаллические, массивные. Они состоят из кальцита с примесью пирита.

В прослоях известняка и песчаника из скв. Г-1 С. Ф. Щербович определены многочисленные, хорошо сохранившиеся фораминиферы *Triticites* ex gr. *jigulensis* Raus., *T.* ex gr. *schwageriniiformis* Raus., *T.* ex gr. *postarcticus* Raus., *Rugosofusulina* ex gr. *moderata* Raus., *Daixina* ex gr. *sokensis* Raus., *D.* ex gr. *magna* Raus., *D.* aff. *pseudoarcticus* Raus., характерные для отложений оренбургского яруса. Мощности отложений этого яруса 130 м.

Южная прибортовая часть Прикаспийской впадины и Предустюртская равнина

Каменноугольные отложения в южной прибортовой части Прикаспийской впадины и Предустюртской равнины вскрыты семью скважинами (см. рис. 29): 2^a, 3 и 4 (площадь Туресай), 10 и 11 (Жанасу), 1 и 2 (Сарыкум). Сведения о каменноугольных отложениях этого района приведены в статье Н. А. Калинина (1954). В дальнейшем они были освещены в работах А. Л. Яншина (1955), Г. Е.-А. Айзенштадта, Н. Н. Лапиной и Д. Л. Степанова (1957), Ю. М. Васильева и Б. К. Прошлякова (1957), М. П. Казакова и др. (1958), Р. И. Грачева (1959), В. С. Журавлева (1960), Р. Г. Гарецкого, И. П. Егорова и др. (1961), А. Л. Яншина и др. (1961), Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера и А. Л. Яншина (1962), В. С. Днепрова (1962), Б. К. Прошлякова и Ю. М. Васильева (1962), Н. А. Калинина (1963).

В пределах южной прибортовой части Прикаспийской впадины и Предустюртской равнины известны отложения всех трех отделов карбона.

Нижний отдел

Турне

Отложения турнейского яруса вскрыты скважинами 10 и 11 (Жанасу) и 4 (Туресай). Самые нижние его горизонты обнаружены в скв. 10 в интервале глубин 1850—1978 м. Они, по-видимому, постепенным переходом связаны с подстилающими породами верхнего девона и сложены аргиллитами темно-серыми, слюдистыми с обильным включением обуглившихся растительных остатков, с прослоями серых разнородных полимиктовых песчаников и зеленовато-серых карбонатных алевролитов. Эти отложения несогласно перекрыты породами юры. В описываемых отложениях обнаружены споры *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. pumilus* (Waltz) Naum., *L. pusillus* Naum., *Lophotriletes inflatus* Naum., *Hymenozonotriletes minuta* Naum., *H. sulcatus* Naum., *Stenozonotriletes malevkensis* Naum. и др. Этот комплекс спор, по заключению С. Н. Наумовой (Гарецкий, Егоров и др., 1961), характерен для нижней части зоны *Gattendorfia* Берчогурской синклинали (низ турне). Сохранившаяся истинная (с учетом углов падения слоев 10—12°) мощность турнейских отложений в скв. 10 равна 135 м.

Несколько более высокие горизонты турне вскрыты скв. 11 непосредственно под отложениями юры в интервале глубин 2037—2070 м. Они представлены серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, перемежающимися с темно-серыми песчанистыми слюдистыми аргиллитами и алевролитами. Встречаются включения гравия эффузивных и кремнистых пород.

Из рассматриваемых отложений С. Н. Наумовой обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают споры *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Hymenozonotriletes sulcatus* Naum., *H. minuta* Naum., *Stenozonotriletes malevkensis* Naum. и *S. literatus* (Waltz) Naum. Для него наиболее характерно резкое преобладание *Stenozonotriletes malevkensis* Naum. Перечисленный состав спор имеет сходство с комплексом, выделенным из верхней части зоны *Gattendorfia* турнейских отложений Берчогурской синклинали.

С нижележащими породами зоны *Prolobites* верхнефаменского подъяруса турнейские отложения в скв. 11 контактируют, по-видимому,

по плоскости разрывного нарушения. Точно сопоставить между собой разрезы турнейского яруса скважин 10 и 11 не представляется возможным. Судя по данным спорово-пыльцевых комплексов, в скв. 11

залегает более молодые горизонты основания турнейского яруса, чем в скв. 10.

В скв. 4 (рис. 29) турнейские отложения вскрыты в интервале глубин 2980—2997 м (забой). Они сложены темно-серыми неизвестковистыми тонкослоистыми аргиллитами с прослоями песчаников. Песчаники темно-серые, грубозернистые, неотсортированные, переходящие в гравелиты. Они занимают в разрезе, по-видимому, подчиненное положение. Из аргиллитов С. Н. Наумовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Lophotriletes inflatus* (Lub.) Naum., *Stenozonotriletes malevkensis* Naum., *S. punctatus* Naum., *Hymenozonotriletes malevkensis* Naum. (Яншин и др., 1961). Этот комплекс имеет много общего с комплексом малевского горизонта турнейского яруса Восточно-Европейской платформы и еще больше сходен с комплексом зоны *Gattendorfia* Берчогурской антиклинали. Вскрытая мощность турнейских отложений скв. 4 составляет 17 м.

Визе и намюр

Отложения визе и намюра вскрыты скважинами 4 и 3 (Туресай). В скв. 4 они обнаружены в интервале глубин 2223—2980 м. В нижней части (2850—2980 м) пройдены темно-серые неизвестковистые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты. По плоскостям наложения отмечаются обугленные растительные остатки и реже плохо сохранившиеся отпечатки стеблей растений. Встречаются прослои гравелитов и грубозернистых песчаников.

В этой части разреза С. Н. Наумовой встречен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают *Leiotriletes platyrugosus* (Waltz) Naum., *L. subintortus* (Waltz) Naum., *L. inermis* (Waltz) Naum.,

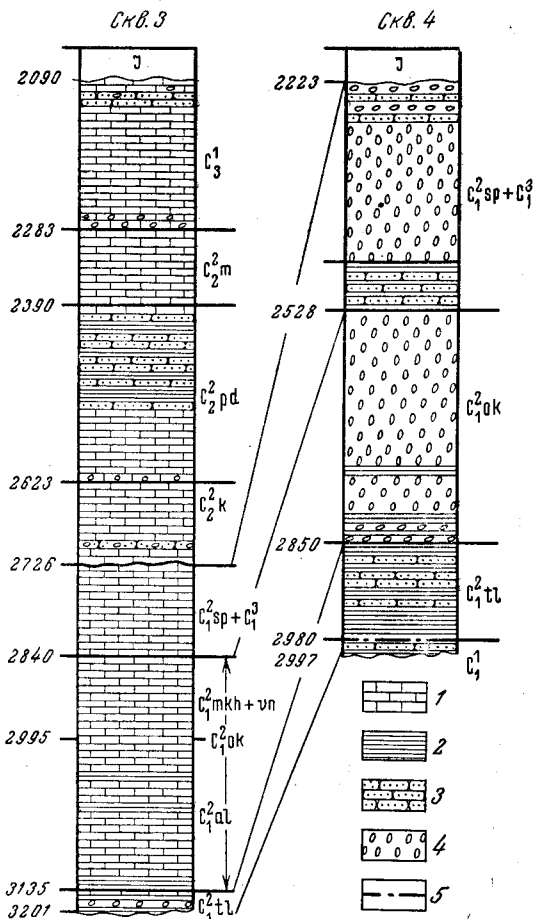


Рис. 29. Схема сопоставления палеозойских отложений скважин 3 и 4 (Туресай)

1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты и гравелиты; 5 — линия разрывного нарушения. Индексы: J — юра; C_3^1 — касимовский ярус верхнего карбона; горизонты московского яруса: C_2^m — мячковский; C_2^{pd} — подольский; C_2^k — каширский; $C_2^{sp}+C_1^3$ — серпуховский надгоризонт (визе и намюр); C_1^{ok} — окский надгоризонт (визе); $C_1^{mkh}+vn$ — михайловский и веневский горизонты окского надгоризонта; C_1^{al} — алексинский горизонт окского надгоризонта; C_1^{tl} — тульский горизонт яснополянского надгоризонта (визе); C_1^t — турне

Trachytriletes subintortus Naum., *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *Lophotriletes scrobiculatus* Naum., *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Naum. и единичные споры группы *Euryzonotriletes*. Этот комплекс отвечает спорово-пыльцевым комплексам тульского горизонта визе. Мощность пород тульского горизонта скв. 4 130 м.

Средняя часть разреза (2528—2850 м) представлена конгломератами и гравелитами в основном серых и темно-серых тонов, слабо сцементированными, плохо отсортированными, состоящими главным образом из гальки и гравия кремнистых и эффузивных пород. Отмечаются прослойки темно-серых аргиллитов. Отсюда С. Н. Наумовой обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают *Leiotriletes platyrugosus* (Waltz) Naum., *L. inermis* (Waltz) Naum., *L. minutus* Naum., *Trachytriletes punctulatus* (Waltz) Naum., *Acanthotriletes erinaceus* (Waltz) Naum., *A. spinosus* Naum., *Hymenozonotriletes granulatus* Naum. Этот комплекс аналогичен комплексу, выделенному из алексинского горизонта визе скв. 3 (Яншин, и др., 1961). Мощность отложений алексинского горизонта скв. 3 322 м.

Верхняя часть разреза (2223—2528 м) сложена темно-серыми плотными аргиллитами, перемежающимися с серыми песчаниками, количество которых увеличивается кверху. Среди них появляются прослойки конгломератов и гравелитов, преобладающие в самых верхах (с 2463 м). Песчаники, гравелиты и конгломераты аналогичны описанным выше породам визе.

Из аргиллитов нижней части рассматриваемых пород С. Н. Наумовой получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают *Leiotriletes horridalus* Isch., *Acanthotriletes macrurus* (Lub.) Naum., *A. piriformis* (Loose) Naum., *Lophotriletes gibbosus* (Lub.) Naum., *L. clavatus* (Isch.) Naum., *Hymenozonotriletes commutatus* Isch., *H. pusillus* (Ibr.) Naum. Этот комплекс имеет большое сходство с комплексом верхов визе (серпуховский надгоризонт) нижнего намюра (Яншин и др., 1961). В вышележащих конгломератах и гравелитах палеонтологических остатков найдено не было и они относятся к намюру условно.

Мощность отложений серпуховского надгоризонта визе и намюра в скв. 4 равна 305 м, а общая мощность пород визе и намюра 757 м.

Совершенно иного фациального состава обнаружены отложения визе в скв. 3 (рис. 30), расположенной к северу от регионального шва уже в пределах Прикаспийской впадины Русской плиты. Скважиной полностью эти отложения не пройдены. В интервале глубин 3135—3201 м (забой) здесь вскрыты серые известняки, перемежающиеся с серыми и темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Породы обогащены растительным детритом. В алевролитах и песчаниках отмечается галька кремнистых пород. Кроме того, в разрезе обнаружено несколько прослоев конгломератов с кремнистым цементом. В известняках встречен, по определению Т. И. Шлыковой (Грачев, 1959), комплекс фораминифер тульского горизонта: *Eostaffella breviscula* Gan., *E. ex gr. mosquensis* Viss., *Endothyra ex gr. crassa* Brady, *E. wjasmensis* Gan., *E. geniculata* Gan., *E. ex gr. globulus* (Eichw.), *Archaeodiscus panxillus* Schlyk., *A. cf. matutinus* Gan., *A. krestovnikovi* Raus., *A. moelleri* Raus. и др. Вскрытая мощность отложений тульского горизонта в скв. 3 составляет 66 м.

В интервале 2995—3135 м скв. 3 пройдены известняки крупнокристаллические и пелитоморфные буровато-серых тонов, в которых отмечаются прослойки серых глин с растительным детритом. В основании толщи известняков наблюдается галька кремнистых пород. В рассмат-

риваемых породах обнаружен богатый комплекс фораминифер: *Parastaffella* cf. *concinna* Schlyk., *P.* cf. *subbimis* Schlyk., *Millerella presula* Gan., *Eostaffella irkensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. parostruvei* Raus., *Bradyina* ex gr. *rotula* (Eichw.) и др., позволяющий отнести вмещающие слои к алексинскому горизонту. Его мощность равна 140 м.

Верхняя часть разреза визе скв. 3 (2840—2995 м) сложена серыми крупнокристаллическими известняками. Возраст пород установлен по находкам раковины брахиоподы *Striatifera striata* (Fisch.), а также по определенному Г. И. Шлыковой комплексу фораминифер *Eostaffella proikensis mstaensis* Gan., *E. prisca* Raus., *Archaeodiscus* cf. *vischerensis* Grozd. et Leb., *A. akchimensis* Grozd. et Leb. и др. Они позволяют отнести вмещающие их отложения к Михайловскому и веневскому горизонтам визе. Их мощность 155 м.

Заканчивается разрез нижнего карбона скв. 3 (2726—2840 м) серыми, кремевыми пелитоморфными, реже органогенно-обломочными известняками. В средней части интервала встречаются белые известняки с галькой темных известняков. В описываемых отложениях обнаружены *Striatifera striata* (Fisch.), *Athyris* cf. *expansa* (Phill.), позволяющие отнести вмещающие слои к серпуховскому надгоризонту визе и нижнему намюру (Грачев, 1959).

Их мощность 114 м. Общая вскрытая мощность отложений нижнего карбона в скв. 4 составляет 774 м, а в скв. 3 475 м.

Средний отдел

Отложения среднего карбона вскрыты скважинами 3 и 2^а (Туресай) и 1 и 2 (Сарыкумы). Они представлены только московским ярусом. Отложения московского яруса в скв. 3 вскрыты в интервале глубин 2283—2726 м. Среди них выделяются горизонты: каширский, подольский и мячковский.

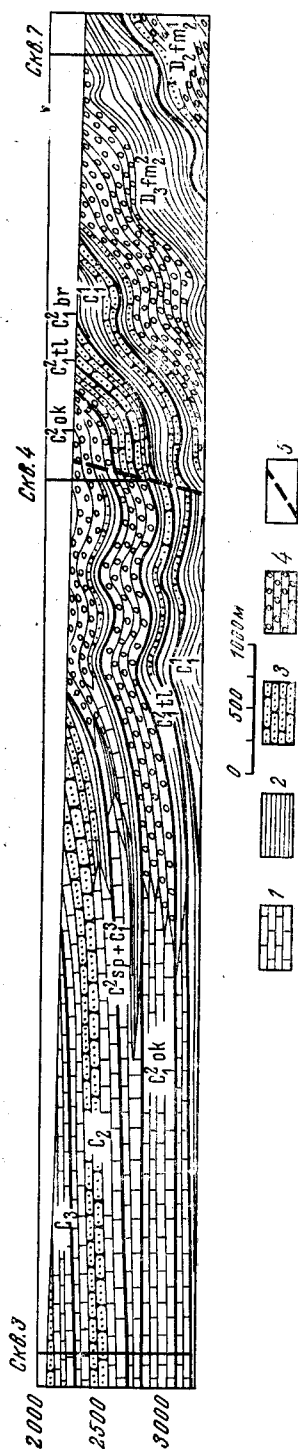


Рис. 30. Геологический разрез по меридиональному профилю скважин района Туресая (по А. Л. Яншину, Р. Г. Гарецкому и др., 1961)

1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты и гравелиты; 5 — линия разрывного нарушения. Индексы: J — юра; C₁ — верхний карбон; C₂ — средний карбон; C₃ — серпуховский надгоризонт (визе и намюр); C₁ok — окский надгоризонт (визе); C₂tl — тульский горизонт аснопольского надгоризонта (визе); C₃br — бобринковский горизонт аснопольского надгоризонта (визе); D₁m₁ — зона *Laevigites* верхнего фауны; D₂m₂ — зона *Prolobites* верхнего фауны

Каширский горизонт (2726—2623 м) сложен известняками серыми, пелитоморфными, местами органогенно-обломочными, прослоями фораминиферо-криноидными, довольно сильно перекристаллизованными. Среди известняков присутствуют тонкие прослои темно-серых известковистых глин с обломками раковин и остатками иглокожих. В нижней части встречены прослои слабо сцементированных среднегалечных конгломератов (плохо окатанная галька темно-серых кремнистых пород, кварца и известняка) и серых грубозернистых песчаников.

В известняках Т. И. Шлыковой встречен комплекс фораминифер, характерный для каширского горизонта: *Profusulinella postaljutovica* Saf., *P. postaljutovica dilucida* Leont., *P. mutabilis* Saf., *P. devexa* Saf., *P. cf. praelibrovitshi* Saf., *P. pseudorhomboides* Putrja, *Pseudostaffella cf. umbilicata* Putrja et Leont., *P. gorskyi* Dutk. и др. Мощность отложений каширского горизонта 103 м.

Подольский горизонт (2623—2390 м) в верхней части сложен в основном терригенными породами: песчаниками светло-зелеными и светло-серыми, тонкозернистыми, полимиктовыми, местами сильно пиритизированными. Реже встречаются глины серые и темно-серые с обугленными остатками растений и глинистые серые и темно-серые известняки. Нижняя его часть сложена чередованием известняков розовых, красно-коричневых, реже серых, крупнокристаллических, ложнобрекчиевидных, но часто также пелитоморфных, и песчаников известковистых, полимиктовых, мелко- и среднезернистых. В керне известняков Н. Н. Лапиной определены *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch., *Athyris ambigua* (Sow.), а Т. И. Шлыковой — богатый комплекс фораминифер (Грачев, 1959; Днепров, 1962), устанавливающие принадлежность пород к подольскому горизонту. Мощность отложений подольского горизонта 233 м.

Мячковский горизонт (2390—2283 м) представлен известняками розовато-серыми и пятнистыми (розовыми с пятнами вишневых), реже светло-серыми, почти белыми, сильно трещиноватыми, неравномерно перекристаллизованными, с многочисленными раковинами фораминифер, крупными члениками криноидей, обломками мшанок. В известняках Д. Л. Степановым определены *Choristites mosquensis* Fisch., *Martinia* sp., а Т. И. Шлыковой — многочисленные фораминиферы (Грачев, 1959; Днепров, 1962), устанавливающие принадлежность их к мячковскому горизонту. Мощность отложений мячковского горизонта 107 м. Мощность отложений московского яруса в скв. 3 составляет 443 м.

В скважинах 1 и 2 (Сарыкумы) отложения московского яруса соответственно вскрыты в интервалах глубин 2519—3013 м (забой) и 2461—2847 м (забой). Они сложены известняками светло-серыми, иногда кремовыми, часто трещиноватыми. В нижней части в известняках появляются включения гравийных зерен и прослои серых глин. В известняках обнаружен богатый комплекс фораминифер, среди которых М. Н. Соловьевой обнаружены характерные формы подольского горизонта (*Fusulinella rara* Shlyk., *Profusulinella librovitshi* Dont., *Fusulina* ex gr. *kemrnsis* Saf., *F.* ex gr. *bocki* Moell.) и мячковского горизонта (*Fusulinella altispiralis* Bogusch.). Вскрытая мощность отложений московского яруса в скв. 1 564 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего карбона вскрыты скважинами 3 и 2^а (Туресай) и 1 (Сарыкумы). В скважинах 2^а (1980—2170 м) и 3 (2090—2283 м) они сложены известняками массивными, пелитоморфными,

часто доломитизированными, белыми с серым оттенком и светло-серыми. Местами в известняках встречаются скопления мелких кристаллов кальцита в виде стяжений и прожилков, стилолитовые швы и многочисленные неровные трещины, секущие породы примерно параллельно напластованию. Трещины выполнены зеленой воскоподобной чешуйчатого строения глинистой породой. Известняки органогенно-шламовые, криноидно-фораминиферовые и водорослевые. Цемент кальцитовый, заполняющий все промежутки между органогенными скелетными остатками. Местами известняки брекчиевидные, пятнисто окрашенные в серый и розовый цвет; в этих случаях трещины выполнены малиново-красной глиной. Иногда в известняках присутствуют окатанные обломки роговика или яшмы. Особенно они характерны для основания толщи, где образуют пласт базального конгломерата. В известняках обнаружены неопределимые обломки брахиопод и выявлен комплекс фораминифер, характерный, по заключению Т. И. Шлыковой (Грачев, 1959; Днепров, 1962), для касимовского яруса.

Венчает разрез верхнего карбона в скв. 2^а (Туресай) пачка песчаников мощностью 57 м, светло-зеленых глинистых, чередующихся с прослоями известняков, конгломератов и сцементированной брекчии. Конгломераты и брекчии состоят из гальки кремня, халцедона, яшм и известняков. В породах встречены переотложенные фораминиферы нижнего и среднего карбона. По стратиграфическому положению описываемая пачка песчаников условно отнесена к гжельскому ярусу.

Сохранившаяся от предмезозойского размыва мощность отложений верхнего карбона в скв. 3 составляет 193 м, а в скв. 2^а 190 м.

В скв. 1 Сарыкумы (2349—2518 м) отложения верхнего карбона представлены известняками светло-серыми и белыми, часто крупнокристаллическими, сахаристыми, с отпечатками и остатками раковин, с трещинами, заполненными глинистым материалом. В известняках обнаружен обильный комплекс фораминифер, среди которых С. Ф. Щербович определены характерные для касимовского яруса формы *Obsoletes* ex gr. *biconica* К.ог. Верхние горизонты верхнего карбона в скв. 1, по-видимому, отсутствуют, и на отложения касимовского яруса непосредственно ложатся породы швагеринового горизонта нижней перми. Мощность отложений верхнего карбона в скв. 1 равна 169 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Имеющийся фактический материал свидетельствует о широком распространении каменноугольных отложений в прошлом на территории Западного Казахстана, хотя в настоящее время они доступны для изучения лишь на относительно небольших площадях.

На большей части территории карбон представлен осадочными породами. Лишь на востоке в Иргизском синклинии в нижнем карбоне широко развиты вулканогенные породы: лавы и пирокласты.

Самые нижние горизонты карбона на некоторых участках являются продолжением позднедевонского цикла осадконакопления. Это верхи киинской свиты в истоках р. Кия, где в верхней пачке кремнистых пород уже содержатся раннетурнейские трилобиты; верхи в основном девонской терригенной толщи Западного Примугоджарья, в верхней части которой найдены раннетурнейские остракоды; низы жанганинской свиты Берчогурской синклинали, относящиеся к зонам *Wocklumeria* и *Gattendorfia*.

Более высокие горизонты турнейского яруса представляют собой обычно сероцветные породы, богатые обугленными растительными

остатками и содержащими пласты каменного угля, являющиеся лагунными и прибрежно-морскими осадками.

Значительно более широко распространены морские отложения визе—намюра. В прибортовых частях Прикаспийской впадины и в Западном Примугоджарье они представляют собой единую толщу с нижележащими отложениями турне, восточнее и залегают на турнейских породах со следами более или менее длительного перерыва в осадконакоплении. В большинстве районов Мугоджар и в Актюбинском Приуралье этот цикл осадконакопления начался в позднем визе и продолжался в течение почти всего намюра, в Актюбинском Примугоджарье — лишь в первой его половине.

Визе-намюрские отложения представлены обычно карбонатными породами: известковистыми песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками, в северной прибортовой части Прикаспийской впадины также доломитами.

Отложения каменноугольной системы изучены неравномерно. Наиболее хорошо разработана стратиграфия нижнего и верхнего карбона Актюбинского Приуралья, многие разрезы которого являются эталонными для карбона этого района.

Нижний карбон довольно детально изучен в Берчогурской синклинали, в районе Анастасьевки, в Средне-Орской и Бакайской синклиналях.

За последние годы получено много новых данных по каменноугольным отложениям разных районов казахстанской части Урала и примыкающих к нему территорий. Так, получены интересные данные по карбону Актюбинского Приуралья, по известняковому карбону урочища Балкымбай, по среднему и верхнему карбону Бакайской синклинали и нижнему карбону Прииргизья. Тем не менее в стратиграфии каменноугольных отложений Западного Казахстана остается много нерешенных вопросов. Во многих местах карбон недостаточно расчленен. Остается невыясненным точный возрастной диапазон средне-позднекарбонных отложений в Бакайской синклинали.

До сих пор практически не доказан раннекаменноугольный возраст метаморфизованных осадочных пород, развитых в Балкымбайской грабен-синклинали (балаталдыкская свита). Не все разделяют взгляд о принадлежности этих отложений к каменноугольной системе вообще. В урочище Балкымбай выявились значительные расхождения в определении возраста средне- и позднекарбонных известняков по различным группам ископаемых организмов (фораминиферы, кораллы, брахиоподы).

Очень важной является разработка стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ нижнего карбона Прииргизья, еще совсем недавно относившихся всеми исследователями к силуру и девону. В этом районе предстоит многое сделать для детального и обоснованного стратиграфического расчленения осадочных толщ среднего и верхнего карбона, выяснить характер и продолжительность перерывов в осадконакоплении в карбоне и на границе перми. Эти работы только начаты. Кстати, пока остается неясным и возраст красноцветных грубообломочных пород, обнаруженных в скважинах под долиной р. Иргиз. Отсутствуют обобщающие работы по палеогеографии карбона Западного Казахстана.

С отложениями карбона связаны месторождения каменного угля, известняков и местных строительных материалов. С эффузивным комплексом нижнего карбона связаны серноколчеданные месторождения Прииргизья.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения перми широко распространены на большей части Западного Казахстана. Они отсутствуют почти всюду в Мугоджарах и на их ближайшей периферии, а также в центральных частях Южно-Эмбенского, Северо-Бузачинского и Байчагырского гравитационных максимумов. Наиболее полные выходы отложений перми имеются в Актюбинском Приуралье: только здесь обнажены докунгурские отложения и широко развиты породы кунгура и верхней перми. На ряде соляных структур на поверхность выходят кунгурские и верхнепермские отложения. Красноцветы предположительно верхней перми обнажаются в узком грабене в разломной зоне западного ограничения Главного Мугоджарского хребта. Мощные толщи, главным образом верхней перми, слагают хребты Каратау и более мелкие горы на Мангышлаке.

На остальной территории отложения перми залегают на различных нередко значительных глубинах под толщей мезозойских и кайнозойских пород. Во многих местах пермские отложения вскрыты бурением. Докунгурские породы обнаружены глубокими скважинами на северной и восточной прибортовых частях Прикаспийской впадины, а также на ее окраине в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Ряд скважин пробурен в них в Актюбинском Приуралье и к западу от Кокпектинской антиклинали в Западном Примугоджарье. Породы кунгура и верхней перми вскрыты на многих соляных структурах и их периферии в различных районах Прикаспийской впадины. В ряде случаев отложения верхней перми пройдены в межкупольных депрессиях. Верхнепермские породы обнаружены многими скважинами на периферии Мугоджар (юг Шошкакольской мегасинклинали, п-ов Куланды и др.), на плато Устюрт и на Мангышлаке (в том числе на п-ове Бузачи и Южно-Мангышлакском плато).

В большинстве районов отложения нижней перми (Прикаспийская впадина, Актюбинское Приуралье, Западное Примугоджарье) представлены морскими осадками, причем кунгур Прикаспийской впадины сложен мощными толщами солей. Соляные толщи имеются также в верхнепермских (казанских) отложениях. Только на Мангышлаке низы развитого здесь каратауского комплекса, возможно принадлежащие уже к нижней перми, представлены континентальными породами. Наоборот, в верхней перми на всей территории Западного Казахстана преобладают красноцветные осадки преимущественно континентального происхождения.

Первые сведения об отложениях перми Прикаспийской впадины, Актюбинского Приуралья и Мангышлака содержатся в работах известных естествоиспытателей XVIII и XIX веков: И. И. Лепехина (1771), П. С. Палласа (1788), Н. А. Северцова (1860), И. Б. Ауэрбаха (1871), Н. П. Барбота де Марни (1874), М. М. Новаковского (1887), С. Н. Никитина (1887), Н. И. Андрусова (1887).

Нижняя пермь Актюбинского Приуралья наиболее детально изучена В. Е. Руженцевым (1936, 1948, 1951, 1952, 1954), И. В. Хворовой (1961), А. К. Замареновым (1962). Красноцветные отложения верхней перми Актюбинского Приуралья впервые расчленили в 1933 г. Е. В. Воинова, Е. Э. Разумовская, Н. К. Разумовский и А. В. Хабаков. Несколько позднее стратиграфические схемы верхнепермских отложений предложили В. Е. Руженцев (1934) и П. И. Климов (1936). Результаты проведенного здесь бурения обобщены В. В. Липатовой (1958, 1959, 1962) и А. К. Гусевым (1965), которые ряд выделенных ими стратигра-

фических подразделений обосновали палеонтологическими находками. Палинологическое обоснование расчленения пермских отложений Актюбинского Приуралья провели С. Р. Самойлович (1960) и Е. Ф. Шаткинская (1958, 1961).

В западной части Прикаспийской впадины отложения перми, обнажающиеся на горах Чапчачи и Малое Богдо, наиболее подробно рассмотрены А. А. Богдановым (1934), а по данным бурения, проведенного в этих районах, — С. С. Коробовым (1959).

В восточной части Прикаспийской впадины детальная характеристика выходов красноцветов верхней перми в районе оз. Индер дана А. Н. Волковым (1937), В. В. Мокринским (1938 г.), Н. А. Храмовым (1939) и Е. И. Соколовой (1958).

На Южной Эмбе верхняя пермь наиболее детально изучена Г. Е.-А. Айзенштадтом (1956), Е. И. Соколовой (1958, 1961) и Ю. С. Кононовым (1959, 1962).

На Подуральском плато верхнюю пермь из состава красноцветов пермо-триаса выделил в скважинах Жаксымая Н. А. Храмов (1939). Позднее верхнепермская часть красноцветов на куполах Жаксымай и Шубаркудук выделялась В. С. Чернобровом (1943), В. К. Василенко (1947) и др.

В восточной прибортовой части Прикаспийской впадины красноцветные отложения пермо-триаса впервые вскрыты на куполе Муртук в 30-х годах. Первыми их расчленили в 1958 г. В. А. Гаряинов и А. К. Замаренов. В дальнейшем более детально их подразделили и описали А. Б. Вайнблат (1962, 1964, 1965) и А. К. Замаренов, Б. Б. Бейсенов и Л. П. Трайнин (1962).

Соленосные отложения кунгура Прикаспийской впадины наиболее подробно освещены в работах Ю. А. Косыгина (1943), С. М. Кореневского (Кореневский, 1957, 1961; Кореневский и Горюнов, 1958; Кореневский и Воронова, 1966), Г. Е.-А. Айзенштадта (Айзенштадт и др., 1958; Айзенштадт и Герштейн, 1963) и др.

В 50—60-е годы на северной, восточной и южной прибортовых частях Прикаспийской впадины глубокими скважинами вскрыты подсолевые отложения нижней перми, которые наиболее полно описаны Г. Е.-А. Айзенштадтом, Н. Н. Лапиной и Д. Л. Степановым (1957, 1961), Г. Е.-А. Айзенштадтом, И. А. Пинчук (1961), Р. И. Грачевым (1958), В. С. Днепровым (1959), П. Я. Авровым, З. Е. Булекбаевым и др. (1965).

Впервые пермский возраст нижней части каратауского комплекса Мангышлака предложил М. В. Баярунас (1911). Он же расчленил эту часть разреза на ряд толщ (Баярунас, 1911, 1915, 1936). В 1936—1937 гг. В. В. Мокринский (1952) предложил более обоснованную стратиграфическую схему пермских отложений Мангышлака, которая в основных чертах принята и в настоящее время. В дальнейшем стратиграфией перми Мангышлака занимались С. Н. Алексейчик (1941), Б. А. Корженевский (1956), А. Е. Шлезингер (1959, 1965), В. Н. Винюков (1963) и др.

В конце 50-х годов отложения нижней перми и отчасти верхней перми вскрыты бурением на периферии Мугоджар. Наиболее детально они описаны Р. Г. Гарецким (1957, 1962), Ю. С. Шахиджановым (1961), Р. Г. Гарецким, И. Б. Кононовой и С. Ф. Щербович (1963).

Нижняя пермь в Западном Казахстане подразделяется на четыре яруса: ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский. Нижняя граница перми принята по подошве швагеринового горизонта. В ряде районов (Актюбинское Приуралье, борта Прикаспийской впадины, Западное Примугоджарье) по фораминиферам в первых двух ярусах

выделяются горизонты и подгоризонты. В разрезах некоторых скважин Актюбинского Приуралья не удастся разделить эти ярусы, поэтому здесь описаны нерасчлененные ассельско-сакмарские отложения. Артинские отложения в Актюбинском Приуралье расчленяются на два подъяруса: нижний и верхний.

Отложения кунгура в Актюбинском Приуралье и в восточной бортовой части Прикаспийской впадины подразделены на ряд толщ и пачек. В кунгуре Прикаспийской впадины в некоторых районах выделяются чисто местные свиты. Так, на Индере соляная толща расчленена на четыре свиты.

В верхней перми Западного Казахстана одни исследователи выделяют все три яруса (уфимский, казанский и татарский), другие — только два последних. Отложения верхней перми Актюбинского Приуралья подразделяются на пять местных свит. В Прикаспийской впадине среди отложений верхней перми выделены ярусы и подъярусы, а последние в ряде случаев подразделены на толщи и пачки. В восточной прибортовой части впадины в составе верхнетатарского подъяруса намечено три свиты. Пермь Мангышлака, входящая в единый с триасом каратауский комплекс пород, подразделены на три свиты (снизу вверх): биркутскую, отпанскую и долнапинскую. На восточном Мангышлаке верхняя часть перми вместе с нижним и средним триасом объединена в восточнокаратаускую серию, которая разбивается на несколько толщ, имеющих буквенные обозначения. Они описаны в разделе, посвященном триасу Мангышлака. На периферии Мугоджар отложения верхней перми расчленены на ряд толщ.

Верхнепермские отложения Устюрта, п-ова Бузачи и отчасти Южного Мангышлака, вскрытые здесь скважинами, и недостаточно обоснованно отделяющиеся от нижнего триаса, описаны как «пермтриасовые» в специальном разделе.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

На территории казахстанской части Урала пермские отложения сохранились на очень небольших площадях. Они известны в южной части Орь-Илекской возвышенности, где слагают центральную часть Бакайской синклинали, и вдоль западного края Мугоджарских гор.

Присутствие предположительно нижнепермских отложений в Бакайской синклинали впервые было отмечено в 1942 г. Г. И. Водорезовым. О наличии здесь двух последовательных конгломерато-песчано-сланцевых серий, из которых верхняя имеет предположительно позднекаменноугольный или еще более молодой позднепалеозойский возраст, указывал А. А. Петренко (1953). Р. Г. Гарецким (1962) впоследствии было высказано мнение об отсутствии в Бакайской синклинали отложений более молодых, нежели верхний карбон. Р. А. Сегединым (1966) вновь приведены данные, свидетельствующие о существовании в Бакайской синклинали отложений, более молодых, чем средний-верхний карбон.

Условно к нижней перми (предположительно к ассельскому ярусу) относятся залегающие с разрывом на палеонтологически охарактеризованных отложениях среднего-верхнего карбона конгломераты и песчаниково-алевролитовая пачка пород, развитые на правобережье среднего течения р. Аралтобе и в низовьях впадающей в нее р. Бакай, а также на небольшом участке долины среднего течения р. Кокпекты.

В основании этих отложений лежит пачка грубообломочных пород, состоящих из гальки, валунов и крупных, в различной степени окатанных глыб разнообразных пород, среди которых преобладают различные

известняки, мергели, известковистые песчаники и глинистые сланцы из нижележащих каменноугольных отложений. В значительно меньшем количестве встречаются угловатые обломки и галька кремнистых сланцев; кварца и изверженных пород. Выше конгломераты переслаиваются с полимиктовыми грубо- и среднезернистыми известковистыми песчаниками, количество которых вверх по разрезу увеличивается, появляются прослой алевролитов и глинистых сланцев, сходных с породами нижележащей средне-верхнекаменноугольной толщи.

В известняковой гальке из описанного конгломерата содержатся визейские и намюрские брахиоподы (Водорезов, 1960), а также комплекс фораминифер мячковского горизонта верхнемосковского подъяруса среднего карбона, не отличимый от того, что содержится в известняках нижележащей средне-верхнекаменноугольной толщи, непосредственно подстилающей в этом месте описываемые конгломераты (Сегедин, 1966). Мощность нижнепермских отложений в этом районе не превышает, по-видимому, 300 м.

Вдоль западного края Мугоджарских гор породы предположительно позднепермского возраста прослеживаются участками в пределах относительно узкой меридиональной полосы, зажатой в тектоническом блоке между двумя региональными разломами. Местами эти разломы соединяются и описываемые отложения там отсутствуют; где разломы расходятся, ширина выходов отложений достигает 2 км. Морфологически полоса выходов этих пород часто представляет собой депрессию между каменистыми грядами, сложенными верхнедевонскими отложениями. Местами описываемые породы сами образуют отчетливо выраженные в рельефе меридиональные гряды, как, например, гряды Кызыладыр на правом берегу р. Эмбы, там, где эта река выходит из гор на Предмугоджарскую равнину.

Обнажены породы предположительно позднепермского возраста плохо. Их выходы отмечаются севернее р. Аулие, в районе рек Ащисай и Кубансай, оз. Каракол и на упоминавшихся грядах Кызыладыр в верховьях Эмбы. Они имеют характерную буровато-красную и лиловато-красную окраску на выходах, благодаря чему площади развития этих пород четко отграничиваются от пород другого возраста.

Наиболее высокие гряды Кызыладыр сложены крупногалечными полимиктовыми конгломератами, с размерами гальки до 10—20 см в поперечнике, переслаивающимися с более мелкогалечными конгломератами. Конгломераты состоят преимущественно из очень хорошо окатанной гальки различных известняков: светло-серых, белых и розовых криптокристаллических, белых с розовыми пятнами крупнокристаллических и светло-серых мелкокристаллических. Меньшее значение имеет галька кварцевых альбитофиров сургучно-красных и зеленых яшм, известковистых полимиктовых песчаников, габбро, слюдистых кварцитов, гнейсов и других пород.

Пачки конгломератов чередуются с пачками полимиктовых гравелитов и песчаников, которым в рельефе соответствуют обычно межгрядовые понижения. Цемент как в конгломератах, так и в гравийно-песчаных породах — карбонатный.

По данным З. М. Маховой (1951 г.), в районе р. Аулие в строении толщи принимают участие также часто переслаивающиеся красноцветные конгломераты, известняки, песчаники и глины.

В гальке из конгломератов с гряды Катынадыр содержатся, по данным Г. И. Водорезова (1959 г.), брахиоподы визейского возраста, а из района горы Карашандах Г. С. Трошиным (1952 г.) собраны кораллы ранне-среднекаменноугольного возраста. Других данных о возрасте этих отложений пока не имеется. Г. И. Водорезов относит

их к нерасчлененному верхнему палеозою. Р. Г. Гарецкий (1962) считает их позднепермскими, поскольку они ничем не отличаются от красноватых пород верхней перми, известных в районе соляных куполов Жилансаид и Мортук в Западном Примугоджарье. Мощность описываемых отложений достигает 400—500 м.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ

Нижний отдел

Нижнепермские отложения в Актюбинском Приуралье развиты значительно шире, чем каменноугольные породы. Однако восточная граница их современного распространения несколько смещена к западу по отношению к аналогичной границе верхнего карбона.

Среди нижнепермских отложений Актюбинского Приуралья в настоящее время возможно выделить ассельский и сакмарский ярусы, нерасчлененный ассельско-сакмарский комплекс пород, артинский и кунгурский ярусы.

Ассельский ярус

Выходы ассельских пород в Актюбинском Приуралье наблюдаются на ряде участков крайней восточной полосы их современного распространения — в долине рек Табантал, Айдарлыаша, Шолаксай, Орташа, Шанды, Жаксыкаргала, Домбар и Кия, а также несколько западнее — на крыльях Синтасской и Белогорской антиклинальных складок.

В наиболее полном разрезе по р. Айдарлыаша ассельский ярус сложен сероцветными песчаниками и аргиллитами, которые то чередуются между собой, то составляют небольшие глинистые или песчаные пачки. В верхней части встречаются небольшие конкреции мергелей. Особенностью разреза является преобладание среди песчаников разнозернистых и грубозернистых разностей, а в верхней части — гравелитов и конгломератов, на отдельных уровнях включающих глыбы и валуны известняков. По И. В. Хворовой (1961), этот разрез отвечает Айдарлыашинскому выносу грубого материала, сказавшегося на составе отложений сакмарского яруса. Мощность ассельских отложений на данном участке И. В. Хворова определяет в 320 м.

Севернее, по р. Орташа, между двумя выносами грубого материала — Айдарлыашинским и Актастинским — ассельский ярус представлен более тонкими песчано-глинистыми отложениями, среди которых лишь в самой нижней части отмечается прослой гравелита, а выше содержатся прослои глинистых и песчаных известняков. В одном из интервалов встречена оползневая брекчия с гальками и валунами известняков. Мощность этих пород составляет здесь всего 150 м.

Севернее р. Орташа в пределах Актастинского выноса ассельский ярус сложен главным образом грубообломочным комплексом пород. Еще севернее, примерно до р. Жаксыкаргала, грубообломочный материал исчезает и ассельский ярус содержит песчано-глинистые породы, примерно сходные с синхронными отложениями р. Шанды. Такой тип ассельских отложений к северу сменяется участком грубообломочных пород. Центр этого выноса располагается примерно в нижнем течении р. Домбар, отчего он получил наименование Домбарского выноса. Севернее последнего располагается самый северный в Актюбинском

Приуралье Киинский вынос грубообломочного материала. Эта полоса грубых пород севернее сливается с аналогичной полосой в бассейне р. Алимбет, расположенной на юго-востоке Оренбургского Приуралья. Здесь ассельский ярус представлен грубообломочными породами: почти нацело сложен конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Песчано-глинистые пачки в этом разрезе очень редки. Конгломераты полимиктовые, состоящие из галек древних пород Южной оконечности Урала и известняков, от мелко- до крупногалечных, как правило, с большим количеством валунов и глыб известняков, реже изверженных пород. Мощность ассельского яруса здесь 820 м.

Западнее описываемых участков сохраняется та же закономерность в изменении литологического состава ассельского яруса в направлении с юга на север, но эти переходы осуществляются менее резко, причем более отчетливо они выражены на восточных крыльях Белогорской и Синтасской антиклинальных складок. Показательным в этом отношении является разрез ассельского яруса правого берега р. Жаманкар-гала на крыльях Белогорской антиклинали (Актастинский вынос). На восточном крыле ярус сложен аргиллитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами мощностью 640 м, а на западном — полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с единичными прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов и органогенно-обломочных известняков мощностью 875 м.

Ассельские отложения в полосе выходов их на дневную поверхность довольно богаты разнообразной фауной (Руженцев, 1952, 1954; Хворова, 1961).

В различных разрезах В. Е. Руженцевым определены характерные для ассельского яруса виды аммоноидей: *Aristoceras appressum* Ruzh., *Prothalassoceras serratum* Maxim., *P. sp.*, *Eoasianites hartmannae* Ruzh., *E. subhanieli* Ruzh. Кроме того, им обнаружены виды с более широким вертикальным распространением: *Neopronorites rotundus* (Maxim.), *N. schucherti* (Ruzh.), *N. tenuis* (Karg.), *Daixites antipovi* Ruzh., *D. attenuatus* Ruzh., *Artinskia kazakhstanica* Ruzh., *A. multituberculata* Ruzh., *A. naliokini* Ruzh., *Agathiceras uralicum* Karg. и др.

Из наутилоидей в ассельском ярусе В. Е. Руженцев отмечает *Dolorthoceras stiliforme* Shimansky, *Kinoceras serenum* Shimansky, *Stenobactrites mirus* Shimansky, *Tabantaloceras planum* Shimansky, *Cycloceras laevigatum* M'Coу, *Bactrites sempiternus* Shimansky, *Belemnitomimus palaeozoicus* Shimansky и некоторые другие.

Среди фораминифер, по определению С. Е. Розовской из сборов В. Е. Руженцева, в ассельском ярусе присутствуют прежде всего характерные для этих отложений швагерины *Schwagerina vulgaris* Scherb., *S. mukhamedjarovi* Scherb., *S. fusiformis* Krotow, *S. kargalensis* Scherb., *S. constans* Scherb., *S. shamovi* Scherb., *Paraschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *P. akhundovi* Raus., *P. schwageriniformis* (Raus. et Bel.), *Pseudoschwagerina intermedia* Raus., *P. aktjubensis* Raus., *P. primigena* Raus. Из других более широко распространенных видов здесь встречены *Triticites (Triticites) schwageriniformis* Raus. var. *nana* Ros., *T. (T.) noinskyi* Raus., *T. (Rauserites) sphaericus* Ros., *T. (R.) rhodesi* Needham, *T. (R.) karlensis* Ros., *T. (R.) parvulus* (Schellw.), *T. (R.) stuckenbergi* Raus., *T. (R.) contractus* (Schellw.), *T. (Jigulites) jigulensis* Raus., *Rugosofusulina latioralis* Raus., *R. serrata* Raus., *R. moderata* Raus., *Daixina ruzhencevi* Ros., *D. sokensis* (Raus.), *Pseudofusulina krotowi* (Schellw.) и др.

Сакмарский ярус

Породы сакмарского яруса в Актюбинском Приуралья выходят на поверхность на тех же участках, что и ассельские, составляя с последними единый комплекс преимущественно терригенных и грубообломочных отложений. Характерными чертами их также являются довольно резкие фациальные изменения по площади в восточной полосе их развития и наличие двух основных типов разреза: на участках выносов грубообломочного материала и между выносами. В первом типе, как и для ассельского яруса, широко распространены песчано-гравелитовые и конгломератовые толщи, а во втором — песчано-глинистые и частично карбонатные отложения. Однако на ряде участков сакмарские отложения значительно отличаются от подстилающих их ассельских пород. Так, в разрезе по р. Айдарлыаша они сложены значительно более грубообломочным комплексом пород, мощность которых в два раза превышает мощность ассельского яруса на этом участке (710 м). Напротив, на площади мощного Киинского выноса, где, как отмечалось, ассельский ярус представлен почти исключительно гравелитами и конгломератами, в нижней части сакмарского яруса развита мощная пачка относительно тонких песчано-глинистых пород. Значительно больше в этом разрезе песчаников, хотя последние имеют, как правило, грубый состав. Гравелиты и конгломераты составляют здесь примерно половину разреза сакмарского яруса. Мощность этих отложений И. В. Хворовой определяется в 456 м.

Менее грубым по составу по сравнению с ассельским ярусом является также сакмарский ярус Синтасской складки. В отличие от первого, содержащего в разрезе пачки гравелитов и конгломератов, в сакмарском песчано-глинистом комплексе встречаются лишь линзовидные прослои разнозернистых и грубозернистых разностей песчаников. Мощность отложений сакмарского яруса на этом участке равна 265 м.

На участке между Айдарлыашинским и Актастинским выносами грубообломочного материала (р. Орташа) среди песчано-глинистых отложений сакмарского яруса наблюдается гораздо больше, чем в ассельском ярусе карбонатных пород (мергелей и доломитизированных известняков). Следует отметить, что указанная для ассельского яруса смена разреза на западном крыле Белогорской антиклинали по отношению к сакмарскому ярусу осуществляется не на всех участках этой складки. Так, на продолжении Айдарлыашинского выноса, как показывают материалы пробуренных скважин, и на западном крыле Белогорской антиклинали сакмарские отложения сохраняют довольно грубый состав. Здесь среди песчано-глинистых пород встречаются крупнозернистые песчаники, гравелиты и даже мелкогалечные конгломераты. Это позволяет сделать вывод о том, что затухание потоков, несущих в сакмарский бассейн грубый обломочный материал, происходило не на одинаковом удалении от береговой линии. Несомненно и то, что последняя имела весьма неровные очертания, то выклиниваясь на запад, то отступая на восток в сторону Уральского хребта.

В описанных сакмарских отложениях восточной части Актюбинского Приуралья содержится довольно разнообразная фауна амmonoидей, среди которых В. Е. Руженцев (1952) определил характерные для этого яруса виды: *Sinartinskia principalis* Ruzh., *Medlicottia semota* Ruzh., *M. vetusta* Ruzh., *Thalassoceras multifidum* Ruzh., *Metalegoceras noinskyi* Ruzh., *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Uraloceras burtiense* (Voïn.), *Sakmarites inflatus* Ruzh. Кроме того, им указываются виды более широкого вертикального распространения: *Boesites*

serotinus Ruzh., *Neopronorites tenuis* (Karp.), *N. shinini* Ruzh., *Daixites attenuatus* Ruzh., *Paragastrioceras ultuganense* Ruzh., *P. kirghizorum* Voip. и др. Фораминиферы, хорошо сохранившиеся, встречены лишь в сакмарском ярусе на р. Табантал, откуда, по сборам В. Е. Руженцева, С. Е. Розовская определила *Rugosofusulina serrata* var. *valens* Raus., *Pseudofusulina rhomboides* Scham. et Scherb., *P. sulcata* Korzh., *P. ischimbajevi* Korzh., *P. ex gr. verneuili* Moell.

Помимо отмеченных поверхностных выходов отложения ассельского и сакмарского ярусов вскрыты скважинами в северной части Белогорской антиклинали и в пределах Петропавловской и Жилинской складок. На Белогорской и Петропавловской антиклиналях ассельско-сакмарские отложения представлены комплексом пород, характерным для площадей между выносами грубообломочного материала: аргиллитами, глинами с прослоями алевролитов, песчаников, реже известняков, мелкогалечных конгломератов и алевритистых мергелей. Вскрытая мощность этих отложений колеблется в пределах 1000—1300 м.

На Жилинской брахиантиклинали разрез ассельско-сакмарских отложений несколько отличается от синхронных отложений более восточных площадей. Здесь отчетливо намечаются ритмы довольно значительной мощности (от нескольких десятков сантиметров до 100—200 м), в каждом ритме преобладают то глинистые, то песчаные породы. Мощность отложений на Жилинской складке равна 1200 м.

Имеющийся палеонтологический материал недостаточен для расчленения этих пород на ярусы, отчего на данной стадии изученности описанные отложения относятся к нерасчлененному ассельско-сакмарскому комплексу.

Артинский ярус

Артинские отложения в Актюбинском Приуралье не менее широко распространены, чем ассельские и сакмарские. На востоке этого региона выходы их наблюдаются в пределах Каргалинской синклинали, на крыльях Белогорской антиклинали и в бассейне р. Кия. Западнее артинские отложения слагают крылья Синтасской и своды Петропавловской, Борлинской и Жилинской антиклинальных складок, а также они вскрыты довольно многочисленными глубокими скважинами на площадях трех последних из перечисленных складок, на Подгорненской антиклинали и на расположенных в западной части Актюбинского Приуралья Актюбинской, Бестамакской, Западно-Актюбинской, Драгомировской и Жосинской антиклиналях.

Артинские отложения залегают на сакмарских согласно, поэтому граница между ними в естественных выходах определяется в каждом случае по содержащейся в этих породах фауне аммоноидей и фораминифер. В разрезах скважин эта граница устанавливается главным образом по изменению спорово-пыльцевых комплексов, причем последние не позволяют различать в артинском ярусе нижний и верхний подъярусы, выделяемые по фауне в ряде разрезов естественных обнажений.

На востоке Актюбинского Приуралья, в пределах Каргалинской синклинали, артинские породы во многих пунктах перекрыты мезозойскими отложениями, поэтому разрез их составить трудно. В целом артинский ярус характеризуется большим развитием грубообломочных пород: конгломератов и гравелитов, залегающих пачками среди песчано-глинистых отложений.

Из фауны в артинских отложениях Каргалинской синклинали В. Е. Руженцевым (1951) обнаружены и определены аммоноидеи *Parapronorites urmensis* Tchern., *Artinskia artiensis* Grün., *Medlicottia orbignyana* (Verh.), *Stacheoceras krasnopolskyi* Кагр., *Thalassoceras* sp.

Несколько западнее, на западном крыле Белогорской антиклинали, представляется возможным проследить разрез артинского яруса почти от самых южных участков Актюбинского Приуралья до северной периклинали этой складки. В самом южном пункте этой полосы по р. Сугурсай в неполном разрезе артинского яруса нижний подъярус сложен песчано-глинистыми породами с тонкими прослоями доломитов, а верхний — главным образом полимиктовыми конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками, среди которых лишь аргиллиты и мелкозернистые песчаники наблюдаются подчиненными прослоями. Мощность этих отложений, по данным И. В. Хворовой, 480 м. К северу отложения артинского яруса меняют свой литологический состав. Так, по р. Табантал нижнеартинский подъярус представлен толщей глин и аргиллитов с прослоями песчаников и серых глинистых известняков, а верхнеартинский — в нижней части песчано-глинистыми породами, а в верхней — брекчиевидными известняками с двумя прослоями глин. Из-за отсутствия фауны в нижней части этого разреза подъярусы выделены здесь несколько условно. Мощность нижнеартинского подъяруса около 300 м, а верхнеартинского 150 м.

Примерно такой же тип артинских отложений сохраняется к северу до правого берега р. Жаманкаргала. Однако происходит еще большее обогащение разреза карбонатными породами: появляются довольно значительные по мощности пачки доломитов и известняков в песчано-глинистой толще нижнеартинского подъяруса и увеличивается мощность известняков верхнеартинского подъяруса.

К северу от р. Жаманкаргала происходит резкое замещение сначала известняков верхнеартинского подъяруса, а затем и терригенно-карбонатных пород нижнеартинского подъяруса конгломератовой толщей Актастинского выноса грубообломочного материала. Особенно резко замещаются известняки верхнеартинского подъяруса. В нижнеартинском подъярусе конгломераты появляются отдельными горизонтами в мощной песчано-аргиллитовой толще и содержат линзовидные прослои песчаников и гравелитов. Конгломераты мелкогалечные, полимиктовые, больше чем наполовину состоят из галек известняков. Мощность нижнеартинского подъяруса на этом участке оценивается И. В. Хворовой в 619 м, а верхнеартинского — в 500 м.

В северной части Белогорской антиклинали нижнеартинский подъярус сложен песчано-глинистыми породами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов, а в верхнеартинском все большую роль приобретают серые и коричневатые брекчиевидные известняки, составляющие почти три четверти разреза. Примерно такой же разрез артинского яруса и севернее Белогорской антиклинали до бассейна р. Кия, где начинается следующий, Кийский вынос грубообломочного материала. Разрез этих отложений на последнем участке напоминает разрез артинского яруса Актастинского выноса, хотя и имеет свои особенности. В частности, здесь в нижнеартинском подъярусе значительно больше конгломератов, которые при полимиктовом составе содержат очень мало гальки карбонатных пород. Мощность нижнеартинского подъяруса на р. Кия равна 400 м. Мощность конгломератов верхнеартинского подъяруса, по данным И. В. Хворовой, не менее 500 м.

В нижнеартинском подъярусе Актюбинского Приуралья В. Е. Руженцевым определены *Artinskia artiensis* (Grün.), *Daraelites elegans* Tchern., *Neopronorites skvorzovi* (Tchern.), *Artioceras hpaemum* (Ruzh.), *Aktubinskia notabilis* (Ruzh.), *Agathiceras* (*Agathiceras*) *uralicum* (Карп.), *Medlicottia intermedia* Ruzh., *Paragastrioceras tchernowi* Ruzh., *Uraloceras involutum* (Voin.), *Eothinites kargalensis aktubensis* (Ruzh.), *E. kargalensis* Ruzh., *Neoshumardites triceps* Ruzh. и др.

Из фораминифер И. В. Хворова указывает (определения С. Е. Розовской): *Pseudofusulina urasbajevi* Raus., *P. paraconcavatus* Raus., *P. concavatus* Viss., *P. curtata* Raus.

Среди кораллов Т. А. Добролюбовой определены *Cystophora* cf. *monoseptata* Добр., *Protolonsdaleiastraea* cf. *atbassarica* Gorsky, *Lonsdaleiastraea* sp., *Orionastraea* aff. *stuckenbergi* Geras., *Wentzella* aff. *stylidophylloides* Добр. В верхнеартинском подъярусе Белогорской антиклинали из сборов А. К. Замаренова, Г. В. Маймескул определила аммоноидей *Paragastrioceras jossae* (Vern.), *Uraloceras involutum* (Voin.), *Waagenina subinterrupta* (Krot.), *Popanoceras sobolewskyanum* (Vern.), *P. annae* Ruzh., *P. ringianum* (Vern.), *Marathonites invariabilis* Ruzh.

Еще больше видов аммоноидей верхнеартинского подъяруса определил из разных разрезов района В. Е. Руженцев: *Adrianites subkrotowi* Ruzh., *A. fredericki* Emel., *Neopronorites permicus* (Tchern.), *Marathonites invariabilis* Ruzh., *M. timorensis* Han., *Stacheoceras krasnopol'skiyi* Карп., *Paragastrioceras ellipsoidale* (Fred.), *P. karpinski* (Fred.), *Uraloceras fedorowi* (Карп.), *Metalegoceras sogurense* Ruzh., *M. ajdaralense* (Ruzh.) и др.

Из фораминифер в верхнеартинском подъярусе встречены (определения С. Е. Розовской): *Pseudofusulina insignita* Vis., *P. anderssoni* Schellw., *P. verneuili* Moell., *P. moelleri* Schellw., *P. solida* (Schellw.) var. *allaguwatovi* (Raus.), *P. cutcanensis* Raus., *Parafusulina solidissima* Raus. и др.

Несколько западнее, на Петропавловской антиклинали, полного разреза артинского яруса по обнажениям составить невозможно, так как на дневную поверхность выходят породы главным образом верхнеартинского подъяруса. Однако нижнеартинский подъярус вскрывается многочисленными глубокими скважинами. Граница между подъярусами из-за отсутствия находок фауны проводится условно по появлению в разрезе более грубых песчано-гравелитовых пород. Нижнеартинский подъярус Петропавловской складки представлен сероцветными глинами, аргиллитами, песчаниками и аргиллитами, составляющими пачки с преобладанием песчаных или глинистых пород, а верхнеартинский — преимущественно разнозернистыми песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, среди которых наблюдаются небольшие пачки аргиллитов и глин. В самой верхней части верхнеартинского подъяруса у северной периклинали складки появляется пачка (20—25 м) светлых перекристаллизованных известняков. Мощность нижнеартинского подъяруса на Петропавловской складке колеблется в пределах 900—1050 м, а верхнеартинского — 350—400 м.

В пределах Жилинской брахиантиклинали на дневную поверхность выходят породы верхнеартинского подъяруса и самые верхи нижнеартинского. Кроме того, оба подъяруса вскрываются многочисленными глубокими скважинами. Граница между ними по тем же причинам, что и на Петропавловской складке, проводится условно. Однако на этом участке она более уверенно определяется по литологическим

признакам, так как породы верхнеартинского подъяруса обладают несравнимо более грубым составом.

Отложения нижнеартинского подъяруса Жилианской брахиантиклинали в отличие от синхроничных отложений Петропавловской складки содержат в разрезе отдельные прослои гравелитов и известняков. Мощность этих отложений колеблется в пределах 950—1050 м. Верхнеартинский подъярус Жилианской складки в нижней части представлен разнозернистыми песчаниками, гравелитами с прослоями глин и аргиллитов, а выше слагается почти исключительно толщей полимиктовых конгломератов, содержащих валуны, глыбы и редко линзовидные прослои известняков. По верхнеартинскому подъярусу Жилианский участок является прямым продолжением на запад мощного Актастинского выноса грубообломочного материала. На самых западных антиклинальных складках Актюбинского Приуралья (Актюбинской, Бестамакской, Западно-Актюбинской, Драгомировской и Жосинской) артинские отложения вскрыты глубокими скважинами под мощной толщей кунгурских гидрхимических осадков и более молодых отложений. Большинство из них вскрывает лишь верхние горизонты артинского яруса. Только две скважины (Г-14 на Бестамакской и Г-1 на Драгомировской антиклиналях) прошли толщу артинских пород, истинная мощность которых составляет 800—900 м. В этих разрезах намечаются две несколько различные по литологическому составу части, которые условно сопоставляются с нижнеартинским и верхнеартинским подъярусами.

Нижняя часть сложена главным образом аргиллитами и глинами, среди которых лишь подчиненными прослоями встречаются алевролиты и мелко-среднезернистые песчаники. Для верхней, в основном песчано-глинистой, части характерно присутствие прослоев разнозернистых и грубозернистых песчаников, в верхней части разреза — серых мергелей и ангидритов, на отдельных уровнях даже гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Из фауны в артинских отложениях Актюбинского Приуралья известны лишь брахиоподы, изученные Д. Л. Степановым по сборам К. Х. Бакирова и М. А. Чимбулатова (1960 г.) из линзы известняка среди верхнеартинских конгломератов на Жилианской брахиантиклинали: *Martinia* ex gr. *parvula* Tschern., *M.* cf. *parvula* Tschern., *Martinia* sp., *Camarophoria* ex gr. *netschajevi* Tschern., *Pugnax* ex gr. *keyserlingi* Moell., *Marginifera stuckenbergiana* (Krot.), *Avonia* cf. *canuloides* Tschern. et Step., *Athyris planosulcata* Phill., *Orthotetes simensis* Tschern., *O.* cf. *regularis* (Waag.), *Dielasma elongatum* Schloth., *Dielasma* sp.

Этот комплекс брахиопод, включающий характерную для Урала форму *Marginifera stuckenbergiana* (Krot.), по заключению Д. Л. Степанова, указывает на артинский возраст вмещающих пород.

Кроме фауны в артинских отложениях Актюбинского Приуралья на многих площадях и на разных стратиграфических уровнях Е. Ф. Шаткинская по сборам А. К. Замаренова определила богатый спорово-пыльцевой комплекс, который позволяет устанавливать в целом артинский возраст вмещающих пород. Наиболее характерными видами для артинского яруса в этом спорово-пыльцевом комплексе ею считаются: *Protohaploxylinus perfectiformis* Schatk., *P. simplex* Schatk., *P. planus* Schatk., *P. clinata* Schatk., *Protodiploxylinus trimembris* Schatk., *P. fimineus* Schatk., *Protopodocarpus frectus* Schatk., *P. conigata* Schatk., *Protocedrus artinskia* Schatk., *Vittatina vittifer* Lub., *V. cinctutus* Sam., *Vittatina striata* Lub., *Cordaites luminosus* Schatk., *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.),

Azonaletes aequalis Schatk., *A. prosus* Schatk., *A. acinosus* Schatk., *A. virgulatus* Schatk., *A. visicularis* Schatk., *A. plectilis* Schatk., *A. vulgaris* Schatk. и *A. irregulariplicatus* Samoil.

Приведенная характеристика артинского яруса Актюбинского Приуралья показывает, что эти отложения, как и сакмарские, обладают чрезвычайно непостоянным разрезом и меняют свой состав как с севера на юг, так и с востока на запад. Особенно это характерно для верхнеартинского подъяруса, а в восточной половине описываемого района — для всех нижнепермских отложений. Нижнеартинский подъярус сложен терригенными и частично карбонатными породами, из которых гравелиты и конгломераты широко распространены только в разрезах Актастинского и Киинского выносов грубообломочного материала. На остальных участках эти породы встречаются редко, и нижнеартинский подъярус образуют терригенные отложения местами с прослоями известняков и доломитов.

Для верхнеартинского подъяруса на этой территории характерно наличие двух типов разреза: 1) преимущественно грубообломочные отложения — грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты с редкими прослоями аргиллитов, развитые на площадях Сугурсайского, Актастинского и Киинского выносов; 2) преимущественно карбонатные отложения: известняки, доломитизированные известняки, доломиты, на многих участках в нижней части с пачкой различной мощности терригенных пород, распространенные на площадях между отмеченными выносами.

В западной части Актюбинского Приуралья нижнеартинский подъярус становится более глинистым, а верхнеартинский — слагается песчаниками и аргиллитами, среди которых присутствуют прослои гравелитов, редко мелкогалечных конгломератов и серых мергелей.

Кунгурский ярус

Кунгурские отложения в Актюбинском Приуралье также широко распространены. Многочисленные выходы их наблюдаются прежде всего на востоке этого региона вдоль западного крыла Белогорской антиклинали, на крыльях Петропавловской антиклинали, а также севернее, по рекам Синтас, Киялыбуртя и в ряде других пунктов. Западнее этой полосы они обнажены в нижнем течении р. Табантал, на крыльях Жилианской брахиантклинали, к северу и югу от последней, на р. Жоса и к северо-западу от г. Актюбинска.

Буровыми скважинами кунгурский ярус был вскрыт по р. Табантал, на Борлинской антиклинали, южнее Петропавловской складки, севернее и южнее Жилианской и в пределах Жосинской, Драгомировской, Западно-Актюбинской, Актюбинской и Бестамакской антиклинальных складок. А. К. Замаренов (1962) для Актюбинского Приуралья выделяет два типа разреза кунгурских отложений: александровский и актюбинский.

Александровский тип разреза развит главным образом в восточной части района, относительно неширокой (8—10 км) меридиональной полосой протягивающейся от верховьев р. Табантал на юге до р. Киялыбуртя на севере. Западнее, на большей части Актюбинского Приуралья, развит актюбинский тип кунгурских отложений. Исключение составляет лишь Жилианский участок, в пределах которого развит александровский тип. Для александровского типа разреза кунгурского яруса характерен сульфатно-карбонатно-терригенный состав отложений и выделение во многих разрезах по литологическим признакам трех частей или пачек: нижней — преимущественно терригенной, сред-

ней — сульфатно-карбонатно-терригенной и верхней — карбонатно-терригенной. Не менее характерным для александровского типа является развитие в разрезе гипсов, приуроченных преимущественно к его средней части, и на отдельных участках — массивов рифовых известняков, занимающих по объему почти всю нижнюю и среднюю части кунгурского яруса.

Наиболее полный и типичный разрез александровского типа развит на западном крыле Белогорской антиклинали вблизи пос. Александровского. Нижняя терригенная пачка сложена здесь преимущественно песчаниками и глинами, причем в нижней части преобладают песчаники, на некоторых участках замещенные серыми плитчатыми известняками, а в верхней — глины, среди которых встречаются небольшие линзы известняков. Мощность всей пачки 270—280 м.

К средней пачке относится та часть разреза, в которой кроме терригенных пород присутствуют линзы гипса. Последние образуют две основные линзы мощностью 20—40 м и по простиранию частично замещаются известняками и глинами. Мощность средней пачки 290—300 м. Наконец, верхняя пачка кунгурского яруса на этом участке представлена песчаниками и глинами с прослоями известняков и мергелей. Мощность этой пачки 380—390 м.

Сходное строение имеет кунгурский ярус непосредственно западнее Петропавловской складки. Здесь, особенно на восточном крыле, еще довольно отчетливо прослеживается трехчленное деление на пачки. Однако в разрезе несколько увеличивается роль известняков. Полная мощность кунгурских отложений на восточном крыле Петропавловской антиклинали равна 930 м.

Севернее, на Синтасской антиклинали, кунгурские отложения представлены в основном песчаниками и глинами, среди которых в виде редких прослоев присутствуют известняки и мергели. Гипсы, характерные для средней пачки описанных выше разрезов, встречаются здесь единичными маломощными (4—6 м) линзами. Средняя пачка за счет замещения ее большей части терригенными породами, таким образом, сокращает мощность до 25—50 м. Однако общая мощность кунгурского яруса значительно больше, чем на отмеченных выше участках, и достигает 1400 м.

На западном крыле более южного участка Белогорской антиклинали кунгурские отложения сохраняют примерно тот же состав, что и в районе пос. Александровского. Наряду с этим здесь уже несколько сокращается по мощности нижняя терригенная пачка и увеличивается количество гипсовых линз, за счет чего средняя пачка разрастается в объеме. Кроме того, на одном из участков (р. Актасты) в разрезе кунгура появляется мощная толща рифовых водорослевых известняков, образующих рифовый массив до 450—500 м и замещающих сульфатно-терригенные и карбонатные породы нижней и средней частей кунгурского разреза.

Еще южнее на крыльях Борлинской брахиантиклинали кунгурский ярус сохраняет тот же сульфатно-терригенно-карбонатный состав, но на восточном крыле этой складки он более терригенный и содержит меньше гипсовых линз, чем на западном.

Последним участком, где развит кунгурский разрез александровского типа, является Жилинская брахиантиклиналь. В пределах этого участка кунгурский ярус, хотя и имеет общие черты, сходные с одновозрастными отложениями александровского типа восточной полосы, однако построен несколько сложнее, отличаясь главным образом большим развитием в разрезе карбонатных пород. Одновременно с этим на западном крыле Жилинской брахиантиклинали в кунгурских отло-

жениях развит мощный массив рифовых водорослевых известняков, аналогичный рифу на р. Актасты. Риф развивается здесь на небольшой пачке карбонатно-терригенных пород нижней части кунгурского яруса и имеет максимальную мощность 500—520 м. Полная мощность кунгурского яруса на Жилианской брахиантиклинали колеблется в пределах 620—700 м.

Нижняя граница кунгурского яруса александровского типа в большинстве случаев проводится либо по кровле известняков, либо по кровле конгломератов верхнеартинского подъяруса. Эта граница фиксирует не только резкое изменение характера осадков, но катастрофическое вымирание фауны амmonoидей и фузулиид, которая была хорошо развита в артинском, сакмарском, ассельском веках и в позднекаменноугольную эпоху.

Верхняя граница кунгурского яруса александровского типа выражена менее четко. В северной части Белогорской складки она улавливается по небольшому горизонту коры выветривания, который залегает на самом верхнем прослое кунгурских известняков и является продуктом разложения части последних. Выше этого горизонта прослеживается небольшой прослой серого тонкоплитчатого известняка, перекрывающегося красноцветными отложениями верхней перми.

А. К. Гусев (1965 г.) во многих пунктах Актюбинского Приуралья проводит верхнюю границу кунгурского яруса по подошве выделенной им акшатской свиты уфимского яруса.

Кунгурский возраст описанных отложений определяется по характерным спорово-пыльцевым комплексам, установленным Е. Ф. Шаткинской по сборам А. К. Замаренова в различных частях разреза и на разных участках. В состав этого комплекса входят: *Ginkgocycadophytus caperatus* Lub., *G. subrotata* (Lub.), *Cordaitina uralensis* (Lub.), *C. ornata* Lub., *Coniferites nudus* (Lub.), *Protohaploxypinus prolixus* (Lub.), *P. silvestritipus* Samoil., *P. elongatus* (Lub.), *Protopodocarpus alatus* (Lub.), *Protocedrus parvextensisaccus* Samoil., *Azonalates levis* Lub., *A. fabaginus* Samoil., *Azonalates indefinites* Samoil., *Azonotriletes cf. resistens* Lub., *Vittatina striata* Lub., *V. vittifer* Lub., *V. cincinnata* Lub., *V. subsaccata* Lub. и некоторые другие формы.

Кунгурские отложения Актюбинского Приуралья в полосе выходов их на дневную поверхность в последние годы детально изучались А. К. Гусевым (1965 г.), который разделяет этот комплекс пород на желтаускую и абзальскую свиты. В каждой из свит различается несколько пачек. Свиты имеют различную и характерную для каждой из них палеонтологическую характеристику. В нижней желтауской свите, примерно отвечающей нижней пачке А. К. Замаренова, отмечаются фораминиферы — *Hyperammia hirsuta* Gerke, *Eorlandia* sp., *Nodosinella* sp., *Tetrataxis secunda* Sol., *Pseudoendothyra sintasense* Igon (in litt.), *Globivalvulina* aff. *bulloides* Brady, *Nodosaria* cf. *incelebrata* Gerke, *N. tenuimirabilis* Sol., *Protonodosaria proceriformis* Gerke, *Frondicularia* (*Frondicularia*) *reliqua* Gerke и двустворчатые моллюски — *Netschajewia* Lich. Руководящими формами местного значения считаются *Tetrataxis secunda* Sol., *Pseudoendothyra sintasense* Igon, *Protonodosaria proceriformis* Gerke, не встреченные в артинском ярусе и в отложениях абзальской свиты. Остальные виды впервые появляются в отложениях желтауской свиты, но переходят и в верхнюю свиту.

Кроме этого, М. М. Васильевой и В. Н. Егоровой (из сборов А. К. Гусева) обнаружен кунгурский спорово-пыльцевой комплекс,

который по видовому составу чрезвычайно близок к приведенному выше комплексу, определенному Е. Ф. Шаткинской.

В абзальской свите, соответствующей примерно средней и верхней пачкам А. К. Замаренова, по данным А. К. Гусева (1965 г.), присутствуют фораминиферы, кораллы, двустворчатые, брюхоногие и головоногие моллюски, брахиоподы, остракоды и мшанки, причем руководящими среди них для данной свиты считаются: фораминиферы — *Saccamina parvula* Gerke, *Hiperamminoides affectus* Voyn., *Orthovertella simplicissima* K. M. Maclay, *Cornuspira megasphaerica* Gerke, *Nodosaria cassiformis* Igon. (in litt.), *N. bellula* Igon. (in litt.), *N. aculeata* Igon. (in litt.), *N. bogatirevi* Igon. (in litt.), *N. falcata* Igon. (in litt.), *Geinitzina tscherdinzewi* K. M. Maclay, *G. recta* Igon. (in litt.), *Flondicularia prima* Gerke и *F. mica* var. *kirbiiformis* Gerke; пелециподы — *Bakewella ceratophaga* Schloth., *Lima krotowi* St., *Lithophaga consobrina* (Eichw.); брюхоногие моллюски — *Pleurotomaria orientalis* Krot.; брахиоподы — *Rhynchopora variabilis* Stuck. и остракоды — *Moorea facilis* Schneid., *Healdia simplex* Raundy, *Bairdia garissonensis* Upson.

В абзальской свите определен также спорово-пыльцевой комплекс, в котором, по заключению М. М. Васильевой и В. Н. Егоровой, встречаются те же систематические группы, что и в нижней свите, но несколько меняются их видовой состав и процентное соотношение видов. Господствующее положение в этом комплексе занимает пыльца хвойных и вельвичевых, по сравнению с комплексом жельтауской свиты несколько возрастает роль пыльцы кордаитовых и спор папоротникообразных.

Абзальская свита, по А. К. Гусеву, имеет много общих форм с иреньским горизонтом кунгурского яруса Пермского Прикамья, а по литологической характеристике обнаруживает сходство с поповской и кошелевской свитами последнего района. Жельтауская свита из-за недостатка палеонтологических данных пока несколько условно сопоставляется с филипповским горизонтом Пермского Прикамья.

Актюбинский тип кунгурских отложений развит в Актюбинском Приуралье более широко, чем александровский, занимая территорию к западу от полосы выходов кунгурских пород на поверхность. Для него характерно присутствие толщи каменной соли, а на некоторых участках сопровождающих ее прослоев калийных солей. Так же показательно появление в разрезе ангидритов.

Наиболее обогащен терригенными породами кунгурский разрез на Жосинской складке, где по литологическим признакам можно выделить три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя, наиболее мощная часть (максимальная мощность 950 м) сложена в основном серыми песчаниками, глинами, алевролитами и ангидритами с тонкими прослоями мергелей, а иногда и доломитизированных известняков. Каменная соль наблюдается здесь отдельными линзовидными прослоями. Средняя часть состоит главным образом из каменной соли, на отдельных участках замещенной терригенными, карбонатными и сульфатными породами. Максимальная мощность этой части 480 м. Наконец, верхняя часть сложена как терригенными (глины, песчаники, алевролиты), так и сульфатными породами (гипсы, ангидриты). Мощность ее до 360 м.

Таким образом, на Жосинской складке кунгурский ярус представлен также трехчленным разрезом, где средняя часть в основном галогенная, а верхняя и нижняя — сульфатно-терригенные. Этот разрез еще близок к разрезу кунгура александровского типа. Здесь средняя пачка с гипсами замещена солью, а нижняя терригенная и верх-

няя карбонатно-терригенная — сульфатно-терригенными отложениями. Стратиграфические объемы этих частей могут не совпадать.

Южнее Жосинской складки мощность терригенной части разреза уменьшается, замещаясь каменной солью, которая за счет этого значительно увеличивает свой стратиграфический объем. На отдельных участках (Подгорненская антиклиналь) в толще каменной соли появляются линзы калийных солей, представленные сильвинитом, карналлитом и полигалитом. Однако и здесь сохраняется трехчленный характер разреза, а в галогенной толще присутствуют линзовидные прослои и горизонты терригенных пород.

Наиболее полные разрезы кунгурского яруса этого типа вскрыты на Западно-Актюбинской, Актюбинской, Бестамакской и Драгомировской антиклиналях в западной части Актюбинского Приуралья. Здесь в основании кунгурского яруса всюду распространена сульфатно-терригенная пачка, состоящая из светлых и серых ангидритов, серых песчаников и аргиллитов, на отдельных уровнях с линзовидными прослоями брекчий трения. Мощность этой пачки непостоянна, но в некоторых пунктах достигает 300—400 м.

Мощная галогенная часть разреза сложена в основном каменной солью с прослоями ангидритов и серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Терригенные породы в некоторых разрезах образуют пачки мощностью до 80 м, которые, однако, не выдержаны по площади, замещаясь частично или полностью каменной солью или ангидритами.

Верхняя сульфатно-терригенная пачка на указанных участках развита спорадически; в некоторых разрезах она частично или полностью срезается несогласно залегающими триасовыми отложениями.

Максимальной мощности в 2000 м кунгурский ярус достигает на Актюбинской и Бестамакской антиклинальных складках. Однако это не истинная мощность, так как кунгурские отложения образуют здесь соляной шток.

Нижнюю границу кунгурского яруса александровского типа можно проводить по основанию нижней сульфатно-терригенной пачки, ниже которой развиты породы артинского возраста, почти уже не содержащие в разрезе ангидритов. К этой границе приурочена и смена спорово-пыльцевых комплексов. Верхняя граница кунгура этого типа в разрезах скважин довольно отчетливо намечается по смене сероцветных терригенных или сульфатно-терригенных пород этого возраста красноцветными отложениями верхней перми или триаса.

Кунгурский возраст описанных отложений в целом достаточно уверенно устанавливается по характерному кунгурскому спорово-пыльцевому комплексу, изученному из разных частей разреза (в том числе из терригенных прослоев в галогенной толще) Е. Ф. Шаткинской по сборам А. К. Замаренова. Он совершенно аналогичен комплексу, приведенному выше для кунгурских отложений из естественных выходов. Кроме того, описанный разрез, главным образом гидрохимических осадков, располагается между артинским ярусом и красноцветами верхней перми.

Верхний отдел

Актюбинское Приуралье лежит в области южного окончания Предуральского прогиба, являющегося главной областью формирования верхнепермских красноцветных пород. На поверхность эти породы выходят исключительно на правобережье р. Илек. Восточная граница распространения красноцветов соответствует север-северо-западному

простирацию линейных структур предгорного прогиба и проходит по линии: низовья р. Сугурсай — устье р. Актасты — пос. Александровский на р. Жаксыкаргала — пос. Новотроицкий на р. Абзал (Абдан) — пос. Кучукбай на одноименной реке — станица Верхне-Озерная на р. Урал. По этой линии поле верхнепермских отложений граничит с полосой выходов кунгурского яруса. В западном направлении красноцветные породы быстро погружаются под мезозойские напластования и выступают на поверхность лишь в междуречье Илека и Урала на некоторых антиклинальных складках. Самый южный участок, на котором обнажаются верхнепермские отложения в Актюбинском Приуралье, находится в бассейне р. Тамды.

В 1933 г. Е. В. Воинова, Е. Э. Разумовская, Н. К. Разумовский и А. В. Хабаков, расчленив красноцветные отложения Оренбургской степи на четыре свиты, две нижние из них — маячную и гирьяльскую — отнесли к северным землям Актюбинского Приуралья до р. Синтас. Другая схема стратиграфии была предложена в 1934 г. В. Е. Руженцевым. В 1936 г. П. И. Климов предложил стратиграфическую схему красноцветных отложений для территории, расположенной между р. Жаксыкаргала на юге и р. Урал на севере. Толща пород подразделялась на три свиты.

В 40—50-е годы геологические исследования красноцветов производили С. А. Скутин, В. И. Алексеева, Е. М. Платонова, В. С. Сафаров, В. Н. Калачева, Л. Б. Паасикиви и др.

В 1954—1962 гг. по материалам глубокого бурения на левобережье р. Илек верхнепермские отложения изучались группой геологов Саратовского университета под руководством А. К. Замаренова и В. В. Липатовой (1958, 1959, 1962).

В 1961—1963 гг. А. К. Гусевым (1965) с группой сотрудников Казанского университета разработана новая схема стратиграфии верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья, принятая Уральским стратиграфическим совещанием. Согласно этой схеме, верхнепермские отложения Актюбинского Приуралья подразделяются на пять свит (снизу вверх): акшатскую (уфимский ярус), благодарненскую (казанский ярус), тукетскую, актюбинскую и родниковскую (татарский ярус) общей мощностью около 3000 м. В качестве опорного для всей верхнепермской толщи принят разрез на правом берегу р. Жаксыкаргала у с. Петропавловки (рис. 31).

Уфимский ярус

Акшатская свита. За стратотип принят разрез, описанный в Акшатской синклинали в 4—5 км севернее пос. Акшат, расположенного на левом берегу р. Бутак в 8 км выше устья. Свиту слагают преимущественно буровато-коричневые, зеленовато-серые, тонко- и мелкослоистые аргиллиты и алевролиты, иногда с пиритом, а также зеленовато-серые, коричневатобурые полимиктовые тонко- и мелкозернистые, редко разномзернистые песчаники тонко-волнистослоистые или плитчатые. В окраске всех пород (и сероцветных, и красноцветных) преобладают тусклые тона. Сероцветы, приуроченные к нижней части разреза, наиболее типичны для краевой восточной полосы развития свиты; по мере приближения к средней зоне предгорного прогиба определяющее значение в сложении свиты приобретают красноцветы, в окраске песчаников и алевролитов появляется характерный фиолетовый оттенок. На центральных участках прогиба сероцветы приурочены преимущественно к средней части свиты и представлены мало-

мощными алевролитами-глинистыми пачками. Максимальная мощность свиты 715 м, в краевой восточной зоне она не превышает 300 м.

Фаунистический комплекс представлен солоновато- и пресноводными остракодами и пелециподами. Типичны остракоды *Darwinula angusta* Mand., *D. sobela* Kash., *D. abunda* Mand., *D. bieriensis* Pal., *D. nasuta* Kotsch., *D. ovataeformis* Kash., *D. pergusta* Kash., *Volganella spizharskyi* Mand.; пелециподы *Palaeomutela stegocephalum* Netsch., *P. attenuata* Gus., *P. sintasensis* Gus., *P. ovataeformis* Gus., *Palaeonodonta bicarinata* (Netsch.), *Concinella* cf.

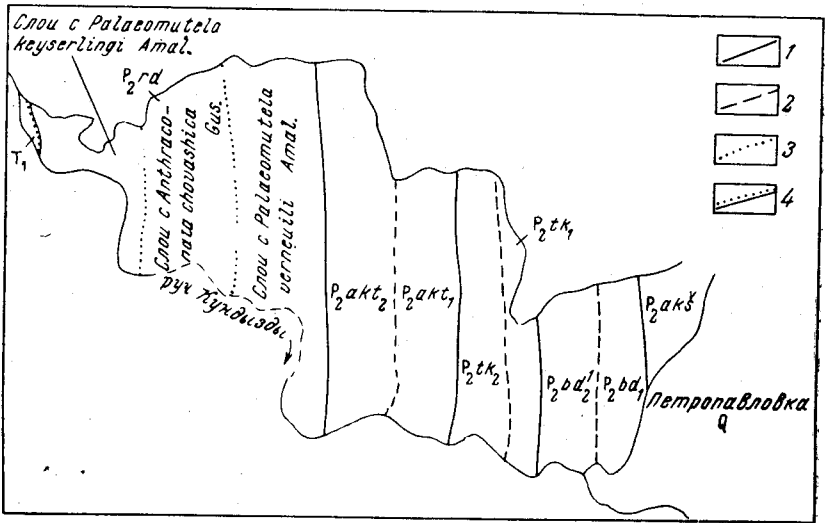


Рис. 31. Схематическая геологическая карта верхнепермских отложений левобережья ручья Кундызды западнее села Петропавловка
Геологические границы: 1 — между свитами, 2 — между подсвитами, 3 — между толщами, 4 — несогласное залегание

angulata Rogo. Остатки растений (каламиты, плауновидные) имеют плохую сохранность. Встречаются оогонии харовых и пузырчатых водорослей. В спорово-пыльцевом комплексе, по заключению М. М. Васильевой, пыльца преобладает над спорами. Наиболее распространена пыльца группы хвойных *Protohaploxypinus* (47—64%) и *Vittatina* (до 42,7%); споры папоротникообразных *Azonotriletes*, *Zonotriletes* немногочисленны (до 6,5%).

Выделение и изучение акшатской свиты связаны с проблемой определения границы между нижним и верхним отделами пермской системы в Актюбинском Приуралье. Большинство исследователей граница между отделами проводилась условно по смене сероцветной окраски, типичной для кунгурских пород, на красноцветную, типичную для верхнепермских пород. Этот критерий в некоторой степени справедлив при определении границы в центральной и приплатформенной зонах предгорного прогиба. В восточной его полосе (реки Табантал, Борлы, Синтас, Кучукбай, пос. Александровский) окраска пород теряет свое значение как стратиграфический признак. Всюду на указанных участках граница между отделами оказывается в толще сероцветных пород. Литологически и палеонтологически эта граница фиксируется четко. В основании акшатской свиты развита пачка песчаников, отличающихся плохой сортировкой кластического материала и наличием волноприбойной ряби. На всем протяжении от р. Табантал до р. Кучук-

бай в них можно встретить выдержанный комплекс пелеципод с *Palaeomutela attenuata* Gus., *Palaeonodonta bicarinata* (Netsch.). К югу от г. Актюбинска, на восточной границе распространения свиты (урочище Жермай на р. Табантал), песчаники обладают перекрестной косо́й слоистостью, содержат линзовидные пласты олигомиктового берегового конгломерата и залегают на размытой поверхности кунгурского яруса. Стратиграфически несогласное залегание акшатской свиты на кунгурских образованиях зафиксировано также на Подгоренской (И. Б. Дальян, 1959 г.), Актюбинской и Бестамакской (Липатова, 1959) антиклиналях.

Казанский ярус

Благодарненская свита. За стратотип свиты принят разрез, описанный по керну скважин и в обнажениях по ручью Кундызды на западной окраине с. Петропавловка. Свиту слагают коричневые, бурые, зеленовато- и темно-серые алевролиты и аргиллиты, от микро- до толстослоистых и такой же окраски, нередко фиолетовые полимиктовые песчаники тонко- и мелкозернистые, редко разномиктовые, с гравием и мелкой галькой преимущественно из осадочных пород. На разных уровнях свиты обычны прослой серых известняков и мергелей, микро-волнистослоистых, плитчатых, реже конкреционных. Песчано-глинистые породы нередко загипсованы: содержат мелкие стяжения гипса и многочисленные тонкие прослойки розового селенита, иногда гипс входит в состав цемента песчаников. В окраске пород доминируют тусклые тона. Мощность свиты максимальная 750 м, в краевой восточной зоне прогиба она не превышает 235 м.

Для фаунистического комплекса типичны остракоды *Darwinula belebeica* Bel., *D. belousovae* Kash., *D. inornatina* Bel., *Suchonella tichwinskajae* Bel.; пелециподы *Palaeomutela umbonata* (Fisch.), *P. pseudoumbonata* Gus., *P. olgae* Gus., *Palaeonodonta rhomboidea* (Netsch.), *Concinella* aff. *angulata* Rogo. Редко встречаются раковины филлопод (Leaiidae), неопределимые обломки костей наземных позвоночных. Обычно плохо сохранившиеся отпечатки каламитов, хвойных (*Walchia*), иногда папоротникообразных. Для спорово-пыльцевого комплекса характерно большое содержание пыльцы хвойных *Protodiploxypinus*, *Protodiploxypinus* (49—70%) и *Vittatina* (до 43%), мало кордаитов и гинкговых (3%), а также спор папоротникообразных (8%).

Граница между благодарненской и акшатской свитами в центральной зоне прогиба не всегда отчетливо выражена литологически, так как она проходит в фациально однообразной толще отложений (осадки обширного солоноватоводного бассейна). По мере приближения к предгорной зоне позднепермского прогиба граница между свитами выступает вполне отчетливо вследствие появления в основании благодарненской свиты береговых и дельтовых песчаников с конгломератами, которые срезают верхние слои подстилающей акшатской свиты и залегают на ее размытой поверхности. Верхняя граница свиты определяется четко. Она совпадает с появлением в разрезе конгломератов и песчаников речного типа, слагающих основание следующей, тукетской свиты. Вследствие размыва в период, предшествовавший отложению осадков тукетской свиты, а также внутрiformационных пере-рывов мощность свиты в восточных разрезах сокращается иногда до 75 м (р. Актасты) и даже до 30 м (р. Абзал). На западном крыле Синтасской антиклинали свита полностью выпадает из разреза, что

связано с налеганием триасовых конгломератов непосредственно на породы акшатской свиты.

Свита подразделяется на две подсвиты: для нижней подсвиты характерны сероцветная окраска пород и своеобразный комплекс пеллеципод (*Concinella*); для верхней — красноцветность пород, появление линз медистых песчаников (р. Грязнушка, р. Бутак у пос. Карьер) и комплекс пеллеципод с *Palaeomutela umbonata* Fisch. В целом свита сопоставляется с казанским ярусом Русской платформы, при этом нижнеблагодарненская подсвита приравняется к нижеказанскому подъярису.

Татарский ярус

Тукетская свита. За стратотип этой свиты принят разрез, описанный по ручью Кундызды в 1—2 км западнее с. Петропавловки. Свиту слагают красновато-коричневые, бурые, иногда зеленовато-серые и малиновые алевролиты и аргиллиты с многочисленными, порою очень крупными известковыми конкрециями; зеленовато-серые и буровато-коричневые песчаники, насыщенные линзами полимиктовых конгломератов. Последние в основании свиты наблюдаются повсеместно. Известняки, особенно строматолитовые, принимают довольно заметное участие в сложении свиты и приурочены к средней и верхней ее частям. Они серые, светло-серые, пятнистые, залегают либо в виде изолированных глыб (биогермов), либо в виде выдержанных пластов, образующих в рельефе вытянутые гряды. Характерной особенностью свиты являются ее полифациальный состав (речные, дельтовые, озерно-морские группы фаций) и связанная с этим пестрота в характере слоистости и в форме осадочных тел (линзы, линзовидные пласты, биогермы и пр.). Мощность свиты колеблется от 240 до 365 м, в крайних восточных разрезах она сокращается на некоторых участках (р. Актасты) до 150 м; сокращение происходит главным образом за счет выклинивания отдельных пачек, особенно в нижней части толщи.

Своеобразие фаунистического комплекса свиты проявляется в том, что большинство видов остракод и пеллеципод относится к категории впервые появившихся. Характерными являются остракоды *Darwinula elegantella* Bel., *Darwinuloides edmistonae* Bel., *D. sentjakensis* (Schar.); пеллециподы *Palaeomutela vjatkensis* Gus., *P. extensiva* Gus., *Microdontella subovata* (Jones), *M. aff. lata* (Netsch.), *Anthraconauta uslonensis* Gus., *Anthraconaia aktubensis* Gus. Большинство из указанных видов приурочено к карбонатно-глинистой пачке, залегающей в верхах свиты (маркирующий горизонт). Остатки растений встречаются очень редко.

На всей территории Актюбинского Приуралья тукетская свита залегает на отложениях благодарненской свиты с глубоким размывом. Контакт выражен отчетливо и хорошо выявляется литологически благодаря повсеместному развитию в основании тукетской свиты мощных пластов грубых полимиктовых конгломератов. Лишь в восточной зоне прогиба и на тех участках, где подстилающие напластования благодарненской свиты также содержат линзы конгломератов (р. Борлы, балка у пос. Александровского, р. Бутак на западном крыле Жилианской брахиантиклинали), граница между свитами несколько теряет свою четкость.

Свита подразделяется на две подсвиты. Для нижней подсвиты характерны многочисленные линзы и линзовидные пласты конгломератов и песчаников с довольно распространенной в них группой пеллеципод (*Anthraconaia*); на реках Табантал (близ устья р. Сугурсай) и

Жаманкаргала (против пос. Тукет) в песчано-конгломератовых линзах отмечены слабые медепроявления. Для верхней подсвиты типичны тонкослоистые алевроито-глинистые породы и глыбовые строматолитовые известняки; сверху подсвиты — маркирующий горизонт с пеллециподами (*Microdontella*, *Anthraconauta*) и столбовидно-цилиндрическими строматолитами (*Altereophyton*).

Актюбинская свита. За стратотип принят разрез, описанный по ручью Кундызды в 2—3 км западнее с. Петропавловки. Свиту слагают красновато-коричневые, тонко- и среднеслоистые алевролиты и аргиллиты, зеленовато-серые, розоватые и коричневые мелкозернистые полимиктовые песчаники, горизонтальнослоистые, иногда плитчатые, на отдельных участках с гравием и галькой или же с линзами мелкогалечного конгломерата, иногда тускло-серые, меденосные. Известняки распространены по всему разрезу свиты, они серые, темно-серые, зеленоватые, конкреционные или микро-волнистослоистые, плитчатые; обычны биостромы строматолитовых известняков. В свите явно преобладают породы тонкого и мелкого механического состава, увеличение содержания грубого кластического материала в разрезах происходит в восточной зоне прогиба и на антиклинальных участках. Толща имеет полифациальный характер, в ней преобладают фации озера-моря и подводных дельт. Об этом свидетельствуют ярко выраженная ритмичность бассейнового и паралического типов, выдержанность пачек и пластов на большой территории, преобладание волнистой слоистости, наличие шаровой отдельности у алевролито-глинистых пород и т. д. Мощность свиты изменяется от 600 м в срединной зоне прогиба до 115 м в восточных разрезах.

Для фаунистического комплекса типичны остракоды *Darwinula elongata* Lu p., *D. fragiliformis* K a s h., *Darwinuloides edmistonae* B e l., *D. sentjakensis* (S c h a r.), *Placidea lutkevichi* (S p i z h.); пеллециподы *Palaeomutela brevis* G u s., *P. vjatkensis* G u s., *P. extensiva* G u s., *Microdontella subovata* (J o n e s), *M. pugnatoria* G u s., *M. aff. nitida* G u s., *Anthraconauta cherdinzevi* G u s. Микродонтеллы и антраконавты в разрезе верхней перми Актюбинского Приуралья не встречаются. Преобладая в позднеактюбинское время, они позже исчезают окончательно. Особенностью фаунистического комплекса свиты является присутствие в нем дейноцефалов ишеевского типа — *Notosyodon gusevi* T s h u d. (определение П. К. Чудинова). Остатки растений встречаются редко.

Актюбинская свита залегает стратиграфически согласно на тукетской. Граница проводится в основании выдержанного горизонта меденосных песчаных линз и конгломератов, которые лишь на отдельных участках (р. Жаманкаргала у пос. Тукет, ручей Кундызды и др.) незначительно врезаются в слои маркирующего горизонта верхнетукетской подсвиты.

Свита подразделяется на две подсвиты: нижняя подсвита содержит маркирующую карбонатно-глинистую пачку с пеллециподами сверху, горизонт меденосных песчаников внизу, а в целом характеризуется повышенным содержанием песчаников и конгломератов. Верхняя подсвита является глинисто-алевритовой толщей, в ней распространены плитчатые известняки, имеются прослои сероцветных алевролитов и аргиллитов. К середине подсвиты приурочен маркирующий горизонт, легко обнаруживающийся повсюду благодаря обилию в нем остатков пеллеципод. Актюбинская свита вместе с тукетской соответствуют уржумскому горизонту татарского яруса Русской платформы.

Родниковская свита. За стратотип принят разрез, описанный по ручью Кундызды в 3,0—6,5 км западнее с. Петропавловки. Свиту слагают красновато-коричневые, иногда зеленовато-серые или

малиновые алевродиты и аргиллиты, зеленовато-серые, розоватые и желтоватые мелкозернистые полимиктовые песчаники, горизонтально-или косослоистые, с линзами красноцветных или желтоцветных конгломератов. На четырех уровнях в разрезе появляются тускло-серые меденосные песчаники, приуроченные к подводно-дельтовым фациям. Известняки не характерны для родниковской свиты, в виде редких прослоев они локализуются преимущественно в нижней и верхней частях свиты и представлены конкреционными и строматолитовыми разновидностями; лишь в нижней части свиты на отдельных участках (р. Бутак у пос. Акшат, ручей Ащисай в левобережье р. Жаманкаргала) развиты плитчатые известняки. В целом свита имеет полифациальный характер, но фации озерные и дельтовые значительно преобладают. Поэтому типичны ритмы лимнического типа, среди которых непрерывные ритмы наиболее характерны для средней части свиты. Мощность свиты у с. Петропавловки равна 825 м.

Главную роль в фаунистическом комплексе свиты играют пеллециподы и остракоды. При этом отдельные группы видов занимают разное стратиграфическое положение. В нижней части свиты преобладают *Palaeomutela verneuili* Amal., *P. subparallela* Amal., *P. solenoides* Amal. В средней части встречены только антраконайи (*Anthraconaia chuvashica* Gus. и др.), из остракод типична *Darwinula parallela* (Spizh.). Руководящими для верхней части родниковской свиты являются пеллециподы *Palaeomutela keyserlingi* Amal., *Palaeonodonta parallela* Amal., *P. okensis* Amal.*.

Родниковская свита завершает разрез верхнепермских отложений в Актюбинском Приуралье. Ее нижняя граница с актюбинской свитой выражена весьма отчетливо как литологически, так и палеонтологически. Довольно мощный горизонт песчаников и конгломератов, развитый в основании свиты, залегает на неровной, глубоко размытой поверхности подстилающих пород. К этому рубежу приурочена резкая смена микродонтеллового фаунистического комплекса комплексом с *Palaeomutela verneuili* Amal. Верхняя граница родниковской свиты выражена еще более отчетливо. Вышележащая толща триасовых конгломератов залегает на свите не только с крупным стратиграфическим, но и с некоторым угловым несогласием (правый берег р. Илек в 5 км выше г. Актюбинска, восточное крыло Западно-Актюбинской складки, верховья р. Киялыбуртя и др.). В целом родниковская свита соответствует северодвинскому горизонту татарского яруса Русской платформы. В пределах Актюбинского Приуралья отложений, отвечающих вятскому горизонту татарского яруса, не обнаружено. На северодвинском горизонте непосредственно залегают отложения триаса.

Западное и Южное Примугоджарье и Северное Приаралье

Нижнепермские отложения обнаружены бурением под мезо-кайнозойским чехлом в районе Кокпектинской антиклинали. К западу от нее вскрыты отложения ассельского и сакмарского ярусов. Красноцветные породы предположительно верхней перми обнаружены на ее восточном крыле, а также вскрыты глубокими скважинами на крайнем юге Шошккольской мегантиклинали и опорной скважиной на п-ове Куланды. Описание пермских отложений периферии Мугоджар можно найти в работах А. Л. Яншина (1955, 1962), Р. Г. Гарецкого (1957,

* Автор три части родниковской свиты выделяет в качестве подсвит на основании лишь палеонтологических данных, что не является правомерным.—Прим. ред.

1959, 1962), Ю. С. Шахиджанова (1961), Л. В. Демчук, Ю. А. Иванова и Ю. С. Шахиджанова (1961), Ю. А. Иванова (1962), Я. С. Эвентова (1962), Р. Г. Гарецкого, И. Б. Кононовой и С. Ф. Щербович (1963).

Нижний отдел

Нижнепермские отложения вскрыты скважинами Г-2 и Г-5, а также скважинами Г-1 и К-2, пробуренными к западу от Кокпектинской антиклинали. В скв. Г-2 они подразделяются на ассельский ярус (швагериновый горизонт) и сакмарский (предположительно выделяется тастубский горизонт). В остальных скважинах присутствует только ассельский ярус.

Ассельский ярус

Швагериновый горизонт. Отложения швагеринового горизонта согласно налегают на верхнекаменноугольные породы и связаны с ними постепенным переходом. По скв. Г-2 отложения швагеринового горизонта можно подразделить на три подгоризонта, связанных между собой постепенными переходами.

Нижнешвагериновый подгоризонт (1743—2050 м) сложен темно-серыми алевролитами с прослоями аргиллитов, реже мелкозернистых песчаников и известняков, иногда сильно доломитизированных. Все терригенные породы почти всегда сильно известковистые. Среди зерен отмечаются кварц, халцедон, плагиоклазы, пелитоморфные известняки, кварциты, хлорит и различные эффузивы. Интересно отметить значительную пиритизацию песчаников. В аргиллитах встречается обуглившийся растительный детрит.

В породах интервала 1940—1945 м обнаружены *Triticites* aff. *pseudoarcticus* Ra u s., *Daixina* ex gr. *galloway* (C h e n), *Quasifusulina* ex gr. *cayeuxi* (D e p r a t), а в интервале 1835—1840 м — *Daixina* aff. *galloway* (C h e n), *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina* sp.*. Данный комплекс фораминифер не позволяет твердо установить возраст вмещающих его слоев, однако он не противоречит отнесению аргиллито-алевролитовой толщи к нижнешвагериновому подгоризонту. Такой возраст толщи устанавливается на основании ее стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованным средним подгоризонтом швагериновой толщи вверху и псевдофузулиновым горизонтом внизу. В породах встречаются плохо сохранившиеся остатки брахиопод, пелеципод и гастропод.

Мощность отложений нижнешвагеринового подгоризонта (без учета небольших углов наклона в 2—13°) равна 307 м.

Среднешвагериновый подгоризонт скв. Г-2 (1386—1743 м) по литологическому составу и каротажным диаграммам подразделяется на четыре толщи (снизу вверх): известняковую, аргиллитовую, известняково-доломитовую и известняково-аргиллитовую, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

Известняковая толща (1695—1743 м) сложена известняками белыми, розовато-белыми и серыми, органогенно-обломочными, обычно мелкокристаллическими или даже пелитоморфными, с редкими прослоями известковистых алевролитов, с большим содержанием органического вещества темно-серого цвета. Среди фораминифер интервала 1696—1701 м определены *Rugosofusulina complicata* (S c h e l l w.),

* Все определения фораминифер из образцов нижней перми района Кокпектинской антиклинали выполнены С. Ф. Щербович.

R. ex gr. kargalensis Raus., *Pseudofusulina ex gr. lutuginiformis* Raus., *P. cf. lutuginiformis pointeli* Raus., *P. subnathorsti* (Lee), комплекс которых довольно уверенно свидетельствует о среднешвагериновом возрасте известняковой толщи.

Среди брахиопод Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской обнаружены *Camarophoria* (?) cf. *superstes* Vern., *Chonetes pygmaeus* Loczy, *C. ex gr. strophomenoides* Waag., *C. sp.*, *Streptorhynchus cf. semiplanus* Waag., *Marginifera timanica* Tschern., *M. sp.*, *Dielasma sp.*, *Dictyclostus sp.*, *Orthotetinae* gen. et sp. indet. Эти формы указывают на принадлежность известняковой толщи к швагериновому горизонту. Мощность известняковой толщи равна 48 м.

Аргиллитовая толща (1617—1695 м) представлена темно-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями серых алевролитов и редко известковистых мелкозернистых песчаников. В обломочной части обычно встречаются кварц, хлорит, рудные минералы (пирит, магнетит), полевые шпаты, известняк и циркон.

Породы аргиллитовой толщи в большом количестве содержат раковинки фораминифер, отпечатки и раковины брахиопод, пеллеципод, гастропод и криноидей. С глубины 1630—1635 м определены *Triticites ex gr. contractus* (Schellw.), *Pseudofusulina pailensis* (Schwaag.), говорящие о швагериновом возрасте толщи. Отсюда же Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская определили брахиоподы *Schizophoria juresanensis* Tschern., *Chonetes strophomenoides* Waag., *Mesolobus mesolobus* Norw. et Pratt., *Marginifera cf. capaci* (Orb.), *Cancrinella cf. koninckiana* (Keys.). Мощность аргиллитовой толщи (без учета углов наклона слоев, достигающих местами 15°) измеряется 78 м.

Известняково-доломитовая толща (1490—1617 м) состоит из органогенно-обломочных известняков, в различной степени доломитизированных, и доломитов с единичными прослоями аргиллитов. Карбонатные породы окрашены в серые, светло-серые, нередко с коричневым оттенком тона и почти не содержат терригенной примеси (содержание нерастворимого остатка колеблется от 1,4 до 3,2%). Наряду с этим необходимо отметить включения глинистого и алевроитового материала в виде прослоев, линзочек и участков неправильной формы.

В карбонатных породах обнаружены *Schwagerina schamovi* Scherb., *S. mukhamedjarovi* Scherb., *S. kargalensis* Scherb., *S. vulgaris aschensis* Scherb., *Pseudoschwagerina intermedia* Raus., *P. uddeni* (Beede et Kniker), *P. aktijubensis* Raus., *Occidentoschwagerina ex gr. fusulinoides* (Schellw.), *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *R. alpina* (Schellw.), *R. cf. devexa* Raus., *R. stabilis* Raus., *R. stabilis longa* Raus., *R. ruzhenzevi* Raus., *R. pulchella* Raus., *R. aff. pulchella firma* Sul., *Pseudofusulina krotowi caudata* Raus., *P. gregaria* (Lee), *P. paragregaria* Raus., *P. lutuginiformis pointeli* Raus. и др. Этот богатый комплекс фораминифер с достоверностью говорит о принадлежности известняково-доломитовой толщи к средней части швагеринового горизонта. Мощность толщи равна 127 м.

Известняково-аргиллитовая толща (1386—1490 м) сложена известняками и аргиллитами, причем в верхней части толщи (примерно до 1444 м) преобладают известняки, а в нижней — аргиллиты. Известняки темно-серые с коричневым оттенком и белые, органогенные, часто перекристаллизованные, трещиноватые (трещины заполнены глинистым материалом с прослоями и включениями черных аргиллитов). В виде отдельных прослоев встречаются алевролиты и мелкозернистые песчаники. Во всех породах присутствует много раковин фораминифер и брахиопод. Из этой толщи определены *Schwagerina moelleri*

Raus., *Occidentoschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.), *Pseudofusulina* aff. *paradoxa* Scham. et Scherb., *P.* ex gr. *gregaria* (Lee), *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *R. stabilis* Raus., *Quasifusulina* ex gr. *cayeuxi* (Derprat), *Q.* sp., позволяющие отнести ее к средней части швагеринового горизонта. Среди брахиопод найдены *Margnifera uralica* Tschern., *Dictyoclostus* sp., *Terebratuloides* gen. et sp. indet. Мощность известняково-аргиллитовой толщи равна 104 м, мощность отложений среднешвагеринового подгоризонта 357 м.

Верхнешвагериновый подгоризонт (1155—1386 м) представлен песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями алевролитов, известняков и ангидритов. Последние отмечены в интервалах 1287—1292 и 1215—1220 м. Песчаники зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, полимиктовые (в обломках: кварц, халцедон, плагиоклазы, известняки, хлориты, эффузивные породы), с кальцитовым цементом. Аргиллиты темно-серые, иногда с пятнами бурого цвета, известковистые, с раковистым изломом. Известняки белые и серовато-белые, органогенно-обломочные, пелитоморфные, иногда мелкокомковатого строения. Встречаются слабо алевролитистые известняки. В верхней части подгоризонта, примерно с 1290 м и выше, появляется большое количество пестроцветных, в основном красноцветных, пород: песчаников красных с зелеными пятнами, аргиллитов буровато-красных и глинистых известняков, розовых и красных. К этой же части разреза приурочены редкие прослои ангидритов.

В описываемых породах встречены раковины фораминифер *Rugosofusulina* aff. *complicata lancetiformis* Mikl.-MacI., *R.* ex gr. *complicata* (Schellw.) (в интервале 1359—1362 м), *Occidentoschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.) и *Pseudofusulina* sp. (в интервале 1287—1292 м). Этот комплекс фораминифер, по всей вероятности, говорит о принадлежности толщи к верхней части швагеринового горизонта*. Мощность отложений верхнешвагеринового подгоризонта 231 м. Общая мощность отложений швагеринового горизонта в скв. Г-2 равна 895 м.

К востоку от скв. Г-2, вблизи разлома Кокпектинской антиклинали, отложения швагеринового горизонта вскрыты скважинами К-2, Г-1 и Г-5. Их литологический состав по сравнению с разрезом скв. Г-2 резко меняется: они представлены здесь главным образом конгломератами. Эти конгломераты впервые были обнаружены в скв. К-2, расположенной недалеко от оз. Батпакколь, и названы батпаккольскими (Гарецкий, 1957).

В скв. Г-5 батпаккольские конгломераты встречены на глубине 662 м под отложениями юры. По литологическому составу и каротажной характеристике они могут быть подразделены на три толщи (снизу вверх): известняково-конгломератовую, конгломерато-известняковую и конгломератовую.

* С. В. Доброхотовой из интервала 1215—1220 м описываемой толщи определены *Pseudoschwagerina uddeni* (Beede et Kniker), *Schwagerina* sp., *Rugosofusulina alpina* (Schellw.), *Pseudofusulina lutuginiformis pointeli* Raus, говорящие о среднешвагериновом возрасте содержащих их слоев. Однако эти раковины фораминифер обнаружены в чистых светло-серых известняках, чуждых верхней части толщи, сложенной, как уже отмечалось, красноцветными породами с прослоями ангидритов. Р. Г. Гарецким, И. Б. Кононовой, С. Ф. Щербович (1963) подобных известняков не было встречено. Было высказано предположение, что образцы этих известняков в данный интервал попали случайно. Поэтому, несмотря на сделанные С. В. Доброхотовой определения, рассматриваемая толща пород предположительно относится к верхнешвагериновому подгоризонту. Ю. С. Шахиджанов (1961) в противоположность этому всю толщу включает в состав среднешвагеринового подгоризонта.

Известняково-конгломератовая толща пройдена с глубины 1081 м до кровли верхнего карбона 1316 м. Она сложена конгломератами и гравелитами с прослоями известняков, песчаников и алевролитов. Конгломераты и гравелиты имеют своеобразный характер и состоят в основном из округлой гальки и гравия, органогенно-обломочных, комковатых, пелитоморфных, часто в той или иной степени перекристаллизованных известняков, а иногда и доломитов. Значительно реже встречаются плохо окатанные зерна кварца, халцедона, обломки кварцитов, глинистых и глинисто-серицитовых сланцев, эффузивов различного состава. Цементом является разнокристаллический кальцит. Известняки белые и светло-серые, органогенные, пелитоморфные, мелко- и скрытокристаллические, нередко с примесью разномерного обломочного материала. Алевролиты и песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, известковистые. Во многих породах отмечаются выделения пирита или марказита.

В образцах из различных глубин обнаружены *Triticites secalicus* (Say), *Daixina* ex gr. *galloway* (Chen) в интервале 1302—1307 м, *Triticites* ex gr. *subobsoletus* (Ozawa), *Rugosofusulina* ex gr. *prisca* (Ehrenb. et Moell.), *R.* aff. *pulchella* Raus., *Quasifusulina* aff. *longissima pseudoelongata* Mikl.-Macl., *Q. cayeuxi* (Depart) в интервале 1267—1268 м; *Triticites* ex gr. *schwageriniformis* Raus., *T.* ex gr. *ventricosus* (Meek et Hayden), *Pseudofusulina* ex gr. *paragregaria* Raus., *Rugosofusulina* aff. *complicata* (Schellw.) в интервале 1219—1224 м; *Rugosofusulina stabilis longa* (Raus.), *Pseudofusulina* ex gr. *anderssoni* (Schellw.), *P.* ex gr. *gregaria* (Lee), *P. paragregaria* Raus., *P.* aff. *parafecunda* Scham. et Scherb., *Daixina* aff. *robusta* Raus., *D.* aff. *vozhgalensis* Raus. в интервале 1155—1159 м; *Triticites* ex gr. *plummeri* Dunb. et Condra, *Rugosofusulina* ex gr. *prisca* (Ehrenb. et Moell.), *Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* (Schellw.) в интервале 1108—1111 м. Комплекс указанных фораминифер говорит о принадлежности известняково-конгломератовой толщи к нижнешвагериновому подгоризонту. Не противоречат такому возрасту толщи и определения брахиопод, произведенные Д. Л. Степановым из интервалов 1219—1224 и 1267—1278 м коллекции Ю. С. Шахиджанова: *Liosotella tartrica* (Tschern.), *Linoproductus* sp., *Muirwoodia pseudoartiensis* (Stuck.), *Paramarginifera* cf. *tuberculatiformis* (Frick), *Camarophoria* sp.

Истинная мощность отложений нижнешвагеринового подгоризонта (известняково-конгломератовой толщи) с учетом углов падения слоев, равных в среднем 60°, немного превышает 127 м.

Конгломерато-известняковая толща (990—1081 м) состоит из мелкокристаллических и органогенных, часто глинистых известняков с прослоями конгломератов. По внешнему виду, строению и составу они аналогичны вышеописанным разностям известняково-конгломератовой толщи.

В образцах интервала 1061—1067 м определены *Pseudoschwagerina uddeni* (Beede et Kniker), *Rugosofusulina* cf. *alpina* (Schellw.), *R. complicata* (Schellw.), *R.* ex gr. *complicata* (Schellw.), *R.* aff. *ruzhenzevi* Raus. и др., указывающие на то, что описываемая толща относится к среднешвагериновому подгоризонту. Д. Л. Степанов в том же интервале (1061—1067 м) определил: *Orthotetinae* gen. et sp. indet., *Dictyoclostus* sp., *Choristites* cf. *supramosquensis* Nik. Истинная мощность толщи 45 м.

Конгломератовая толща (662—990 м) сложена конгломератами с резко подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Конгломераты в основном состоят из различно окатанной гальки

белых, светло-серых и розовато-серых известняков размером 1—6 см и более. Реже встречается галька кварца и темноокрашенных пород: яшм, кварцитов, глинистых сланцев, эффузивов. Цемент конгломератов и гравелитов кальцитовый, разнокристаллической структуры. Песчаники серые, светло-серые и розовато-серые, полимиктовые (обломки кварца, известняка, плагиоклаза, халцедона, эффузивов, глинистых сланцев, мусковита и др.), мелкозернистые, с кальцитовым цементом, нередко с включением гравия и гальки. Алевролиты (того же состава, что и песчаники) и аргиллиты темно-серые.

В образцах интервала 956—959 м обнаружены *Occidentoschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.), *Pseudofusulina* sp., позволяющие отнести конгломератовую толщу к среднешвагериновому подгоризонту. Истинная мощность конгломератовой толщи равна 164 м, а отложений всего среднешвагеринового подгоризонта — 209 м. Скважина Г-5 прошла в породах швагеринового горизонта 654 м. Следовательно, их общая истинная мощность при угле наклона слоев 60° составляет 327 м.

В скв. Г-1 батпакольские конгломераты можно подразделить на четыре толщи (снизу вверх): конгломерато-песчаниковую, конгломератовую, песчаниково-алевролитовую и песчаниково-конгломератовую, связанные между собой постепенными переходами.

Конгломерато-песчаниковая толща (от 1075 м до забоя на глубине 1261 м) сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками. Песчаники буровато-серые, зеленовато-бурые, бурые, зеленовато-серые, розовато-серые, полимиктовые. Большую часть обломков составляют известняки пелитоморфного строения, в значительном количестве наблюдаются кварц, полевые шпаты, слюда, в виде единичных обломков отмечены спилиты, змеевики и другие породы. Песчаники мелко-среднезернистые, иногда глинистые, местами с включением гравия и гальки известняков и кремнистых пород; на некоторых участках в песчаниках заметна косая слоистость под углом 15—25°. Конгломераты состоят из полуокатанных обломков розовато-серых, серых и желтовато-серых известняков, реже кремнистых и магматических пород. Размер обломков колеблется от 3 до 32 мм. Цемент песчано-известковистый. Алевролиты шоколадно-серые, зеленовато-бурые, грязно-сиреневые, зеленовато-серые с пятнами желтовато-бурого и темно-малинового цвета, известковистые, нередко песчанистые, с раковинным изломом, иногда с включением гравия и мелкой гальки известняков. Известняки светло-серые, желтовато-серые, зеленовато-серые, песчанистые, разбиты трещинами, заполненными песчано-глинистым материалом. Возможно, что некоторые образцы ядра известняков представляют собой не прослой в разрезе, а являются обрезанным при бурении скважины куском от крупной глыбы известняка, входящей в конгломерат.

На глубинах 1133—1136 и 1184—1189 м в известняках определены *Schwagerina moelleri* Ra u s., *Rugosofusulina pulchella firma* Sul., *Triticites* sp., позволяющие отнести эти известняки к швагериновому горизонту. По-видимому, такого же возраста фораминиферы (*Schubertella paramelonica minor* Sul., *S. sphaerica* Sul., *Pseudofusulina* ex gr. *fecunda* Scham. et Scherb.) встречены в известковистых песчаниках интервала 1221—1223 м. В гальках обнаружены фораминиферы самых низов башкирского яруса и верхов намюра. Пройденная мощность конгломерато-песчаниковой толщи (без учета возможных углов падения слоев, достигающих 25°) равна 186 м.

Конгломератовая толща (786—1075 м) сложена конгломератами, состоящими преимущественно из гальки и гравия белых, бледно-розовых, светло-серых, серых и темно-серых известняков и доломитов.

Гальки имеют различные размеры (от 0,1 до 5 см, а возможно и более, так как иногда kern обрезан по гальке) и различную окатанность (от угловатой до округлой, причем преобладают слабо окатанные и угловатые). Значительно реже встречается галька белого и светло-серого жильного кварца, черных, темно-серых, зеленовато-серых и красноватых кремнистых пород типа яшм и еще более редко темноцветных магматических пород (диабазов, спилитов). Как правило, эти гальки имеют меньшие размеры, чем известняковые, но иногда достигают диаметра 2—4 см. Для них характерна худшая окатанность. Цемент конгломератов представлен разнокристаллическим кальцитом и обломками тех же пород, что и гальки, но размером 0,1—1,0 мм. Иногда в цементе отмечаются незначительное содержание глинистого материала и ожелезнение. Судя по электрокаротажу, в конгломератовой толще встречаются единичные прослои песчаников. Конгломераты содержат гальку известняков, принадлежащих (по данным определения фораминифер) к визейскому ярусу нижнего карбона, к низам башкирского яруса — нижнему намюру, к каширскому горизонту среднего карбона и редко к верхнему карбону. Мощность конгломератовой толщи 289 м.

Песчаниково-алевролитовая толща (752—786 м) представлена алевролитами буровато-серыми, местами с пятнами зеленовато-серого цвета и песчаниками желтовато- или буровато-серыми, полимиктовыми, мелко-среднезернистыми, местами с включениями угловатого гравия белых известняков и кремнистых пород. Цементом обломочных пород обычно является кальцит. В песчаниках иногда заметна косая слоистость, идущая под углом 15—25°. Местами песчаник пересечен прожилками (0,1—1,5 см) розовато-белого кристаллического гипса, идущими под различными углами от 5 до 30°. Мощность 34 м.

Песчаниково-конгломератовая толща (633—752 м) состоит из чередования конгломератов, аналогичных тем, которые встречаются в конгломератовой пачке, но менее плотных и с большим количеством песчано-глинистого цемента и песчаников серых, бурых, полимиктовых, мелкозернистых, известковистых, с включением гальки карбонатных и реже кремнистых пород. В гальках известняков обнаружены раковины фораминифер главным образом визейского яруса. Мощность толщи 119 м.

В скв. К-2 на глубине 355 м и до забоя (365 м) были вскрыты конгломераты (с галькой известняков нижнего и среднего карбона), принадлежащие скорее всего к песчаниково-конгломератовой или конгломератовой толще.

Сакмарский ярус

Тастубский (?) горизонт венчает палеозойский разрез скв. Г-2 и подразделяется на три толщи (снизу вверх): доломито-ангидритовую, аргиллито-доломитовую и песчаниково-аргиллитовую.

Доломито-ангидритовая толща (920—1155 м) представлена частым переслаиванием белых, голубовато-белых, иногда пятнистых ангидритов сферолитовой и волокнистой структуры, серых мелкокристаллических доломитов* и реже серых и серовато-коричневых аргиллитов и алевролитов. Судя по каротажным диаграммам, ангидриты занимают более 50% толщи. Мощность равна 235 м.

Аргиллито-доломитовая толща (860—920 м) состоит из глинистых серых доломитов и темно-серых аргиллитов, в которых наблюдается

* Анализы карбонатных пород приведены в работе Р. Г. Гарецкою (1957).

неясно выраженная горизонтальная слоистость. Мощность толщи 60 м.

Песчаниково-аргиллитовая толща (691—860 м) сложена песчаниками серого цвета различных оттенков, сильно известковистыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, с горизонтальной слоистостью и аргиллитами темно-серыми, нередко алевритистыми. В толще преобладают песчаники; в особенности их количество возрастает в нижней части (примерно с глубины 812 м). В интервале 838—839 м обнаружен ангидрит с незначительным количеством пелитоморфного кальцита.

В верхней части толщи (750—753 м) обнаружены *Daixina* sp., *Pseudofusulina* aff. *sulcata* Kozz. Последняя форма широко распространена в тастубском горизонте сакмарского яруса. Таким образом, положение доломито-ангидритовой, аргиллито-доломитовой и песчаниково-аргиллитовой толщ выше отложений, предположительно относимых к верхнешвагериновому подгоризонту, а также наличие *Pseudofusulina* aff. *sulcata* Kozz., весьма характерной для тастубского горизонта, и *Daixina* sp., как правило, не встречающейся в стерлитамакском и более высоких горизонтах, позволяют условно отнести эти толщи к тастубскому горизонту. В интервале 750—753 м Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской определены брахиоподы *Canocrinella konincki* Ver n., *C. koninckiana* (Keys.), *Tarajotia tarajotensis* (Derby), *Dielasma* sp., которые наиболее характерны для самых верхов верхнего карбона, но не менее часто встречаются и в нижней перми. Мощность песчаниково-аргиллитовой толщи равна 169 м.

Общая мощность отложений тастубского (?) горизонта 464 м.

Верхний отдел

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в скв. К-15 под среднеюрскими отложениями встречена пачка (до 5 м), охарактеризованная скудным керном, который представлен розовато-серым и буровато-серым конгломератом, состоящим из редкой кремнистой, глинистой и известняковой гальки до 0,8 см в диаметре с глинисто-известковистым цементом. Судя по литологическому составу и распространению красноцветных отложений верхней перми далее к востоку (на Шошкакольской мегантиклинали), эта пачка скорее всего относится к верхней перми.

В своде Южно-Шошкакольской брахиантиклинали, к северу от сора Шошкаколь двумя скважинами Г-1 и Г-2 под отложениями чушкакульской серии нижней юры — верхнего триаса, или под пестроцветными осадками неокома, соответственно на глубинах 609 и 495 м вскрыта толща красноцветных пород палеозоя. Скважина Г-1 из этой толщи почти совсем не дала kernового материала, поэтому о ее составе можно судить только по скв. Г-2, в которой, по-видимому, были подняты все разновидности пород толщи, представленной чередованием красноцветных конгломератов, песчаников и аргиллитов.

Конгломераты красновато-бурые, серовато-бурые, реже зеленовато-серые и пятнистые состоят из гальки красновато-бурых аргиллитов, кремнистых пород, кварцита, яшмы, кварца, реже сланцев и эффузивных (в том числе зеленокаменных) пород. Галька имеет различную окатанность. Диаметр гальки колеблется от 0,2—0,3 до 1, реже до 2—4 см, преобладает же 0,3—0,8 см. Встречаются окатанные, полуокатанные гальки и несколько меньшее количество угловатых галек. Аргиллитовые гальки обычно окатаны лучше. Конгломераты довольно плотно сцементированы песчано-глинистым цементом красно-бурого цвета.

Песчаники буровато-серые, буровато-красные, светло-коричневые, часто пятнистые (красно-бурые с пятнами зеленовато-серых), слюдистые, полимиктовые (обломки кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, эффузивов), различной зернистости (от мелкой до грубой), часто с включением отдельных галек кремнистых пород, кварца, аргиллита, эффузивов, крепкие, часто известковистые.

Аргиллиты буровато-красные, коричневые, иногда с зеленоватыми пятнами, часто известковистые, с неровным изломом, нередко песчанистые и с включением отдельных галек мугоджарских пород. Все породы пронизаны довольно многочисленными прожилками и линзочками кальцита.

На электрокаротажной диаграмме эта толща выделяется сильно изрезанной кривой КС и несколько менее изрезанной кривой ПС, что отражает частое чередование конгломератов, песчаников и аргиллитов. Преобладающими являются конгломераты и песчаники. Значительно более ровными кривыми КС и ПС с меньшими величинами кажущегося сопротивления отмечаются верхние, примерно 97 м электрокаротажной диаграммы, что говорит о более глинистом характере этой части разреза. В остальной, главным образом песчано-конгломератовой пачке разреза можно выделить несколько (до 7—8) крупных слоев, в которых резко преобладают конгломераты и песчаники и примерно столько же слоев, в которых почти такое же значение имеют аргиллиты.

Судя по данным электрокаротажа, скв. Г-1 прошла в красноцветных отложениях палеозоя 461 м, причем вся эта толща пород хорошо подразделяется на две пачки: верхнюю (интервал 609—900 м) и нижнюю (900—1070 м). Верхняя пачка, пройденная мощность которой равна 291 м, характеризуется ровными спокойными кривыми КС и ПС, что, по-видимому, говорит о преобладании аргиллитов над песчаниками и конгломератами. Условно к этой же песчано-аргиллитовой пачке могут быть отнесены верхние 97 м красноцветных отложений скв. Г-2. Нижняя пачка, в которой скв. Г-1 прошла 170 м, имеет тот же характер кривых, что и вся основная часть разреза красноцветных пород скв. Г-2 и может быть названа песчано-конгломератовой. Разрезы обеих скважин сопоставлены П. В. Флоренским (см. рис. 41).

Интервал, пройденный скв. Г-2 в описываемых отложениях, равен 385 м. Учитывая крутые углы падения пород (60—65°), истинная мощность в скв. Г-2 равна примерно 173 м. По литологической характеристике породы скв. Г-2 не отличаются от верхнепермских красноцветов Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины. На основании такого сходства можно предположить их верхнепермский возраст. Близкие по литологическому составу нижнетриасовые отложения отличаются от верхнепермских значительно меньшей карбонатностью и большей пестротой окраски. П. В. Флоренский предполагает, что описанные красноцветные породы можно условно сопоставить с песчано-алевритовой толщей, которая выделена им в разрезе скв. 3 (Кызан) и отнесена к нижнему триасу.

Верхнепермские отложения вскрыты опорной скважиной на п-ове Куланды (М. А. Ясенева, И. Я. Петрова). На глубине 1305 м ниже пород верхнего триаса—нижней юры скважина вошла в одну-единственную толщу красно-бурых, красновато-серых, в верхней части зеленовато-серых известковистых песчаников, с редкими прослоями коричневатых и темно-вишневых алевролитов. Песчаники полимиктовые, слюдистые и слабо слюдистые, известковистые, крепкие, от мелко- до грубозернистых (преобладают крупнозернистые), часто разнозернистые, с включением гравия, реже гальки аргиллитов, кварца и

темноцветных кремнистых пород, пересеченные тонкими трещинками, заполненными кальцитом, реже аргиллитом. Углы наклона слоев колеблются от 40 до 70°.

В самых низах толщи, в интервале 1570—1632 м, И. Я. Петрова выделила единичные споры и пыльцу, среди которых определены споры невыясненной систематической принадлежности типа *Azonaletes fabaginus* Sam. (похожие на *Equisetales tenuella laevis* Lub.) и *Azonaletes indefinitus* Saw. Встречены споры типа *Azonotriletes* sp., *Lepidodendron* sp. и пыльца *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.), а также колонии синезеленых водорослей. Этот спорово-пыльцевой комплекс, по мнению И. Я. Петровой, близок к комплексу из переходных слоев между уфимским и казанским ярусами Приуралья.

Несколько выше (в интервалах 1526,5—1530,5 и 1532—1536 м) обнаружены: пыльца кордаитов плохой сохранности, неопределимая до вида гинкго типа *Ginkgocycadophytus tunguskensis* Lub. — 10%; пыльца хвойных плохой сохранности, среди них *Protohaploxypinus perfectus* (Naim.), *P. tractiferinus* Sam., *P. tecturatus* (Lub.), *Protopodocarpus alatus* (Lub.), *Florinites* sp. — 40%, пыльца типа вельвичиевых растений очень плохой сохранности — 5%; споры хвощей *Equisetales (Tenuella) laevis* Lub. — 10%; *Selaginella* sp. — 15%; неопределимые споры — 10%. Сравнивая этот комплекс с приуральскими, его можно отнести к поздней перми, скорее всего к раннеказанскому времени.

В интервале 1496,5—1517,5 м встречены единичные споры хвощей, в том числе *Equisetales (Tenuella) laevis* Lub., споры папоротников семейств *Osmundaceae* и *Selaginellaceae*, единичные зерна пыльцы хвойных и кордаитовых растений, единичные *Lycopodium* sp., *Hymenophyllum* sp. и споры *Zonotriletes* sp. Этот комплекс И. Я. Петрова также относит к позднепермскому, скорее всего к позднеказанскому возрасту. Таким образом, песчаниковая толща принадлежит к верхней перми, видимо, к казанскому ярусу. По этой толще скважина прошла до глубины 1640 м, т. е. ее мощность (без учета углов падения слоев) равна 335 м. На глубине 1640 м скважина вскрыла плоскость разлома, ниже которой пошли верхнетриасово-нижнеюрские отложения, а с глубины 2140 м вновь обнаружены породы верхней перми. Из них скважина при забое 3000 м не вышла.

По данным М. А. Ясеновой и И. Я. Петровой, в этой части разреза верхней перми намечаются три пачки.

Нижняя из них (3000—2682 м) сложена песчаниками темно-серыми, коричневато-серыми с зеленоватым оттенком, разнозернистыми (в основном мелко- и среднезернистыми), полимиктовыми, неясно слоистыми, с включениями галек коричневого аргиллита, с известняково-глинистым цементом. Обломочная часть песчаников представлена зернами кварца (20—30%), полевых шпатов (10—20%), кремнистых, эффузивных пород (20—40%), редко перекристаллизованного известняка и др. Обломки пород частично корродированы кальцитом или хлоритизированы и ожелезнены. Мощность этой пачки (без учета углов наклона слоев, достигающих 30—40°) равна 318 м.

Средняя пачка (2682—2380 м) сложена песчаниками буровато-серыми, полимиктовыми, разнозернистыми (с преобладанием крупно- и среднезернистых), с редкими прослоями буровато-серого алевролита, с включением гравия и гальки коричневого аргиллита и кремнистых пород. Песчаники пронизаны трещинами, выполненными кальцитом и коричневым аргиллитом. Песчаники состоят из обломков кремнистых, эффузивных, кварцитовых и глинистых пород, реже кварцево-сланцевого сланца, алевролита и пегматита (50—75%). В подчиненных коли-

чествах присутствуют зерна кварца (8—15%) и полевого шпата (3—12%). Слои пачки падают под углом 25—45°. Ее мощность (без учета углов падения) 302 м.

Верхняя пачка (2380—2140 м) представлена серыми и серовато-бурыми полимиктовыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, с редкими прослоями глинистых известковистых алевролитов, с включением гравия плохо окатанной гальки аргиллита, известняка и гранит-порфира. Песчаники состоят из обломков гранито-гнейса и мигматита (10—20%), кремнистых и эффузивных пород (8—17%), известняка, редко алевролитов (2—8%), зерен полевого шпата (8—20%) и кварца (11—38%). Многие обломки пород в различной степени хлоритизированы и корродированы кальцитом. Мощность пачки (без учета углов наклона слоев в 25—35°) равна 240 м.

В образцах интервалов 2603—2606 и 2640—2644 м И. Я. Петровой обнаружена единичная пыльца хвойных — *Protohaploxypinus perfectus* (N a u m.), *Protodiploxypinus elongatus* (L u b.), *Protopodocarpus alatus* (L u b.), *Florinites* sp. и др., а также пыльца кордаитов и гинкговых. Этот комплекс близок к спорово-пыльцевому комплексу интервала 1526—1536 м.

В образцах интервала 2558—2566 м встречены плохо сохранившаяся пыльца типа вельвичиевых — *Vittatina subsacoata* S a m., пыльца хвойных — *Protohaploxypinus perfectus* N a u m., *Protopodocarpus alatus* (L u b.), *Pinus* sp., *Lebachia* sp., пыльца кордаитовых — *Cordaitina uralensis* L u b. Найдены редкие споры типа *Selaginella* sp., *Equisetales* sp. и *Azonaletes* sp., говорящие, по мнению И. Я. Петровой, о позднепермском возрасте включающих его пород.

Общая мощность верхнепермских отложений, вскрытых Куландинской опорной скважиной, ниже плоскости надвига (без учета углов наклона слоев) равна 860 м.

П. В. Флоренский сопоставил разрез красноцветных отложений Куландинской опорной скважины с пермотриасовыми красноцветами Устюрта и п-ова Бузачи, причем верхи описываемых отложений он отнес уже к нижнему триасу.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА Северный борт Прикаспийской впадины Докунгурские отложения

Докунгурские породы на северном борту Прикаспийской впадины вскрыты глубокими разведочными скважинами Г-4 и Г-5 Уральскими, пробуренными на Солдатском поднятии (см. рис. 29 и табл. 4) на глубинах соответственно 2634 и 2547 м. На основании сопоставления с разрезами Ореховской опорной и Бузулукской скважин и довольно многочисленных находок фауны фузулинид и мелких фораминифер эти отложения разделены на ассельский, сакмарский и артинский ярусы.

Ассельский ярус

Нижняя граница отложений ассельского яруса устанавливается по смене швагеринового комплекса фауны псевдофузулиновым и тритицитовым.

В основании ассельского яруса прослеживаются брекчиевидные известняки. Выше залегают серые, иногда буровато- и коричневатосерые, реже белые, массивные, участками органогенные, пелитоморфные, доломитизированные, окремненные, с включениями кристаллов

Стратиграфические разбивки докунгурских отложений в разрезах глубоких скважин Щучкинской и Уральской площадей

Система	Отдел	Ярус	Подъярус, надгоризонт	Горизонт	Щучкинская		Уральская			
					Г-1 (в бурении)	Г-2 (забой 4135 м)	Г-6 (забой 3267 м)	Г-5 (забой 3022 м)	Г-4 (забой 2980 м)	Г-1 (забой 2773 м)
Пермская	Нижний	Артинский			$\frac{2183-2207(?)}{24}$		$\frac{2410-2436(?)}{26}$	$\frac{2547-2575(?)}{28}$	$\frac{2634-2662(?)}{28}$	$\frac{2675-2703}{28}$
		Сакмарский		Стерлитамакский	$\frac{2207(?)-2266(?)}{59}$	$\frac{2293-2443(?)}{150}$	$\frac{2436(?)-2494(?)}{58}$	$\frac{2575(?)-2640(?)}{65}$	$\frac{2662(?)-2717(?)}{55}$	$\frac{2703-2773}{70}$
				Тастубский	$\frac{2266(?)-2337}{}$		$\frac{2494(?)-2554}{60}$	$\frac{2640(?)-2698}{58}$	$\frac{2717(?)-2797}{80}$	
		Ассельский			$\frac{2337-2423}{71}$	$\frac{2443(?)-2531}{88}$	$\frac{2554(?)-2640}{86}$	$\frac{2698-2811}{113}$	$\frac{2797-2880}{83}$	
Гольбная	Верхний	Оренбургский			$\frac{2423-2468}{45}$	$\frac{2531-2573}{42}$	$\frac{2640-2685}{45}$	$\frac{2811-2855}{44}$	$\frac{2880-2920}{40}$	
		Гжельский			$\frac{2468-2808}{340}$	$\frac{2573-2923}{350}$	$\frac{2685-3050}{365}$	$\frac{2855-3022}{>167}$	$\frac{2920-2980}{>60}$	
	нижний	Ский	Верхне-московский	Мячковский	$\frac{2808-2940}{132}$	$\frac{2923-3060}{137}$	$\frac{3050-3176}{126}$			

К а м е н н о у	С р е д	М о с к о в	Подольский	$\frac{2940-3100}{160}$	$\frac{3060-3238}{178}$	$\frac{3176-3267}{>91}$		
			Н и ж н е-м о с к о в с к и й	Каширский	$\frac{3100-3205}{105}$	$\frac{3238-3345}{107}$		
				Верейский	$\frac{3205-3320}{115}$	$\frac{3345-3463}{118}$		
	Н и ж н и й	Б а ш к и р с к и й	Верхне-башкирский	$\frac{3320-3348}{28}$	$\frac{3463-3488}{25}$			
			Н и ж н е-б а ш к и р с к и й	Прикамский	$\frac{3348-3370(?)}{22}$	$\frac{3488-3512(?)}{24}$		
				Северо-кельтменский	$\frac{3370(?)-3390}{20}$	$\frac{3512(?)-3530}{18}$		
	Н а м ю р-с к и й		Краснополянский		$\frac{3530-3546}{16}$			
			Протвинский		$\frac{3546-3570}{24}$			

Система	Отдел	Ярус	Подъярус, надгоризонт	Горизонт	Щучкинская		Уральская			
					Г-1 (в бурении)	Г-2 (забой 4135 м)	Г-6 (забой 3267 м)	Г-5 (забой 3022 м)	Г-4 (забой 2980 м)	Г-1 (забой 2773 м)
Каменноугольная	Нижний	Визейский	Серпуховский	Стешевский		$\frac{3570-3672}{102}$				
				Тарусский		$\frac{3672-3700}{28}$				
			Окский	Веневский		$\frac{3700-3760}{60}$				
				Михайловский		$\frac{3760-3840}{80}$				
				Алексинский		$\frac{3840-3920}{80}$				
Яснополянский	Тульский		$\frac{3920-3995}{75}$							
	Бобриковский		$\frac{3995-4040}{45}$							
Турнейский	Чернышинский		$\frac{4040-4105}{65}$							
	Лихвинский		$\frac{4105-4135}{>30}$							

Примечания. 1. В числителе — глубины кровли и подошвы горизонта или подъяруса, в знаменателе — мощность (в м). 2. Менее 60 — мощность вскрытая.

гипса, ангидрита и кальцита. Среди известняков в скважинах Г-4 и Г-5 Уральских отмечены прослой буровато-серых перекристаллизованных пористых доломитов. По скв. Г-1 Щучкинской в интервале 2415—2421 м в низах описываемой толщи Р. А. Ганелина встретила многочисленные фораминиферы *Schubertella sphaerica* Sul., *S. sphaerica* var. *quadrata* Sul., *S. sphaerica* var. *staffelloides* Sul., *S. transitoria* Staff. et Wed., *S. paramelonica* Sul., *Triticites* aff. *schwageriniiformis* Raus., *T.* aff. *schwageriniiformis nanus* Ros. и др., характерные, по ее мнению, для нижней зоны швагеринового горизонта.

Несколько иной комплекс микрофауны определил И. А. Луньяк по скв. Г-5 Уральской в интервалах 2750—2755, 2800—2805, 2824—2829, 2910—2915 м: *Tolipamina fraudulenta* Lip., *T. communis* Lip., *Glomospira* aff. *pseudoseptata* Lip., *Globivalvulina* aff. *trigonalis* Viss., *G. bulloides* (Br.), *G.* ex gr. *rjazanica* Viss., *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul. По мнению С. В. Доброхотовой, эти формы распространены от гжельского яруса верхнего карбона до тастубского горизонта сакмарского яруса нижней перми.

Мощность отложений ассельского яруса колеблется от 70 м (скв. Г-1 Щучкинская) до 113 м (скв. Г-5 Уральская).

Сакмарский ярус

В составе отложений сакмарского яруса выделяются стерлитамакский и тастубский горизонты.

Тастубский горизонт сложен серыми и буровато-серыми органогенными известняками, перекристаллизованными, мелко- и микрозернистыми, реже пелитоморфными, доломитизированными и окремненными. В известняках отмечаются включения голубовато-бурых крепких ангидритов (скв. Г-5 Уральская) и прослой серых и буроватых скрытокристаллических известковистых доломитов (скв. Г-6 Уральская). По скв. Г-6 Уральской в интервале 2550—2555 м отмечен прослой углистых сланцев.

Граница отложений тастубского горизонта с породами ассельского яруса проводится по исчезновению в разрезе фузулинид и появлению мелких фораминифер. В образце керна по скв. Г-1 Щучкинской в интервале 2287—2292 м Р. А. Ганелина определила мелкие фораминиферы *Nodosaria netschajevi* Tscherd., *N. elabugae* Tscherd., *N. shikhanica* Lip., *N. catelliniformis* Grosd. и др., характерные для докунгурских отложений нижней перми. В интервале 2550—2556 м (скв. Г-6) она же обнаружила обедненный нехарактерный комплекс фораминифер, который может присутствовать в отложениях от среднего карбона до перми включительно: *Eostaffella* sp., *Pseudoendotyra* aff. *volinuensis* (Grosd. et Leb.), *P.* ex gr. *preobrajenskyi* (Dutk.), *P.* ex gr. *struvei* (Moell.), *Glomospira gordialis* (Jones et Park.). Выше по разрезу, в интервале 2527—2533 м, встречены единичные *Nodosaria netschajevi* Tscherd., *N.* ex gr. *netschajevi* Tscherd., *N.* ex gr. *catarinae* Grosd., *Glomospira* sp., указывающие на пермский возраст вмещающих их пород.

Мощность отложений тастубского горизонта колеблется от 60 м (скв. Г-6 Уральская) до 80 м (скв. Г-4 Уральская).

Стерлитамакский горизонт. Отложения этого горизонта сложены серыми, темно-серыми и буроватыми скрытокристаллическими известняками, иногда органогенными, глинистыми, иногда доломитизированными, состоящими из мелких зерен кальцита, в массе которых рассеяны фораминиферы, остракоды и членики криноидей.

В разрезах южных скважин среди известняков появляются про-

слои буровато-серых тонкокristаллических, участками сульфатизированных доломитов, голубовато-белых крепких ангидритов и гипсов, количество которых увеличивается в южном направлении.

По скв. Г-4 Уральской из интервала 2675—2680 м И. А. Луньяк обнаружил *Tolipamina frandelenta* Lipina, *T. ex gr. frandelenta* Lipina, *T. ex gr. frandialis* (Jones et Park.), *Glomospira aff. elegans* Lipina, *Glomospira* sp., *Ammovertella* ? ex gr. *minuta* Lipina, характерные для сакмарского и артинского ярусов.

По скв. Г-1 Уральской в интервалах 2718—2722, 2748—2752, 2770—2773 м и по скв. Г-5 в интервале 2635—2640 м он определил мелкие фораминиферы *Glomospira* ex gr. *gordialis* Jones et Park., *G. dublicata* Lipina, *G. sp.*, *Globivalvulina* ex gr. *trigonalis* Viss., *G. densa* Viss., *G. bulloides* (Br.), *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscherd. и др., по мнению Т. К. Замелацкой, указывающие, вероятнее всего, на стерлитамакский возраст вмещающих пород.

Мощность отложений стерлитамакского горизонта колеблется от 55 м (скв. Г-4 Уральская) до 65 м (скв. Г-5 Уральская). Максимальная мощность отложений сакмарского яруса установлена по скв. Г-4 Уральской и равна 135 м.

Артинский ярус

Отложения артинского яруса представлены буровато-серыми известняками, массивными, плотными, пелитоморфными, ангидритизированными, с включениями пирита.

В разрезе наиболее южной скв. Г-1 Уральской отмечены известняки, обладающие микроконгломератовидной структурой (обломки размером 0,01—3 мм состоят из пелитоморфных и органогенных известняков, ангидрита, глин и кварца), а также прослой темно-серых доломитов, разнoзернистых, глинистых, известковистых и темно-серых аргиллитов, слабо известковистых, плотных, плитчатых. В доломитах присутствуют включения гипсов и ангидритов голубовато-серых, крепких, мелкокristаллических.

Нижняя граница отложений артинского яруса фиксируется нечетко и на каротажных диаграммах намечается по незначительному снижению (по сравнению с нижележащими породами) кажущихся сопротивлений.

По скв. Г-1 Уральской из интервала 2690—2695 м и по скв. Г-4 из интервала 2650—2655 м И. А. Луньяк определил фораминиферы *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Jones et Park.), *G. aff. dublicata* Lipina, *G. aff. multiplanata* Solotova, *G. sp.* (часто), *Tolipamina* sp., *Ammovertella* sp., которые, по его мнению, характерны для артинских и кунгурских отложений. Т. Н. Замелацкая считает, что данный комплекс фораминифер скорее всего определяет артинский возраст вмещающих его пород.

Мощность отложений артинского яруса колеблется от 24 м (скв. Г-1 Щучкинская) до 28 м (скважины Г-5, Г-4, Г-1 Уральские). Максимальная мощность докунгурских отложений нижней перми установлена по скв. Г-5 Уральской и равна 264 м.

На артинских известняках залегают сульфатно-галогенные породы кунгура, наличие которых на каротажных диаграммах выявляется резким повышением кажущихся сопротивлений.

На юге Оренбургской и юго-востоке Куйбышевской областей отложения сакмарского и артинского ярусов сложены ангидритами с прослоями доломитов и известняков. Существенно иной литологический состав имеют эти ярусы на описываемой территории, где они образо-

ваны в основном известняками с прослоями доломитов и единичными прослоями ангидритов и аргиллитов. Однако и здесь намечаются два типа разрезов: 1) Щучкинский и Карповский (скв. Г-1 Щучкинская и скважины Г-2 и 6 Уральские) — карбонатный, бессульфатный; 2) более южный (скв. Г-1 Уральская), представленный доломитизированными известняками с прослоями доломитов и включениями гипсов и ангидритов.

Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины

Нижний отдел

В восточной прибортовой части Прикаспийской впадины нижнепермские отложения вскрыты следующими глубокими скважинами: Г-7 (Жилансаид), 11-П (Шенгельший), 13-П (Алибекмола), Г-1 (Жанажол), Г-10 (Мортук), Г-2 (Кумсай), 12-П (Кенкияк), Г-5 (Тасши), Г-24 (Акжар), Г-3 (Курсай), 14-П (Киндысай), Г-4 (Каратобе), Г-2 (Жаркамьс), Г-6 (Шотыколь), а также многими скважинами структурно-поискового бурения, вскрывшими отложения кунгура на площадях Остансык, Аккум, Талдышоки, Арансай, Бособа, Узынкараганда, Итасай, Башенколь, Урихтау, Сарксымола, Байганин и др. (рис. 32). Нижнепермские отложения скв. Г-7 изучались Н. Н. Михиной и А. К. Замареновым, скв. 11-П — Ю. А. Ивановым. В остальных скважинах и на площадях изучением их занимались З. Е. Булекбаев, Л. П. Трайнин, Ю. А. Иванов, А. С. Посадская, В. С. Конищев, Г. Г. Мулдакулов, Г. М. Шурыгин, А. К. Замаренов, Э. Н. Замаренова, Э. К. Азнабаев, Б. Б. Бейсенов, Е. М. Сербинова и др. Краткое описание нижнепермских отложений восточной прибортовой части Прикаспийской впадины можно найти в работах В. С. Журавлева (1960), Н. В. Неволина (1961), Я. С. Эвентова (1962), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963), Л. И. Богомоловой, Р. Г. Гарецкого и др. (1963), П. Я. Аврова, З. Е. Булекбаева и др. (1965).

Среди нижнепермских пород выделяются отложения ассельского, сакмарского и кунгурского ярусов. Отложения артинского яруса в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины отсутствуют в связи с предкунгурским размывом и, по-видимому, появляются значительно западнее на более далеких частях ее восточного склона.

Ассельский ярус

Отложения ассельского яруса вскрыты скв. Г-1 (Жанажол) в интервале глубин 2410—2650 м и представлены аргиллитами с прослоями песчаников. Среди аргиллитов встречаются прослойки доломитов, а в песчаниках — алевролитов и гравелитов.

Аргиллиты темно-серые, алевролитистые и известковистые, слоистые, плитчатые, с обуглившимися растительными остатками. Песчаники серые, полимиктовые, известковистые, мелкозернистые, слоистые, крепкие, хорошо сцементированные известковым цементом. Обломочный материал песчаников составляет 60—65%, он представлен полуокатанными и окатанными зернами кварца (до 24%), полевых шпатов (до 75%), обломками кремнистых и карбонатных пород, пиритом, листочками биотита и мусковита. Присутствуют минералы тяжелой фракции: гранат, анатаз, шпинель и др. Цемент карбонатный, базального типа, содержание его в породе достигает 40%.

Гравелиты серые и зеленовато-серые, полимиктовые, мелкогалечные, галька окатанная и угловатая, чаще всего с полированной поверхностью; преобладает галька кварца, кремнистых и изверженных пород, слабо сцементированных песчанисто-известковым цементом. Углы падения пород не превышают 10° .

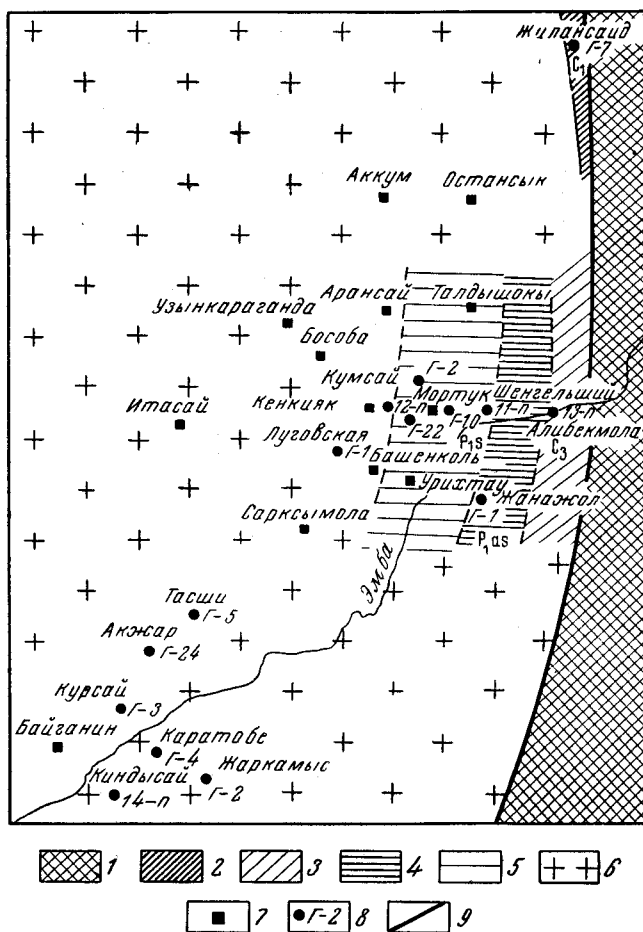


Рис. 32. Расположение скважин, вскрывших каменноугольные и нижнепермские отложения в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины

1 — область отсутствия платформенных отложений карбона и нижней перми; залегание соленосных отложений кунгура на породах: 2 — нижнего карбона, 3 — верхнего карбона, 4 — ассельского яруса нижней перми, 5 — сакмарского яруса нижней перми; 6 — соленосные отложения кунгура; 7 — группа скважин, вскрывших отложения карбона и нижней перми; 8 — скважина, вскрывшая отложения карбона и нижней перми, и ее номер; 9 — разлом

Аргиллиты на кривых КС выражены сопротивлениями в 5—7,5 *ом·м*, а песчаникам и гравелитам соответствуют сопротивления в 15—25 *ом·м*.

В песчанике из интервала 2495—2498 м В. Н. Крестовниковым определена *Spirifer ex gr. usfensis* Tschern., характерная для швагеринового горизонта. Л. И. Богомолова, Р. А. Ганелина и С. Ф. Щербович в образцах песчаника из интервалов 2485—2488, 2495—2498 и 2645—2647 м определили богатый комплекс фораминифер: *Schwage-*

rina sphaerica Scherb., *S. ex gr. sphaerica* Scherb., *S. constans* Scherb., *Pseudofusulina* aff. *declinata* Korzh., *P. paragregaria* Raus., *P. ex gr. sulcata* Korzh., *P. ex gr. rhomboides* Raus., *P. sulcata* Korzh., *Pseudoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *Schubertella sphaerica* var. *compacta* Sul., *S. ex gr. paramelonica* Sul., *Tuberitina bulbacea* Gal. et Hartl., *T. aff. collosa* Reitl., позволяющий отнести описанные отложения к ассельскому ярусу (швагериновому горизонту).

Вскрытая мощность отложений ассельского яруса 240 м.

Сакмарский ярус

Сакмарские отложения вскрыты скв. 11-П (Шенгельский) в интервале глубин 3140—3382 м (забой) и скв. Г-2 (Кумсай) в интервале 3540—3920 м (забой). Они представлены аргиллитами с прослоями песчаников и конгломератов и единичными прослойками известняков, углы падения которых не превышают 2°. При этом в верхней части разреза скв. 11-П (3140—3238 м) преобладают песчаники и конгломераты, а в нижней (3238—3382 м) — аргиллиты, среди которых наблюдаются отдельные прослои песчаников и конгломератов.

Аргиллиты темно-серые, алевролитистые и известковистые, слоистые, плитчатые, с обуглившимися растительными остатками, участками пиритизированные и загипсованные. Карбонатность аргиллитов не превышает 20%, а содержание органического вещества составляет 10—15%. Алевролитовый материал чаще всего представлен зернами кварца, полевых шпатов и пластинками хлорита. Пирит приурочен к скоплениям органического вещества или рассеян в породе.

Песчаники темно-серые, полимиктовые, известковистые, мелкозернистые, слоистые и неслоистые, трещиноватые, крепкие. Обломочный материал составляет около 65%. Он представлен окатанными и угловатоокатанными зернами кварца (до 30%), обломками глинистых пород (15%), кремнистых пород (10%), известняка (7%) и пирита (1%). Встречаются единичные зерна плагиоклаза, хлорита, мусковита и прожилки органического вещества. Трещины выполнены кристаллическим кальцитом.

Конгломераты темно-серые и серые, полимиктовые, мелко- и крупногалечные, галька полуокатанная, по составу преобладает галька кремнистых пород, кварца, известняка с фораминиферами виле и намюра нижнего карбона, изверженных и терригенных пород размером до 5 см. Цемент глинисто-песчанисто-карбонатный базального типа, иногда ангидритовый. В цементе много растительного детрита, который частично пиритизирован.

Аргиллиты характеризуются низкими кажущимися сопротивлениями (3—8 ом·м), которые для пластов песчаников и конгломератов увеличиваются до 20—25 ом·м.

Из аргиллитов в интервалах 3144—3145, 3238—3240 и 3374—3375 м Е. Ф. Шаткинской и Г. Д. Ефремовой определен спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирующей является пыльца группы *Vittatina* (30%): *Vittatina vittifer* Lub., *V. vittifer* f. *minor* Lub., *V. cinedunata* Lub., *V. striata* Lub.; двумешковая пыльца *Striatiti* Pant. (до 16%): *Striatodiplopinites bullaeformis* (Sam.) Efr., *S. temiricus* Efr., *Striatobicites briekii* Sed., *S. elongatus* (Lub.) Efr.; пыльца гинкговых (до 16%): *Ginkgocycadophytus caperatus* Lub., *G. retroflexus* Lub.; крупная пыльца *Lebachia* (до 8%) и присутствует большое количество (до 27%) водорослей *Tasmanites* Newton. Вскрытая мощность сакмарских отложений 380 м.

Кунгурский ярус

Кунгурские отложения пройдены скважинами Г-7 (Жилансаид), 13-П (Алибекмола), 11-П (Шенгельший), Г-1 (Жанажол), Г-2 (Кумсай) и 14-П (Киндысай), где они со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают более древние палеозойские породы от сакмарского яруса до нижнего карбона. На других указанных выше площадях кунгурские отложения лишь частично вскрыты большим количеством скважин. По преобладанию тех или иных литологических разностей пород отложения кунгурского яруса могут быть подразделены на три толщи (снизу вверх): нижнюю — сульфатно-терригенную, галогенную и верхнюю — сульфатно-терригенную (см. рис. 28).

Нижняя сульфатно-терригенная толща пройдена скважинами Г-7 (913—930 м), 13-П (2284—2300 м), 11-П (3103—3140 м), Г-1 (2369—2410 м), Г-2 (3460—3540 м) и вскрыта скв. 12-П (3190—3227 м — забой). Она сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов и ангидритов. В скв. 11-П в основании толщи залегает прослой гравелита. Аргиллиты темно-серые, алевритистые, известковистые, участками ангидритизированные, слоистые, плитчатые, иногда трещиноватые, трещины заполнены ангидритом с обуглившимися растительными остатками.

Песчаники и алевролиты темно-серые, глинистые, известковистые, слоистые, плотные, хорошо сцементированные глинисто-известковым и ангидритовым цементом. Песчаники на 65—75% состоят из обломочного материала, который представлен угловато-окатанными и окатанными, нередко изолированными друг от друга зернами и обломками пород. Обломочный материал состоит из зерен кварца (до 21%), полевого шпата (до 12%), пластинок хлорита (до 3%), скоплений пирита (до 3%), единичных зерен рутила, граната, фосфатов и непрозрачных минералов и обломков халцедона, эффузивов, кремнистых, кварцевых и глинистых пород. Цемент смешанный, чаще глинисто-известковый, реже ангидритовый, образующий базальный и поровый типы цементации.

Гравелиты серые и темно-серые, полимиктовые, мелко- и среднегалечные, галька окатанная и полукатанная, по составу преобладает галька кварца, кремнистых пород, кварцита, известняка, доломита и песчаника. Размер гальки колеблется от 0,2 до 2,2 мм, встречается и крупная — до 4 мм. Обломочный материал составляет 60—65% от всей породы, заполняющий материал представлен в основном ангидритом и частично карбонатом с примесью песчано-глинистого материала.

Ангидриты голубовато-серые, участками глинистые, тонко- и среднекристаллические, слоистые, очень крепкие, иногда трещиноватые и брекчированные. Они состоят из чистого ангидрита, нередко с беспорядочно расположенными и раздробленными кристаллами. В небольшом количестве (до 1%) в ангидритах встречаются пелитовые частицы, пирит и песчаные зерна.

Видимые углы падения пород нижней толщи в скважинах Г-1 и 11-П составляют 9°, в скв. 13-П — 2° и в скв. Г-7 не более 5°.

На каротажных диаграммах сульфаты отмечаются высокими кажущимися сопротивлениями (до 100 ом·м) и положительными аномалиями естественной и наведенной гамма-активности. Песчано-глинистые породы имеют сопротивления до 15 ом·м и дифференцированную ПС в 5 мв.

В аргиллитах и алевролитах из скважин 13-П, 12-П и Г-2 Л. М. Попониной и О. П. Ярошенко определен характерный для кунгура спорово-пыльцевой комплекс: *Cordaitina uralensis* Lub. (20%), *C. subro-*

tata Lub. (5%), *Ginkgocycadophytus erosus* Lub. (3%), *G. caperatus* Lub. (1%), *Protopodocarpus alatus* Lub. (3%), *Protodiploxypinus bil-laeformis* Sam. (5%), *Protohaploxypinus prolixus* Lub. (4%), *Vittatina cincinnata* Lub. (4%), *V. striata* Lub. (3%), *Azonaletes fabaginus* Sam. (10%), *A. levis* Lub. (10%). Мощность сульфатно-терригенной толщи колеблется от 16 до 80 м.

Галогенная толща на перечисленных выше площадях вскрыта большим количеством скважин. На полную мощность она пройдена скважинами: Г-7 (140—913 м), 13-П (932—2284 м), 11-П (2240—3103 м), Г-1 (1380—2369 м) и 12-П (502—3190 м), сложена главным образом каменной солью, белой, крупнокристаллической, массивной, с редкими включениями сульфатов, линзами ангидрита и терригенных пород, залегающих на различных стратиграфических уровнях и в основном встречающихся в нижней части толщи.

В верхней части толщи на куполе Кенкияк в скв. Г-11 (интервалы 707—712, 785—797 и 802—816 м) встречены три линзы калийных солей — сильвинитов.

Каменная соль на кривой КС выражена высокими кажущимися сопротивлениями (25—100 ом·м) и недифференцированной ПС. На кривых ГК соль фиксируется низкими значениями (до 5 мкр/час), а на НГК — положительными аномалиями (10—12 тыс. импульс/мин). Калийные соли имеют высокую естественную активность (до 20 мкр/час). На кавернограмме каменной соли соответствует увеличение диаметра скважины, калийные соли в процессе бурения растворяются сильнее и образуют большие каверны.

В линзах терригенных пород Л. М. Попониной определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для кунгурских отложений, наряду с которым встречается и переотложенный плохой сохранности артинско-сакмарский комплекс.

Мощность галогенной толщи изменяется от 773 м (Жилансаид), 989 м (Жанажол), 1352 м (Алибекмола), 2500 м (Мортук и Кенкияк) до более 2600 м (Киндыса). При этом в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины галогенная толща имеет распространение только в соляных штоках куполов, а в межкупольных зонах, по данным сейсмических исследований МРНП и бурения скважин Г-2 (Кумсай) и Г-1 (Луговская), она отсутствует из-за полного выжимания в близлежащие соляные структуры.

Верхняя сульфатно-терригенная толща с первичным нормальным залеганием пород, не подвергшихся воздействию соляной тектоники, по-видимому, вскрыта скважинами Г-7 (0—140 м), 13-П (400—932 м), Г-1 (702—1380 м), 11-П (2140—2240 м), Г-22 (600—1006 м). В разрезе других скважин, пробуренных в сводовых частях соляных куполов, она почти нацело разрушена соляным тектогенезом.

В разрезе указанных скважин толща сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и ангидритами с прослоями известняков. При этом нижняя ее часть обычно сложена ангидритами с прослоями терригенных пород, а в верхней части в основном развиты терригенные породы с прослоями сульфатов. Однако литологический состав отложений толщи непостоянен. В сводовых частях соляных куполов и на крутых склонах сульфатно-терригенная толща отсутствует, и скважинами вскрываются, оставшиеся после проявления соляной тектоники, перемятые и брекчированные сульфатно-терригенные породы незначительной мощности, выведенные из своего первоначального залегания.

Аргиллиты темно-серые и черные алевролитистые, известковистые, слоистые, плитчатые, с прослоями алевролитов и известняков, с обуглившимися растительными остатками.

Песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, известковистые, мелкозернистые, слоистые, плитчатые, хорошо сцементированные.

Ангидриты беловато-серые с голубым оттенком, тонко- и мелкокристаллические, слоистые, массивные, плотные.

На электрокаротажных диаграммах терригенные отложения отмечаются низкими кажущимися сопротивлениями (5—8 ом·м), а ангидриты — высокими (100—125 ом·м).

В аргиллитах Л. М. Попонина, Г. Д. Ефремова и Е. Ф. Шаткинская определили характерный для кунгура спорово-пыльцевой комплекс: *Cordaitina uralensis* Lub., *C. subrotata* Lub., *C. rugulifer* Lub., *C. ornata* Sam., *Vittatina vittifer* Lub., *V. striata* Lub., *Azonaletes fabaginus* Sam., *A. levis* Lub., *Protodiploxypinus giganteus* Sam., *P. silvestritypus* Sam., *Protohaploxypinus latissimus* Lub., *P. prolixus* Lub., *P. perfectus* Naum., *P. elegatus* Sam., *Ginkgocycadophytus erosus* Lub., *G. caperatus* Lub.

Мощность верхней сульфатно-терригенной толщи в зависимости от структурного положения изменяется от 100 до 678 м.

Южная прибортовая часть Прикаспийской впадины

Нижний отдел

Нижнепермские отложения в пределах южной прибортовой части Прикаспийской впадины вскрыты четырьмя скважинами: 5 (опорная) и 1^а (Тугаракчан) и 1,2 (Сарыкумы). Сведения о нижнепермских отложениях Южно-Эмбенского гравитационного максимума были приведены в работах Н. А. Калинина (1954), А. Л. Яншина (1955), Г. Е.-А. Айзенштадта, Н. Н. Лапиной и Д. Л. Степанова (1957), М. П. Казакова и др. (1958), Р. И. Грачева (1959), В. С. Журавлева (1960), В. С. Днепровца (1962), Б. К. Прошлякова и Ю. М. Васильева (1962). Нижняя пермь представлена всеми ярусами.

Ассельский ярус

Отложения ассельского яруса вскрыты скважинами 1 и 2 (Сарыкумы) соответственно в интервалах глубин 1887—2348 и 1916—2460 м. Они сложены серыми и буровато-серыми известняками с прослоями темно-серых карбонатных глин, с редкими включениями гальки кремнистых пород. В глинах обнаружены вкрапления обуглившихся растительных остатков. В известняках обнаружена обильная фауна фораминифер, среди которых С. Ф. Щербович определены такие характерные формы швагеринового горизонта ассельского яруса, как *Triticites* ex gr. *rhodesi* Needh., *Rugosofusulina* ex gr. *alpina* (Schellw.), *Schwagerina* ex gr. *moelleri* Raus., *S. cf. sphaerica* Scherb., *Pseudoschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.). Обнаруженные здесь брахиоподы также подтверждают, по заключению В. Н. Крестовникова, швагериновый возраст вмещающих их пород. Мощность отложений ассельского яруса в скв. 1 составляет 461 м, в скв. 2 — 544 м.

Сакмарский ярус

Отложения сакмарского яруса также вскрыты скважинами 1 и 2 (Сарыкумы) соответственно в интервалах глубин 1688—1886 и 1725—1915 м. Они сложены глинами темно-серыми, карбонатными, переме-

жающимися с серыми глинистыми известняками и серыми и темно-серыми ангидритами. В глинах встречаются включения обуглившихся растительных остатков. Б. К. Прошляков и Ю. М. Васильев (1962) отметили, что в разрезе присутствуют рифогенные известняки. В известняках С. Ф. Щербович обнаружила *Pseudofusulina* ex gr. *sulcata* Kozz. Эта находка, а также литологические особенности разреза позволяют отнести вмещающие слои с некоторой долей условности к тастубскому горизонту сакмарского яруса. Сохранившаяся от предмезозойского размыва мощность отложений сакмарского яруса составляет в скв. 1 198 м, а в скв. 2 — 190 м.

Артинский ярус

Отложения артинского яруса вскрыты скважинами 5 (опорной) и 1^а (Тугаракчан) соответственно в интервалах глубин 2584—2822 (забой) и 2380—2945 м (забой). Они сложены глинами, перемежающимися с известняками, доломитами и песчаниками. В нижней части разреза отмечаются прослои конгломератов, состоящих из гальки кремнисто-глинистых пород, яшм, радиоляритов и реже эффузивов. Глины темно-серые, почти черные, алевритистые, слабо карбонатные. Песчаники, известняки и доломиты также имеют серую и темно-серую окраску. Песчаники алевритистые, полимиктовые, мелкозернистые, с карбонатным цементом. Доломиты пористые, часто кавернозные. Отнесение описанных пород к артинскому ярусу произведено с некоторой долей условности по особенностям литологического состава и нижепермским спорово-пыльцевым комплексам (Грачев, 1959; Днепров, 1962). Не исключена возможность, что нижняя часть разреза скв. 1^а принадлежит уже к сакмарскому ярусу. Вскрытая мощность отложений, условно отнесенных к артинскому ярусу, составляет в скв. 1^а — 565 м, а в скв. 5 — 238 м.

Кунгурский ярус

Отложения кунгурского яруса вскрыты скважинами 5 (опорной) и 1^а соответственно в интервалах глубин 2303—2584 и 2240—2380 м. Они представлены в основном ангидритами, которые залегают в виде пачек мощностью до 65 м и незначительных прослоев (до 0,15 м) среди темно-серых глин и песчаников, известняков и мергелей. Ангидриты светло-серые, серые и темно-серые, нередко с буроватым оттенком, обычно плотные, с неровным сахаровидным изломом. Рассматриваемые породы отнесены к кунгуру на основании литологического сопоставления с разрезами кунгура остальных районов Прикаспийской впадины. Мощность отложений, условно относимых к кунгурскому ярусу, в скв. 5 281 м, а в скв. 1^а 140 м.

Кунгурский ярус Прикаспийской впадины

В Прикаспийской впадине, а также в Южном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы и в Предуральском краевом прогибе к кунгурскому ярусу, являющемуся стратиграфической единицей местного значения для востока Русской плиты и Приуралья, относится специфический комплекс галогенных отложений.

В Предуральском краевом прогибе, к северу от Прикаспийской впадины, общепринято разделять кунгурский ярус на филипповскую и иреньскую свиты. На восточной окраине Русской плиты иреньская свита состоит из следующих пачек (снизу вверх): ледянопещерской

(ангидритовой), неволинской (известняково-доломитовой), шалашнинской (ангидритовой), елкинской (известняково-доломитовой), демидковской (ангидритовой), тюйской (плитчатых доломитов и кавернозных известняков) и лунежской (ангидритовой). Шесть нижних пачек (до тюйской включительно) составляют сергинскую подсвиту, а с верхней, лунежской пачкой или подсвитой обычно сопоставляется соляная толща Предуральского краевого прогиба (Золотова, 1961). В пределах Куйбышевской и Оренбургской областей в составе филипповской свиты выделяются два ритма, соответствующих пилюгинским и мухановским слоям (Рыбаков, 1962). Иреньская свита здесь носит название сорочинских слоев.

На территории Прикаспийской впадины и прилегающих частей Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы и Предуральского краевого прогиба, где кунгурские галогенные отложения поднимаются к дневной поверхности лишь по периферии солеродного бассейна и в отдельных соляных куполах и антиклиналях, их расчленение затруднено. Галогенные отложения в обнажениях претерпевают существенные гипергенные изменения, и поэтому изучение их стратиграфии в таких условиях может привести и приводило к неверным представлениям о разрезе кунгурских галогенных толщ. На соляных куполах, где соляные толщи в прежние годы были вскрыты лишь единичными скважинами, изучались сравнительно небольшие интервалы разреза кунгурской галогенной толщи. Это также создавало неполные и порой ошибочные представления о ее разрезе.

Точное определение нижней и верхней границ кунгурского галогенного комплекса в пределах Прикаспийской впадины затруднено еще и тем, что в выше- и нижележащих отложениях также имеются галогенные породы. В надкунгурских отложениях к северу от Прикаспийской впадины развита галогенная толща казанского яруса. В направлении впадины кунгурская и казанская галогенные толщи могут сливаться. На куполе Озинки ангидриты, залегающие непосредственно на кунгурской соляной толще, могут принадлежать к казанским отложениям (по мнению сотрудников Саратовского университета). К казанским отложениям относятся и надсолевые карбонатно-гипсовые породы куполов Баскунчак, Азгир и Худайберген.

К северу от Прикаспийской впадины в докунгурских отложениях ангидриты встречаются в верхней части разреза артинского яруса, а также в верхних частях разреза тастубского и стерлитамакского горизонтов сакмарского яруса нижней перми. В направлении центральной части Прикаспийской впадины артинские и сакмарские сульфатные породы могут фациально замещаться каменной солью и сливаться с кунгурской галогенной толщей. Таким образом, определение нижней границы кунгурских отложений в Прикаспийской впадине является условным.

Следует отметить, что на юго-западе Прикаспийской впадины наличие галогенных пород предполагается еще и ниже — в девонских отложениях. Об этом могут свидетельствовать найденные А. Н. Семихатовым (1929) глыбы кремнистых известняков с остатками девонской фауны в галечнике основания хозарских слоев в карьерах на куполах Баскунчак и Эльтон.

В составе этой фауны А. П. Иванов определил *Spirifer archiaci* Murch., *Spirorbis omphalodes* Goldf., *Rhynchonella livonica* Buch., *Athyris concentrica* Buch., *Productus* cf. *subaculeatus* Murch., *Strepatorhynchus umbraculum* (?) Schloth. К западу от Прикаспийской впадины, в Арчедино-Донском районе, в нижних горизонтах девона

(морсовские слои) развиты ангидриты и гипсы (Маловицкий, Летавин, 1960).

Разрезы периферийных литолого-фациальных комплексов кунгура более детально изучены, так как они обнажены на дневной поверхности или залегают неглубоко и пересечены значительным количеством скважин. Собственно ангидрито-соляной кунгурский комплекс на полную мощность вскрыт лишь в единичных пунктах солеродного бассейна (Корневский, 1957; Корневский и Воронова, 1966). На остальной территории Прикаспийской впадины, на ее соляных куполах, изучена преимущественно верхняя часть его разреза.

К западу от Прикаспийской впадины, на правобережье Волги, в пределах Приволжской моноклинали, кунгурские отложения встречаются на Смородинской, Коробковской, Уметской, Романовской, Ольховской, Родионовской, Чухонастовской, Липовской, Качалинской, Мариновской, Котельниковской и других структурах (рис. 33).

В основании кунгурских отложений на правобережье Волги местами прослеживается слой мелкогалечных конгломератов (Качалино, скв. 22). На севере Волгоградской области, на Красноярской площади, отложения кунгура внизу представлены брекчированной толщей, состоящей из обломков доломита, сцементированных гипсом (Урусов и др., 1962). В этой толще содержится кунгурский спорово-пыльцевой комплекс. Близ Волгограда, в Качалино, нижняя часть кунгура образована доломито-ангидритовыми породами мощностью 30—40 м. На Красноярской и Качалинской структурах слой (до 5—6 м), лежащий в ее основании, обогащен барит-целестином. На Мариновской структуре в низах кунгура прослеживается пачка (более 50 м) мергелей, глинистых известняков и ангидритов.

Средняя часть кунгурских отложений на Качалинской структуре представлена каменной солью (350 м) с тонкими прослоями доломито-ангидритовых и ангидритовых пород. Южнее, на Мариновской структуре, мощность соли уменьшается до 70 м, но на Чухонастовской структуре (скв. 2) достигает 110 м. Каменная соль встречена при бурении на Липовской, Горно-Водяной, Паромной и Царицынской структурах, где ее мощность местами достигает 500 м. Пласты каменной соли выклиниваются вдоль западных крыльев Чухонастовской, Липовской и Качалинской структур (Граблин и др., 1962).

Разрез кунгурских отложений заканчивается переслаиванием ангидритов, доломитов и гипсов с прослоями каменной соли. Мощность этой верхней части разреза кунгура на Качалинской и Мариновской структурах около 200 м. К северу, западу и юго-западу (на Родионовской, Ольховской, Романовской, Уметской, Коробковской и Смородинской структурах) кунгур представлен, видимо, только своей верхней пачкой (Урусов и др., 1962).

На Коробковской структуре в 1953 г. В. Д. Ильин и Г. М. Белякова (1961) к кунгuru отнесли глины с прослоями известняков и доломитов (45—110 м) и вышележащие белые доломитизированные известняки (10—20 м). На Уметской структуре над доломитами верхнего карбона они же выделили кунгурские голубовато-серые ангидриты (43 м), доломиты с прослоями глин (77 м), ангидриты и доломиты (126 м), ангидриты (90 м) и известняки с прослоями красных глин. А. В. Урусов (1962) считает, что указанные отложения в Умете и Коробках принадлежат к сакмарско-казанскому комплексу, а к кунгuru здесь, видимо, относится лишь часть их разреза, представленная в основном доломитами и ангидритами. На Ольховской структуре отложения кунгура представлены доломитами, а на Романовской — доломит-ангидритами (60 м).

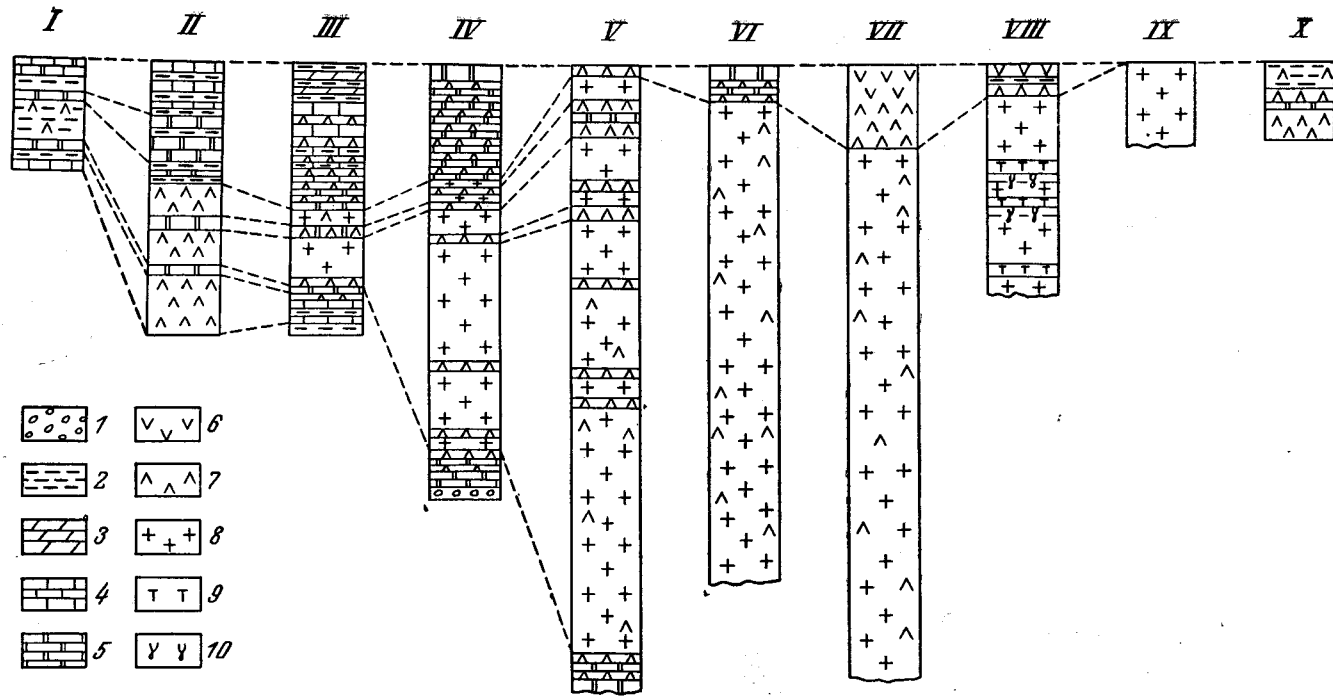


Рис. 33. Разрезы галогенных отложений кунгура западной части Прикаспийской впадины

I — коробки; II — Умет; III — Мариновка; IV — Качалино; V — Николаевка; VI — Красноармейск; VII — Баскунчак; VIII — Азгир;
IX — Азау; X — Астрахань

1 — мелкогалечные конгломераты; 2 — глины и аргиллиты; 3 — мергели; 4 — карбонатные породы; 5 — доломиты; 6 — гипсы; 7 — ан-
гидриты; 8 — каменная соль; 9 — тенардитовая порода; 10 — туфогенная порода

На юге Волгоградской области, на Котельниковской площади, кунгурские отложения образованы переслаиванием гипсов, доломитов, ангидритов, известняков и песчаников (Урусов и др., 1962).

В районе г. Астрахани, по данным А. В. Копелиовича и Я. С. Эвентова (1956), разрез кунгура начинается ангидритами с примесью доломита и глин (68 м), включающими два пласта ангидритизированных мергелей и аргиллитов. Верхняя часть разреза кунгура здесь сложена аргиллитами и глинисто-ангидрито-сидеритовыми породами (421 м). В настоящее время некоторыми исследователями (Соловьев, 1962) она отнесена к пермо-триасу. С другой стороны, всю кунгурскую толщу района г. Астрахани И. Ю. Лапкин (1961) на основании находок ортоцератитов, принадлежащих, согласно определений В. Н. Шиманского, к роду *Michelinoceras* или *Trematoceras* (?), предлагает считать артинскими отложениями.

В направлении Прикаспийской впадины разрез кунгурских отложений существенно изменяется: мощность средней соляной пачки резко увеличивается, а мощность верхней, карбонатно-сульфатной, пачки уменьшается (на Николаевском, Ленинском, Красноармейском, Светлогорском, Эльтонском, Баскунчакском и Азгирском куполах).

Близ Волгограда на Красноармейском куполе мощная (до 700 м) толща каменной соли, содержащей прослой ангидритов, перекрыта пачкой (30—50 м) карбонатно-сульфатных пород. Примерно ту же мощность имеет верхняя пачка кунгурских отложений на Паромной структуре. По скв. 2 примерно на 90 м ниже кровли соляной толщи в интервале до 140 м по данным гамма-каротажа отмечены три аномалии, наличие которых может свидетельствовать о возможном присутствии пластов калийных солей (Урусов, 1962). На Николаевской структуре опорная скважина прошла верхнюю гипсово-ангидритовую пачку (до 10 м), под которой вскрыла соляную толщу (свыше 800 м) с прослоями и пластами ангидритов и доломит-ангидритов. По сообщению В. В. Кольцовой, эта толща также включает пласты калийных солей, в том числе карналлита и бишофита.

Каменная соль с прослоями ангидритов встречается также при бурении на куполах Эльтон, Баскунчак, Азгир и Аукетайчагыл. Сколько-нибудь детально на этих структурах она не изучена. На некоторых из них в каменной соли отмечено присутствие следов калийных солей: до 2,8% на Аукетайчагыле (Соколова и др., 1961). Над соляной толщей на куполе Азгир прослеживается пачка (до 46 м) ангидритов (Коробов, 1959). На Западном Азгире в верхней части соляной толщи среди чистой каменной соли (почти без ангидритовых прослоев) встречаются пласты туфогенной, тенардитовой и тенардито-галитовой пород (Лобанова, 1960).

К северу от Прикаспийской впадины, в Саратовском и Куйбышевском Заволжье, Оренбургской области и Башкирии в основании филипповской свиты местами несогласно на артинских отложениях залегают конгломераты (Рыбаков, Савина, 1961). Филипповская свита представлена здесь доломитами с прослоями мергелей и ангидритов. В разрезе свиты выделяются два ритма: пилигинские слои (до 26 м), представленные доломитами иверху ангидритами, и мухановские слои (до 80 м), сложенные глинистыми и оолитовыми доломитами с ангидритами вверху (Рыбаков, 1960). В нижней части разреза филипповской свиты местами наблюдаются гнезда баритоцелестина и включения галита. В восточном и, видимо, в южном направлениях — к Предуральскому краевому прогибу и к Прикаспийской впадине — мощность филипповской свиты возрастает (рис. 34). В Башкирии, близ Предуральского краевого прогиба, ее максимальная мощность равна 200—

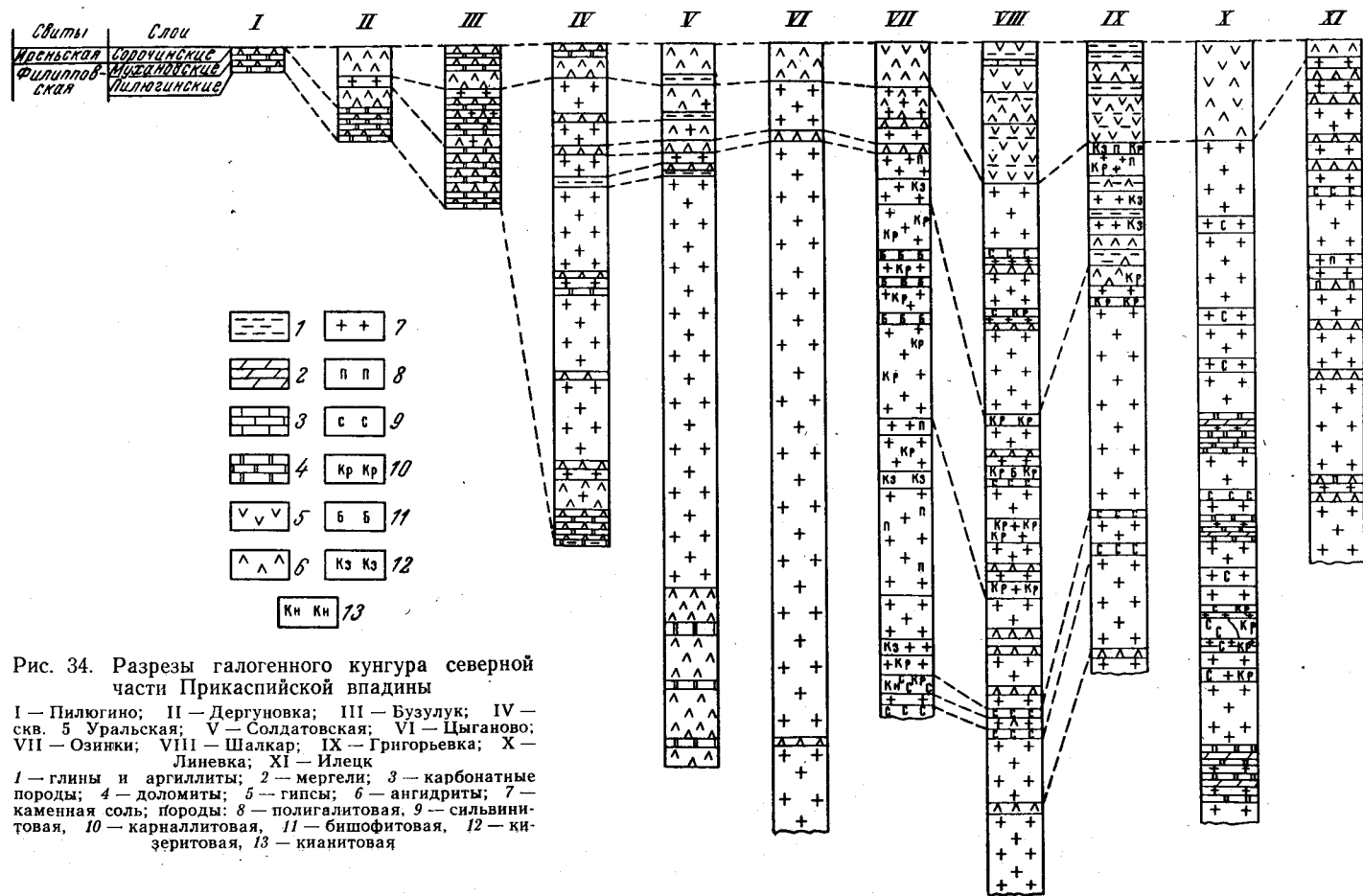


Рис. 34. Разрезы галогенного кунгура северной части Прикаспийской впадины

I — Пилюгино; II — Дергуновка; III — Бузулук; IV — скв. 5 Уральская; V — Солдатовская; VI — Цыганово; VII — Озинки; VIII — Шалкар; IX — Григорьевка; X — Линевка; XI — Илецк

1 — глины и аргиллиты; 2 — мергели; 3 — карбонатные породы; 4 — доломиты; 5 — гипсы; 6 — ангидриты; 7 — каменная соль; породы: 8 — полигалитовая, 9 — сильвинитовая, 10 — карналлитовая, 11 — бишофитовая, 12 — кизеритовая, 13 — кианитовая

400 м (Порфирьев и др., 1960). В направлении Прикаспийской впадины отложения филипповской свиты быстро погружаются на значительную глубину и поэтому пока не изучены.

Несколько западнее линии Куйбышев — Уральск мощность пачек каменной соли закономерно увеличивается с севера на юг. По данным В. Е. Лацковой (1961), в Дергуновке скв. 4 вскрыла 15 м каменной соли, в Перелюбе скв. 14 — уже 700 м, а на Уральской площади скв. 6 — 815 м. На Солдатовской структуре скв. 1 в интервале 1321—2676 м пересекла галогенную толщу кунгура, в средней части которой встретила в основном каменную соль (до 760 м), а выше и ниже — преимущественно ангидриты (Кожевников, 1958). Стратиграфическое положение нижней ангидритовой пачки (около 350 м) неясно. Возможно, что она хотя бы частично отвечает филипповской свите, доломиты которой к югу, возможно, замещаются ангидритами.

Ожнее, на Цыгановском куполе, скв. 3 в интервале 1535—3000 м встретила толщу преимущественно каменной соли, но не достигла нижней ангидритовой пачки (Кожевников, 1958). Юго-западнее, на куполах Озинки и Гремучинский, рядом скважин вскрыты галогенные отложения кунгура, представленные мощной толщей каменной соли уже с пластами калийно-магниевых солей.

Восточнее г. Уральска среди ангидритов иреньской свиты пласты и линзы каменной соли встречены в районе Сорочинска, а также на Тарханской и Ашировской структурах (Свищев, 1961). Включения галита появляются уже в иреньских ангидритах, вскрытых Бузулукской опорной скважиной (Макарова, Горнштейн, 1959). К северо-западу от этих пунктов, примерно до линии Державино—Троицкое—Бавлы, кунгурские отложения представлены преимущественно ангидритами, мощность которых, как правило, колеблется от 100 до 250 м, а еще северо-западнее — ангидрито-доломитовой пачкой (менее 100 м).

В направлении Оренбурга мощность иреньской свиты резко возрастает до 1000—1500 м при одновременном увеличении мощности пачек каменной соли (Рыбаков, 1960). На Архангельской площади уже около 70% кунгурской толщи сложено каменной солью (Свищев, 1961). К северу от Оренбурга, на территории Федоровско-Стерлибашевского вала и даже до Чекомагуша, в разрезе иреньской свиты среди ангидритов имеются мощные пласты каменной соли, местами с линзами пестрых сильвинитов (Стерлибашево). Мощность толщи каменной соли в районе Стерлибашево—Федоровка достигает 250—500 м, иногда 600—800 м. Эта толща включает пласты ангидритов, подстилается и перекрывается иреньскими ангидритами. Нижележащие отложения филипповской свиты представлены здесь доломитами (40—90 м), содержащими внизу прослой и пласты ангидритов.

В Предуральском краевом прогибе на территории Башкирии и Оренбургской области (Кореневский, 1961) иреньская свита сложена преимущественно каменной солью с пластами ангидритов, а местами с пластами калийных солей, в основном полигалитов (рис. 35). В Оренбургском Предуралье на Нежинской и Красноярской структурах в составе галогенной толщи кунгура выделяются (снизу вверх): базальный ангидрит (120 м на Красноярской структуре), толща каменной соли (750 м), полигалито-галитовая пачка (400—450 м), ангидрито-галитовая пачка с прослоями глины и мергелей (250—380 м) и ангидрито-гипсовая пачка (60—80 м), в верхней части которой местами прослеживаются доломиты и песчаники.

В Башкирии, в рифовой зоне Предуральского краевого прогиба, филипповская свита (до 100 м) сложена известняками с водорослями и мелкими фораминиферами. Иреньская свита (100—450 м) образо-

вана преимущественно ангидритами с прослоями доломитов, песчаников и глин. Вне рифовой зоны в Предуральском краевом прогибе кунгурские отложения пересечены лишь отдельными скважинами, причем в бассейне Сакмары и Урала их мощность достигает 2000 м (Лобов, Алексеев, 1959).

На юго-восточной окраине Прикаспийской впадины в зоне Южно-

Эмбенского погребенного краевого поднятия в урочище Тугаракчан периферийный комплекс кунгура пройден разведочной и опорной скважинами (рис. 36). Он представлен ангидрито-терригенными породами и разделяется на две свиты: нижнюю (146 м) с преобладанием ангидритов и верхнюю (135 м) преимущественно терригенную (Айзенштадт, Пинчук, 1958). Кунгурская толща ритмична. Выделяются девять ритмов второго порядка мощностью 11—70 м. Нижний элемент ритмов представлен известковистыми глинами, алевролитами, песчаниками, карбонатными породами, мергелями, нередко чередующимися с ангидритами, а верхний — ангидритами с тончайшими прослоями глин и карбонатных пород. В отложениях, отнесенных к кунгуру, Н. Н. Лапинская обнаружила *Vittatina vittifer* Lub., *Protopodocarpus alatus* (Lub.) Samoil., *Lebaehia* (много), *Vittatina cincinnata* (единичные), *Calamospora* sp., *Lagenella caperata* (Lub.) Mal., а выше *Rhynchopora* (?) *variabilis* Orb. (определение Н. Н. Лапиной).

Разрез отложений кунгура в урочище Тугаракчан имеет много сходных черт с разрезом отложений кунгура Астраханской опорной скважины

(см. рис. 33). Поэтому попытка переоценки возраста последних, сделанная И. Ю. Лапкиным (1961), нам представляется недостаточно обоснованной.

Разрезы отложений кунгура на территории Прикаспийской впадины в последнее время более детально изучены по данным бурения на куполах Шалкар, Индер, Тамдыколь, Макат, Ащибулак, Озинки и др. (см. рис. 34—36). При этом выяснено, что Ю. М. Косыгин (1943) из-за выборочного подьема керна и размыва солей при бурении несколько переоценил роль сульфатных и терригенных пород в составе отложе-

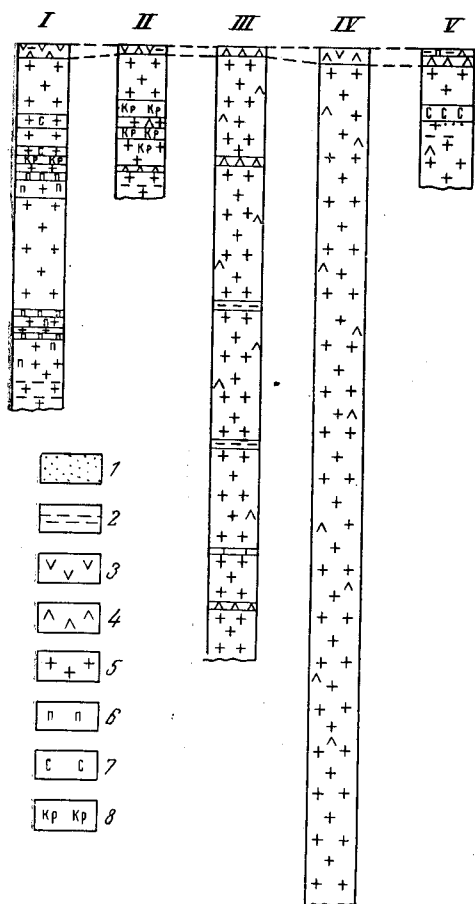


Рис. 35. Разрезы галогенного кунгура восточной части Прикаспийской впадины I — Ащибулак; II — Акжар; III — Жаманагач; IV — Шубаркудук; V — Кенкиак

1 — песчаники и алевролиты; 2 — глины и аргиллиты; 3 — гипсы; 4 — ангидриты; 5 — каменная соль; 6 — полигалитовая порода; 7 — сильвинит; 8 — карналлитовая порода

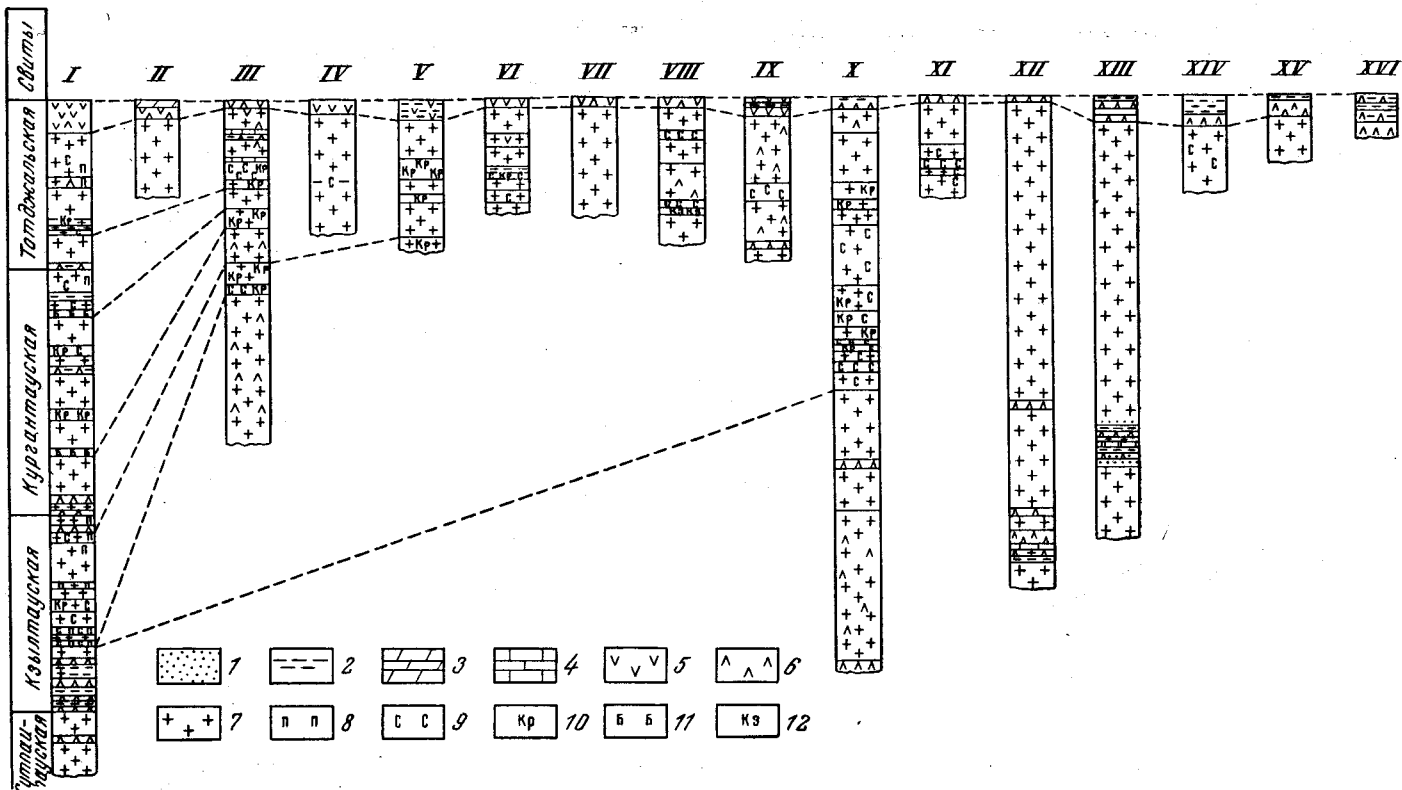


Рис. 36. Разрезы галогенного кунгура южной части Прикаспийской впадины

I — Индер; II — Матенкожа; III — Северный Тамдыколь; IV — Жекендысай; V — Барлыбай; VI — Байзак; VII — Саркумак; VIII — Жиренкара; IX — Кутгубай; X — Макат; XI — Сагиз; XII — Доссор; XIII — Черная Речка; XIV — Новобогатинск-Сугур; XV — Карачунгул; XVI — Тугаракчан

1 — песчаники и алевролиты; 2 — глины и аргиллиты; 3 — мергели; 4 — карбонатные породы; 5 — гипсы; 6 — ангидриты; 7 — каменная соль; породы; 8 — полигалитовая, 9 — силвинитовая, 10 — карналлитовая, 11 — бишофитовая, 12 — кизеритовая

ний кунгура. В Прикаспийской впадине эти отложения сложены комплексом различных солей, тогда как ангидриты, доломиты и терригенные породы образуют в них лишь сравнительно маломощные пропластки и горизонты. Только на некоторых куполах преимущественно в периферийных частях Прикаспийской впадины, в Предуральском краевом прогибе и Южном периклиинальном прогибе Уральской складчатой системы (Жиялка) эти породы имеют более заметное развитие в разрезе кунгура.

Во внутренних частях Прикаспийской впадины, где подошва галогенных отложений лежит на глубинах от 3,5 до 9—10 км и более, породы, подстилающие галогенную толщу кунгура, скважинами не достигнуты. Поэтому неизвестна и литология нижней части разреза последней. Можно только предполагать, что в ее основании залегает ангидритовая толща. Вышележащие отложения кунгура, вскрытые скважинами, представлены мощной соляной и значительно менее мощной надсолевой ангидрито-гипсовой толщей.

На куполе Индер соляная толща расчленена С. С. Коробовым (1960) на сутпайтаускую, кызылтаускую, кургантаускую и тотжальскую свиты. Нижняя, сутпайтауская свита сложена чистой каменной солью с пропластком ангидрита (до 22 м) вверху. Предполагается, что ее мощность не менее 700 м. Сутпайтауская свита Индера эквивалентна толще подстилающей каменной соли, выделяемой на других соляных куполах.

Кызылтауская свита состоит из нижней (галопелитовой), средней (полигалито-сильвинитовой) и верхней (галитовой) пачек. Нижняя пачка красно-бурых галопелитов представлена преимущественно карбонатами и ангидритами; лишь примерно четвертую ее часть составляют глинисто-алевролитовые компоненты. Мощность пачки равна 100—150 м.

В составе средней полигалито-сильвинитовой пачки местами содержится много кизерита и кайнита. В верхней части ее разреза сильвиниты иногда фациально замещены карналлитами. Мощность пачки равна 200 м. Наконец, мощность верхней галитовой пачки кызылтауской свиты Индера равна 150—200 м.

Кургантауская свита образована главным ангидритовым горизонтом, нижней галитовой, средней, шушактауской и верхней галитовой пачками.

Ангидритовый горизонт, проходящий в основании свиты, представлен двумя сближенными пластами ангидритов мощностью каждый до 10—15 м. Несмотря на разлинзовывание соляной толщи, этот горизонт на Индере является маркирующим.

Нижняя галитовая пачка имеет мощность до 250 м. В ее кровле Н. К. Воробьев, М. Диаров и др. (1962) выделили маркирующий гергейто-галитовый горизонт, хорошо диагностируемый по керну.

Средняя шушактауская пачка сложена внизу каменной солью (до 100 м), над которой залегают два калиеносных горизонта, разделенных каменной солью. Нижний калиеносный горизонт (до 40 м) сложен галитом, кизеритом и карналлитом, местами бишофитом, а верхний (до 20 м) — сильвинито-галитовой породой. Мощность шушактауской пачки около 200 м.

Верхняя галитовая пачка, включающая пласт соленосных глин (5—10 м), имеет мощность 650—750 м.

Тотжальская свита представлена пачкой покровной каменной соли (250—300 м) и пачкой покровных ангидритов (80—100 м). Мощность соляной толщи в районе Индера около 2500 м.

Надсолевая ангидрито-гипсовая толща сложена преимущественно серыми глинистыми гипсами, содержащими пласты ангидритов и линзы карбонатных пород. Ее средняя мощность около 60 м.

С. А. Абрамова и О. Ф. Марченко в 1961 г. провели палинологическое изучение 121 образца из 17 скважин и двух карьеров, расположенных в центральной и южной частях соляного массива купола Индер. Они установили наличие здесь двух спорово-пыльцевых комплексов.

В первом комплексе преобладают споры родов *Inderites* — *I. robustus* (L u b.), *I. bulbiferus* (M a l.), *I. compactoreticulatus* (L u b.), *I. spinoreticulatus* (L u b.). Среди немногочисленной пыльцы преобладает пыльца *Vittatina* L u b. и пыльца с ребристым телом и воздушными мешками. По данным С. Р. Самойлович (1960) и Е. Ф. Шаткинской (1958), в Актюбинском Приуралье споры *Inderites* присущи артинским отложениям.

Для второго спорово-пыльцевого комплекса характерно отсутствие спор и господство пыльцы, в составе которой преобладает пыльца *Vittatina* L u b. и пыльца с ребристой экзиной тела и воздушными мешками. Из голосемянных представлена пыльца *Vittatina striata* L u b. (до 19,5%), *V. vittifer* L u b. (до 7%), *V. subsaccata* S a m. (до 15%) и др. В большем количестве присутствует пыльца с ребристым телом и воздушными мешками: *Striatopinites proluxus* (L u b.) (до 26%), *S. perfectus* (N a u m.) S a u e r (до 12%), *Striatoconiferites nudus* (L u b.) (до 10,5%), *Striatopodocarpites alatus* (L u b.) S a u e r (до 8%). В несколько меньшем количестве обычно содержится пыльца кордаитов (до 13%), хвойных (до 14%) и пыльца типа *Azonaletes* (иногда до 40%).

Первый спорово-пыльцевой комплекс установлен преимущественно в соляных породах центральной части соляного купола Индер, где, по данным А. Ф. Горбова, к поверхности поднимаются более древние соляные породы. Учитывая наличие спор *Inderites*, которые в Актюбинском Приуралье характерны для артинских отложений (но встречаются и в кунгурских), и присутствие небольшого количества кунгурской пыльцы, первый спорово-пыльцевой комплекс следует считать более древним, возможно нижнекунгурским.

Второй спорово-пыльцевой комплекс выявлен на тех участках, где развита преимущественно кызылтауская свита. Наблюдаемое в нем увеличение содержания пыльцы *Vittatina* L u b. и пыльцы с ребристым телом и воздушными мешками вверх по разрезу характерно и для соляной толщи кунгура Верхнекамского района. Второй спорово-пыльцевой комплекс соляного массива купола Индер является более молодым, чем первый, и, по-видимому, близок к аналогичному спорово-пыльцевому комплексу иреньской свиты кунгура Верхнекамского месторождения.

Для пачки красно-бурых галопелитов основания кызылтауской свиты отмечено развитие смешанного спорово-пыльцевого комплекса.

На куполе Шалкар (см. рис. 34) как и на куполе Индер, в центральной части соляного массива к соляному зеркалу выведены наиболее древние породы соляной толщи: подстилающей каменной соли или нижней галитовой зоны. Эта часть разреза сложена каменной солью с прослоями и пластинами ангидритов (до 5—10 м). Скважины вскрывают ее на глубину 300—400 м. Полная мощность, видимо, достигает 1000 м. Нижнюю галитовую зону Шалкара следует рассматривать как стратиграфический эквивалент сутпайтауской свиты Индера.

Вышележащая калиеносная, или продуктивная, зона соляной толщи Шалкара расчленена на нижнюю, карналито-сильвинитовую (до 50 м), ангидрито-галитовую (около 200 м), карналито-галитовую

(до 240 м), ангидрито-карналлито-галитовую (до 380 м) и верхнюю сильвинитовую (до 50—60 м) подзоны (Корневский, Горюнов, 1958; Корневский, Воронова, 1966).

Нижняя карналлито-сильвинитовая подзона и нижняя половина ангидрито-галитовой подзоны Шалкара (до двух сближенных ангидритовых пластов), по-видимому, отвечают кызылтауской свите Индера, а вышележащая часть разреза калиеносной зоны Шалкара и верхняя половина ангидрито-галитовой подзоны, карналлито-галитовая, ангидрито-карналлито-галитовая и верхняя сильвинитовая подзоны — кургантауской свите Индера. При этом карналлито-галитовая подзона Шалкара может быть сопоставлена с шушактауской пачкой кургантауской свиты Индера. Два сближенных ангидритовых пласта и на Шалкаре, видимо, имеют значение маркирующего горизонта. Верхняя галитовая зона (до 250 м) соляной толщи и надсолевая ангидрито-гипсовая толща (до 240 м) Шалкара могут рассматриваться как стратиграфические эквиваленты тотжальской свиты и надсолевой ангидрито-гипсовой толщи Индера.

Палинологическое изучение образцов керна по восьми скважинам, пробуренным в северо-западной части соляного массива купола Шалкара, выполненное С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко, показало, что в породах калиеносной зоны пыльца (в среднем 95%) резко преобладает над спорами. В большом количестве встречается пыльца рода *Vittatina* Lub., содержание которой изменяется от 5 до 55% (среднее 20—30%). Чаше всего она представлена разновидностями *Vittatina: V. striata* Lub. (до 21,6%), *V. vittifer* Lub. (до 12%), *V. subsaccata* Sam. (до 14,2%). Несклько в меньшем количестве (среднее 10—20%) содержится пыльца с ребристым телом и воздушными мешками, среди которой более заметна (до 20%) пыльца *Striatoconiferites nudus* (Sam.), *Striatopodocarpites alatus* (Lub.) Saueг (до 10%), *Striatopinites* sp. (до 12,5%). Местами сравнительно много (в среднем 12%, максимально до 30%) пыльцы *Azonoletes* Lub. Обычно в исследованных образцах меньше пыльцы хвойных и кордаитов, но и их содержание иногда достигает 20—30%.

Спорово-пыльцевой комплекс, определенный в породах калиеносной зоны Шалкара, отвечает второму спорово-пыльцевому комплексу Индера. Количество спор *Inderites* в образцах редко превышает 5%. Преобладают споры *Inderites bulbiferus* (Mal.). Это, видимо, связано с тем, что на Шалкаре исследовались только породы калиеносной зоны соляной толщи.

Северо-западнее, на куполе Озинки, по-видимому, ни одной скважиной не была встречена зона нижней каменной соли. Самыми древними здесь, вероятно, являются отложения сильвинито-каинитовой подзоны (150 м) калиеносной зоны, включающей сильвинитовый, сильвинито-карналлито-каинитовый и каинито-кизерито-галитовый горизонты. Выше следует галитовая подзона (300 м) с включениями полигалита и пластом кизеритовой породы. Следующая, галитовая подзона (450 м) сложена каменной солью с включениями карналлита и двумя пластами (5 и 15 м) бишофитовой породы. Разрез кунгурской галогенной толщи завершает верхняя галитовая подзона внизу с кизеритом (80 м), выше с полигалитом (до 110 м) и вверху с пластами ангидритов (200 м).

Надежные маркирующие горизонты в разрезе калиеносной зоны соляного массива купола Озинки не установлены. Можно, однако, предполагать, что ее нижняя сильвинито-каинитовая подзона отвечает полигалито-сильвинитовой пачке кызылтауской свиты Индера или нижней карналлито-сильвинитовой подзоне Шалкара, а часть вышележа-

щих галитовых подзон с вкрапленностью карналлита, пластами кизеритовой и бишофитовой пород — шушактауской пачке кургантауской свиты Индера или карналлитогалитовой и ангидритогалитовой подзонам Шалкара. Верхняя галитовая подзона Озинок, по-видимому, является эквивалентом тотжальской свиты Индера или верхней галитовой зоны Шалкара.

На соседнем Гремученском куполе схематический разрез соляной толщи, вскрытой скважинами, представлен внизу калийной залежью. Начинается разрез пластом карналлитовой породы (15—20 м), над которым выделяются пласт сильвинита (25—30 м), пачка каменной соли с вкрапленностью кизерита и карналлита (до 150 м), пачка каменной соли с вкрапленностью полигалита и кизерита, пачка каменной соли с включениями доломита и целестина (мощность двух верхних пачек не определена). Верхняя из этих пачек, в кровле которой прослеживается терригенно-ангидритовый горизонт (до 50—70 м), возможно, отвечает тотжальской свите Индера. Точная стратификация нижележащих пачек соляной толщи и калийной залежи соляного массива купола Гремученского определена быть не может. По-видимому, они являются эквивалентом кургантауской свиты Индера, причем калийная залежь отвечает шушактауской пачке этой свиты. Следует, однако, отметить, что по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного сотрудниками Саратовского университета, надсолевая терригенно-ангидритовая толща должна быть отнесена к казанскому ярусу верхней перми. В ней наряду с пылью хвойных и цикадовых в большом количестве встречены пыльца кордаитов и споры хвощей, лепидодендронов и каламитов. Эта пыльца и споры могли быть, однако, вымыты из вышележащей толщи при карстовании ангидритов. Характерно, что в ангидритах и гипсах Шалкара присутствует триасовая пыльца, а в гипсах Индера — четвертичная пыльца и фауна.

В разрезе соляной толщи Григорьевского купола (в 110 км к востоку от г. Уральска и в 15 км южнее ст. Казахстан) встречена зона подстилающей каменной соли (вскрытая мощность более 200 м) с горизонтом ангидритов (до 18 м), сменяющихся книзу серыми глинами. Выше лежит калиеносная зона, в разрезе которой выделяются следующие подзоны (снизу вверх): сильвинитовая (80 м) с двумя сильвинитовыми пластами, галитовая (около 300 м) и ангидритокизеритогалитовая (160 м).

Ангидритовый горизонт зоны подстилающей каменной соли Григорьевки может быть сопоставлен с нижней галопелитовой пачкой кызылтауской свиты Индера. К этой свите, вероятно, относятся также сильвинитовая подзона и часть средней галитовой подзоны Григорьевки. Вышележащая часть разреза калиеносной зоны Григорьевки, по-видимому, коррелируется с кургантауской свитой Индера, однако она включает пласты карналлитовой и кизеритовой пород и в отличие от кургантауской свиты Индера является глинистой.

Вышележащая часть разреза кунгура Григорьевки представлена засоленными ангидритами, аргиллитами, а сверху и доломитами, местами чередующимися с пластами каменной соли, содержащими включения карналлита и пласты кизеритовых и ангидритополигалитовых пород. Мощность этой терригенно-сульфатно-галитовой толщи достигает 400 м.

Разрез кунгура Григорьевки завершают ангидритовая (до 50 м) и терригенная (до 35 м) толщи, коррелирующиеся с аналогичными надсолевыми толщами кунгура, прослеживающимися на других соляных куполах (например, на Шалкаре). Терригенно-сульфатно-галитовая

толща Григорьевки, видимо, отвечает верхам кургантауской свиты и тотжальской свите Индера.

На соседнем, Линевском куполе, близ границы Оренбургской области и Казахстана, разрез кунгурской галогенной толщи характеризуется еще большим развитием в ее составе карбонатов и терригенного материала (Воронова, Кореневский, Бодунов, 1962). Здесь выделяются подстилающая доломито-галитовая (более 350 м), калиеносная (до 150 м), галито-мергельно-доломитовая (более 150 м) и покровная галитовая (до 200 м) зоны. Выше прослеживается ангидрито-гипсовая толща (до 200 м). Калиеносная зона на Линевском куполе представлена каменной солью с прослоями и двумя мощными залежами калийных солей — сильвинитов, сильвинито-карналлитов и карналлитов. Однако зоны соляной толщи Линевского купола сейчас пока еще трудно коррелировать с разрезами соляной толщи центральной части Прикаспийской впадины.

На правобережье р. Урал разрез кунгурских галогенных отложений более хорошо изучен в центральной части Прикаспийской впадины на куполах Санкебай-Круглый, Харькин I и II.

На куполе-гиганте Санкебай-Круглый наиболее древней частью разреза соляной толщи, достигнутой скважинами, можно считать карналлито-кизерито-галитовую подзону, сложенную каменной солью с включениями карналлита и пластами карналлито-кизеритовой и кизеритовой пород. Выше залегает подзона каменной соли с пластами ангидритовых и доломито-ангидритовых пород. Над ней выделяются сильвино-галитовая подзона, сложенная каменной солью с включениями и прослоями сильвина. Выше, видимо, лежит зона покровной каменной соли, а затем надсолевая ангидрито-гипсовая толща. Мощность зон, выделенных в составе соляного массива купола Санкебай-Круглый, и подзон соляной толщи по данным бурения установить не удалось.

С карналлито-кизерито-галитовой подзоной, по-видимому, связана мощная залежь бишофитовой и кизеритовой пород. Эта подзона может отвечать шушактауской пачке кургантауской свиты Индера.

На куполе Харькин I соляная толща представлена каменной солью с пропластками ангидритов, вкрапленностью и прослоями сильвина, а также с пластами сильвинита и вкрапленностью карналлита и полигалита. В керне одной из скважин в прослое каменной соли встречены крупные кристаллы гергеита. Этот прослой является эквивалентом маркирующего гергеито-галитового горизонта, прослеживающегося в кровле нижней галитовой пачки кургантауской свиты Индера.

На куполе Харькин II одной из скважин в нижней части разреза соляной толщи был встречен пласт сильвинита, а выше — пласт карналлитовой породы. Стратиграфическое положение калийных горизонтов здесь осталось неясным.

К югу и востоку от Индера более или менее значительная часть разреза кунгурской соляной толщи вскрыта скважинами на куполах Макат, Тамдыколь и Ащибулак (см. рис. 35, 36).

На куполе Макат интересный разрез соляной толщи был пройден скв. 3. В нем различаются нижняя галитовая, калиеносная и верхняя галитовая зоны. Так как имеются предположения, что эта скважина пересекла мощный соляной карниз (хотя в разрезе калиеносной зоны и нет повторения характерных горизонтов), то разрез мощной (более 600 м) нижней галитовой зоны из-за возможного сдвигания не рассматривается. Отметим лишь, что в верхней части этой галитовой зоны имеется пласт ангидрита, так же как это имеет место и в верхней части разреза подстилающей каменной соли на куполе Шалкар.

Калиеносная зона Мака́та включает нижнюю карналлито-сильвинитовую (170 м), среднюю галитовую (240 м) и верхнюю карналлитовую (60 м) подзоны. Разрез этой зоны в общих чертах сходен с ее разрезом на куполе Шалкар, только мощность карналлитовой подзоны здесь меньшая, а карналлито-сильвинитовой подзоны большая. Карналлито-сильвинитовая подзона и нижняя часть галитовой подзоны Мака́та отвечают кызылтауской свите, а вышележащая часть калиеносной зоны — кургантауской свите Индера.

Верхняя галитовая зона Мака́та представлена внизу галитовой (115 м) и вверху ангидрито-галитовой (50 м) подзонами. Она в какой-то степени может рассматриваться как эквивалент тотжальской свиты Индера.

В микропалеоботанической лаборатории ВНИГРИ был выполнен спорово-пыльцевой анализ трех образцов каменной соли из нижней галитовой зоны (взятых на 100—200 м ниже подошвы калиеносной зоны), трех образцов каменной соли из верхней галитовой зоны и образца ангидрита из ангидрито-галитовой подзоны (Айзенштадт, Малявкина, Тимофеев, 1958). В образцах каменной соли встречены единичные споры, напоминающие споры *Gonatosorus*, и споры водорослей. В спорово-пыльцевом комплексе представлена ребристая пыльца родов *Vittatina* Lub., *Vittatina vittifer* Lub., *V. cincinnata* Lub., *V. striata* Lub. Встречена пыльца *Azonoletes microdictyus* Lub., *Rigidella bulbifera* Lub., которая наиболее характерна для кунгурских, а последняя даже и для артинских отложений. Обнаружена также пыльца *Aliferina tecturata* Lub. и более крупная пыльца *Pseudopodocarpus*, *Cedripites*. Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс соляной толщи Мака́та тот же, что и галогенных пород кунгура других соляных куполов Прикаспийской впадины.

Севернее Мака́та интересен разрез соляной толщи на куполах Куттубай и Жиренкара (Кореневский, Лифанов, 1960). На куполе Куттубай соляная толща представлена каменной солью с включениями и прослоями ангидритов. Одной из скважин в каменной соли на значительном интервале встречены включения и скопления кристаллов сильвина, а также два пласта пестрого сильвинита. В нижнем сильвинитовом пласте В. В. Лобанова обнаружила редкие прослоечки и кристаллы гергейта. Их наличие указывает на присутствие в составе соляного массива купола Куттубай эквивалентов маркирующего гергейто-галитового (в данном случае гергейто-сильвинитового) горизонта и шушактауской пачки кургантауской свиты Индера. В нижней части разреза соляной толщи, вскрытой скважинами, встречен ангидритовый горизонт, который можно сопоставлять с горизонтом главного ангидрита из основания кургантауской свиты Индера.

Надсолевая гипсово-ангидритовая толща на Куттубае имеет мощность до 45 м. В одной из скважин непосредственно под юрскими отложениями были встречены не гипсы и ангидриты с прослоями аргиллитов и глин, а мощная пачка доломитизированных известняков и аргиллитов. В доломитизированных известняках Е. Ф. Шаткинская среди богатого спорово-пыльцевого комплекса папоротникообразных, кордаитов, саговообразных, гинкговых, хвойных и др. обнаружила характерные для кунгура *Vittatina vittifer* Lub., *V. striata* Lub., *Cordaitina ornata* Lub., *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.). Эта доломито-известняковая пачка может являться либо останцом надсолевого кепрока, либо внутрiformационным горизонтом соляной толщи.

На куполе Жиренкара соляная толща сложена каменной солью с желваками и прослоями ангидритов. Три скважины среди каменной

соли встретили маломощные (1,2—5,8 м) пласты сильвинита. Нижняя часть одного из них, очевидно более древняя, сложена кизеритовой породой, а верхняя — сильвинитом. Стратиграфическое положение вскрытых при бурении пачек разреза соляной толщи и калийных залежей на куполе Жиренкара строго не детализировано. Надсолевая гипсовая толща с прослоями доломитовых известняков и ангидритов имеет здесь мощность 5—20 м.

Юго-восточнее Макада, на куполе Сагиз, в соляной толще, представленной каменной солью, обнаружена пачка (около 60 м) сильвинитов. Стратиграфическое положение этой части разреза соляной толщи неясно. Над соляной толщей лежит ангидрито-доломитовая толща.

К западу и югу от купола Сагиз соляная толща была вскрыта скважинами на куполах Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Станция № 2, Черная Речка, Каратал, Доссор, Женгельды, Тюлегень, Дангар, Байчунас, Бисбулюк, Искине, Акатколь, Тюлюс, Кулсары, Каратайкыз, Жарчик, Каратон, Карачунгул и др. На куполах Доссор и Черная Речка отдельные скважины прошли по соляной толще до 2000 м. Соляная толща здесь сложена каменной солью с прослойками ангидритов. В нижней части разреза на этих двух куполах встречены ангидритовые горизонты мощностью около 50 м. Среди каменной соли отмечены прослойки пиритизированной глинистой карбонатной породы. Анализ отдельных образцов керна, поднятого на куполах Новобогатинск-Сугур, Доссор, Искине (на Южном Искине), Байчунас (на Северном Байчунасе) и Бисбулюк, показал присутствие в каменной соли небольших количеств калия. Сколько-нибудь детально разрезы соляной толщи на этих куполах не расчленены.

В надсолевом ангидрито-гипсовом комплексе перечисленных куполов, особенно в его верхней части, присутствуют прослойки глин и доломитов. Мощность ангидрито-гипсового комплекса на куполах Новобогатинск—Сугур, Черная Речка и Карачунгул достигает примерно 100 м, но уменьшается в направлении центральной части Прикаспийской впадины до 10—20 м (Доссор).

На куполе Тамдыколь, расположенном в нижнем течении р. Уил, ниже устья р. Ациуил, соляная толща сложена довольно чистой каменной солью с включениями и тонкими прослоями ангидритов (Кореневский, Лифанов, 1960). Лишь одна из скважин (скв. 16), заложенная на юго-западном крыле Северного Тамдыколя, в верхней части разреза соляной толщи вскрыла характерные породы калиеносной свиты. Она была остановлена в пласте серовато-красного сильвинита, мощность которого не выяснена. Над ним эта скважина шла по пачкам (50, 42 и 21 м) серовато-розовой каменной соли с включениями карналлита и кирпично-красного ангидрита, разделенных двумя пачками (77 и 52 м) белой и светло-серой каменной соли с включениями и прослойками кирпично-красного ангидрита. В кровле этой части разреза (до 242 м) соляной толщи встречен пласт полосчатого сургучно-красного сильвинита. Скважина шла по нему почти 57 м, но, учитывая крутое падение слоев, его истинная мощность, очевидно, в несколько раз меньшая. Над сильвинитовым пластом среди каменной соли обнаружен пласт (около 10 м) карбонатно-ангидритовой породы, содержащей обломки кислых эффузивных пород, включения и прожилки карналлита. В керне одной из скважин (скв. 23) среди каменной соли обнаружены песчаники.

Надсолевая сульфатная толща на куполе Тамдыколь сложена преимущественно гипсами или карбонатно-гипсовыми породами (Журавлев, Лифанов, Шлезингер, 1959). В гипсоносных известняках в неко-

торых местах отмечаются гнезда и прожилки самородной серы (Кореневский, 1962). Мощность надсолевой сульфатной толщи невелика (1,6—8,4 м) и только по скв. 28 достигает 24,7 м.

Из-за отсутствия маркирующих горизонтов отдельные пачки соляной толщи купола Тамдыколь невозможно сопоставить с пачками соленосной толщи куполов Индер и Шалкар.

На смежном с юга куполе Барлыбай соляная толща сложена каменной солью, загрязненной красным глинистым материалом и включающей тонкие прослой ангидритов. В двух интервалах ее разреза отмечены значительные гнезда и скопления карналлита. В кровле соляной толщи залегает гипсово-глинистая толща мощностью от 30 до 70 м.

На куполе Матенкожа, расположенном между Тамдыколем и Индером, соляная толща была вскрыта лишь одной скважиной. Эта скважина почти 200 м шла по каменной соли, содержащей включения и тонкие прослойки ангидритов. Над соляной толщей здесь лежат глинистые гипсы (35,4 м) с прослоями ангидритов, а выше — доломитовые известняки (2,8 м).

Южнее Тамдыколя соляная толща встречена скважинами на куполах Байзак и Саркумак. Здесь она сложена каменной солью с включениями и прослоями ангидритов. На куполе Байзак среди каменной соли одной из скважин встречен маломощный пласт сильвинита (2,5 м), а другой скважиной в интервале более 40 м — прослой песчаников мощностью 0,05—1,0 м. В кровле соляной толщи на обоих куполах обнаружена толща надсолевых гипсов мощностью 5—18 м.

Восточнее соленосные отложения кунгура были вскрыты скважинами на куполах Донгелексор, Левите-Мунайлисай, Жаманаш, Ащибулак, Акжар, Шубаркудук, Жаксымай, Косколь, Кейкебас, Аккум, Мортук, Кенкияк и др. Только на куполах Жаманаш, Шубаркудук, Ащибулак, Акжар и Кенкияк скважины вошли в соль на значительную глубину. Соляная толща на перечисленных куполах сложена в основном каменной солью с включениями и прослойками ангидритов. На куполе Шубаркудук одна из скважин прошла по этой толще 1682 м. На куполе Жаманаш, где одна из скважин прошла около 1225 м, а другая почти 1660 м, в каменной соли, по данным С. Н. Колтыпина, имеются пласты не только ангидритов, но и прослой карбонатных пород, глин и конгломератов. Только на куполах Ащибулак, Акжар и Кенкияк в соляной толще встречены залежи калийных солей.

На куполе Ащибулак в разрезе соляной толщи, по И. И. Зяблицкому с уточнениями С. М. Кореневского, выделяются: нижняя галитовая зона (более 140 м), калиеносная зона, включающая нижнюю галито-полигалитовую (42 м), среднюю галитовую (237 м), верхнюю галито-полигалитовую (60 м) и галито-карналлитовую (80 м) подзоны, и верхняя галитовая зона. В одной из скважин между верхней галито-полигалитовой и галито-карналлитовой подзонами встречен сильвинит. В кровле средней галитовой подзоны имеются пропластки ангидритов и глин.

На куполе Акжар в разрезе соляной толщи О. С. Адрианова выделила среднюю галитовую (более 50 м), галито-карналлитовую и верхнюю галитовую (более 100 м) зоны. Галитовые зоны сложены каменной солью с прослоями ангидритов. Галито-карналлитовая зона представлена чередованием пластов карналлитовой породы (от 2 до 35 м) и каменной соли с примесью карналлита. В карналлитовой породе присутствуют сильвин, кизерит и бишофит, которые в отдельных пропластках являются преобладающими минералами. Присутствие в карналлитовых пластах пропластков бишофитовой породы может указывать,

что галито-карналлитовая зона Акжара может являться эквивалентом шушактауской пачки кургантауской свиты Индера. Мощность галито-карналлитовой зоны по одной из скважин превышает 80 м (полностью скважинами она не пересечена).

На куполе Кенкияк соляная толща сложена каменной солью с прослоями аргиллитов и глинистых ангидритов. По образцам керна и данным гамма-каротажа в соляной толще встречена сильвинитовая залежь, пройденная одной из скважин в интервале примерно 30 м.

Надсолевая сульфатная толща на куполах междуречья Эмбы, Сагиза и Уила представлена преимущественно глинистыми гипсами с прослоями огипсованных глин, доломитов и ангидритов. Кровлю этой толщи часто слагают гипсоносные глины и песчаники. В гипсах встречается галька песчаников (Жаксымай) и изверженных пород (Кейкебас). Мощность сульфатной толщи изменяется от 12 до 47 м.

Из приведенных данных можно видеть, что за последние годы познание стратиграфии кунгурских отложений Прикаспийской впадины значительно продвинулось. Это позволяет полнее представить эволюцию солеродного бассейна, размещение его различных литолого-фациальных комплексов, а следовательно, более обоснованно прогнозировать поиски различных типов солей.

В заключение необходимо отметить, что соляные толщи в Прикаспийской впадине повсеместно охвачены соляной тектоникой. Их пластическое перераспределение привело к изменению первоначальной мощности, которая в межкупольных депрессиях уменьшилась, а в соляных массивах куполов соответственно возросла. Однако, учитывая глубины залегания подсолевого ложа и современный рельеф кровли соленосных толщ, можно ориентировочно определить первоначальную мощность последних. По расчетам (Айзенштадт, Герштейн, 1963; Волчегурский, Журавлев, 1965) она оказывается весьма значительной: если на южной окраине Прикаспийской впадины в районе купола Прорва не превышает 1 км, то к центральной части впадины она постепенно увеличивается до 3,9 км в районе купола Матенкожа и 4,3 км в районе купола-гиганта Санкебай-Круглый.

Верхняя пермь Прикаспийской впадины

На территории Прикаспийской впадины широко развиты верхнепермские отложения. Они прослеживаются на периферии соляных куполов и выполняют межкупольные депрессии, составляя нижнюю часть разреза надсолевых отложений.

Верхнепермские отложения лишь в нижней части представлены морскими и лагунными глинисто-карбонатными породами. Верхняя, значительно более мощная часть их разреза сложена красноцветными и пестроцветными, в основном континентальными, песчано-глинистыми породами.

Незначительные выходы на поверхность, главным образом нижней части верхнепермских отложений, известны только в нескольких пунктах Прикаспийской впадины. На остальной ее территории верхнепермские отложения залегают на значительной глубине и поэтому степень их изученности во многом зависит от объема и глубины выполненных буровых работ. Таким образом, помимо затруднений, с которыми связано изучение фациально изменчивых и слабо палеонтологически охарактеризованных континентальных отложений, изучение верхней перми в Прикаспийской впадине осложнено еще явным недостатком кернового материала, который к тому же отобран из скважин обычно в небольших количествах и через большие интервалы. Кроме того,

первоначальное залегание верхнепермских отложений нарушено соляной тектоникой.

В настоящее время верхнепермские отложения вскрыты на значительную глубину разведочными и параметрическими скважинами на периферии ряда соляных куполов и в некоторых межкупольных депрессиях.

Ниже приведена краткая характеристика этих отложений по отдельным районам Прикаспийской впадины, причем описание верхнепермских отложений ее восточной окраины выделено в самостоятельный раздел.

В западной части Прикаспийской низменности, в пределах между речья Урала и Волги, верхнепермские отложения обнажены в песках Северного Прикаспия на возвышенностях Чапчачи и Худайберген, а также на горе Малое Богдо и вскрыты скважинами в Аралсорском районе и на куполе Жамбай к востоку от г. Астрахани.

На возвышенности Чапчачи в пределах купола Азгир казанские отложения, известные со времени исследований Н. П. Барбота де Марни (1874), описаны А. А. Богдановым (1934). Здесь обнажены доломиты, известковистые песчаники и конгломераты общей мощностью свыше 10—15 м. На более значительную мощность они вскрыты скважинами. По данным С. С. Коробова (1959), в скв. 9 казанские отложения (до 70 м) представлены известняками светло-серыми, плотными, местами кавернозными, с тонкими прослоями голубых глин, с пачками песчаников и мелкозернистых песков. В нижней части известняки доломитизированные, тонкослоистые, с базальным конгломератом в основании. Они залегают с размывом на кунгурских отложениях: ангидри-тах серых и голубовато-серых, битуминозных (до 46 м), покрывающих каменную соль, в которую скважина углубилась на 20 м. Над казанскими известняками лежат глины пермо-триаса (свыше 90 м) внизу черные, плотные, с растительными остатками, выше пестроцветные, с прослоями песчаников и вверх песков.

На возвышенности Худайберген в пределах одноименного купола казанские отложения, обнаруженные А. А. Богдановым (1934), представлены плотными светло-серыми доломитами и известняками. Среди них встречаются более рыхлые светло-желтые разности, переполненные плохо сохранившимися ядрами *Schizodus* sp., *Aviculopecten* sp. Мощность карбонатных пород казанского яруса на Худайбергене не установлена.

На горе Малое Богдо над гипсами кунгура прослеживаются преимущественно карбонатные отложения казанского яруса, перекрытые песками и глинами апшерона. Впервые их изучал еще И. Б. Ауербах (1871), который в известняках обнаружил фауну верхней перми. Значительно позднее эти отложения были довольно подробно описаны А. Н. Семихатовым, Н. М. Страховым (1929) и А. А. Богдановым (1934). Ю. А. Косыгин (1943) отнес к казанскому ярусу не только известняки, но и подстилающие их гипсы. Однако последние исследования показывают, что гипсы в составе казанских отложений западной части Прикаспийской низменности отсутствуют (Эвентов, 1956).

Казанские отложения на горе Малое Богдо, по данным А. А. Богданова, представлены внизу песчаниками серыми, местами красными, содержащими многочисленную гальку и обломки известняков, а также прослой доломитизированных известняков (до 27 м). Вверху они сложены мергелями желтыми, плотными, плитняковыми, с прослоями буровато-серых известняков (до 13,5 м) и затем известняками светло-серыми, плотными, переполненными ядрами пелеципод казанского типа, с прослоями песчаников и желтых мергелей (до 88,5 м). Общая

мощность казанских отложений на горе Малое Богдо достигает 129 м.

Как следует из описываемого, отложения казанского яруса в западной части Прикаспийской низменности представлены мелководными морскими, возможно, лагунными осадками.

Отложения татарского яруса вскрыты Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 и Жамбайской параметрической скважиной (П-22). В Аралсорской скв. СГ-1 к татарскому ярусу отнесена толща красноцветных глин и аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников, по которым скважина уже прошла 500 м (интервал 5500—6000 м). В красновато-коричневых глинах, вскрытых на глубине 5533 м, содержатся эстерииты татарского возраста. Не исключено, что к татарскому ярусу принадлежит уже какая-то часть вышележащей толщи ритмичного чередования красноцветных глин, алевролитов и песчаников, вскрытых данной скважиной в интервале 4000—5500 м и отнесенных к ветлужской серии триаса.

На куполе Жамбай в разрезе скв. П-22 отложения татарского яруса встречены в интервале 2530—2880 м и представлены зеленовато-серыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и красновато-коричневыми глинами (последние преобладают). Мощность их превышает 350 м. Ниже вскрыта толща (более 300 м), в составе которой наряду с глинами и алевролитами встречаются прослои темно-серых глинистых известняков с фауной пелелипод. Возраст ее пока остался не уточненным. Возможно, что она относится к нижнетатарскому подъярусу, но не исключен и ее казанский возраст.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения верхней перми наиболее полно изучены на куполах Индер и Матенкожа. На куполе Индер породы верхней перми обнажены на северо-восточном берегу оз. Индер по оврагу Азикудук, а также в ряде других пунктов. Они залегают непосредственно над гипсами кунгура и перекрываются отложениями нижнего триаса.

Выходы красноцветов верхней перми в районе оз. Индер известны еще по исследованиям И. И. Лепехина (1771), П. С. Палласа (1788), М. М. Новаковского (1887). В начале текущего столетия их изучали П. А. Православлев (1913) и А. Н. Замятин (1914). Более детально описали А. Н. Волков (1937), В. В. Мокринский и Н. А. Храмов (1939). Причем предложенная В. В. Мокринским схема расчленения отложений верхней перми и нижнего триаса сохранилась без существенного изменения до настоящего времени. Позднее Е. И. Соколова (1958) сопоставила разрезы верхнепермских отложений Индера с разрезами этих отложений на куполах промыслового района Южной Эмбы и на куполе Баскунчак.

К казанскому ярусу на куполе Индер отнесена мощная (до 200 м) толща красноцветных песчано-глинистых пород, которые по оврагу Азикудук обнажены лишь частично. Непосредственно над гипсами и серыми глинами кунгурского яруса здесь залегают буровато-красные и темно-красные сланцеватые глины (до 30—40 м) с тонкими прослоями розовато-серых и красных мелкозернистых песчаников.

Выше лежат пестроцветные (красные, фиолетовые, оранжевые) мергелистые глины (до 30 м) с прослоями зеленоватых песчаников (Мокринский, 1938). Над ними прослеживаются буровато-красные рыхлые песчаники (до 40 м) с прослоем конгломерата и с отдельными рассеянными в породе гальками. Еще выше залегают красные мергелистые сланцы (до 32 м), переслаивающиеся с красными глинами. Наконец, верхняя часть разреза отложений казанского яруса (до 55 м) представлена чередованием кирпично-красных песчаников и глин.

К татарскому ярусу на куполе Индер предположительно отнесена мощная (более 100 м) песчаниково-конгломератовая толща — конгломератовый ярус В. В. Мокринского (1938 г.). В нижней ее части развита красновато-коричневые песчаники и пески, местами слоистые, с прослоями зеленых слюдястых песков и красных глин. Выше лежат песчаники и пески, большей частью бурые и желтовато-бурые, с прослоями и пачками ярко-зеленых слоистых и тонкослоистых алевролитов и красных глин. В песчаниках содержатся довольно многочисленные прослои и линзы серых и бурых конгломератов, плотных, состоящих главным образом из угловатых и угловато-окатанных галек красных глин, а также бурых, серых, красных песчаников и крайне редко кремнистых пород. Пески и песчаники большей частью косослоистые. Плотные песчаники при выветривании часто расслаиваются. Пески, песчаники и конгломераты по типу полимиктовые, обычно карбонатные.

В песках и песчаниках изредка встречается обугленный мелкий растительный детрит. В осыпи конгломератов и известковистых песчаников, залегающих в кровле песчаниково-конгломератовой свиты, найдены и более крупные, но также неопределимые растительные остатки, мелкие обломки костей наземных позвоночных и рыб.

В глинистых алевролитах и глинах средней части разреза песчаниково-конгломератовой толщи В. С. Малявкина обнаружена споры водорослеподобных *Algella oblatinoides* Mal. (in msc.), *A. exilis* Mal. (in msc.), *A. lucens* Mal. (in msc.) и птеридофитов *Orbellaria punctata* Mal., пыльцу хвойных *Sacculina striata* Mal. (in msc.) и ребристую пыльцу хвойных *Vittatina striata* Luber, *V. vittifer* Luber, *V. cincinnata* Luber. Многие из указанных форм известны и из более молодых, нижнетриасовых отложений. Однако содержащаяся в большом количестве пыльца хвойных в отложениях триаса встречается редко и более типична для пород перми и, в частности, для кунгура.

С учетом стратиграфического положения и литологического состава, а также залегания с размывом на подстилающих отложениях песчаниково-конгломератовая толща Индера рассматривается условно в составе татарского яруса.

Отложения песчаниково-конгломератовой толщи Индера накапливались в мелководном континентальном бассейне, но частично, по видимому, являются дельтовыми и речными образованиями с хорошо выраженной косою слоистостью. Континентальный характер ее отложений подтверждается находками остатков растений, мелких обломков костей наземных позвоночных и рыб в конгломератах, залегающих в верхней части ее разреза. Слабая окатанность и довольно значительные размеры (до 2—5 см) галек, песчаников и глин свидетельствуют о том, что область размыва находилась на сравнительно недалеком расстоянии.

Наличие пыльцы хвойных и осмундовых и спор водорослеподобных в отложениях этой свиты указывает на довольно значительное развитие наземной растительности. При этом характерно, что пыльца хвойных и споры водорослеподобных в значительной части имеют еще древний нижнепермский облик.

К востоку от оз. Индер на куполе Матенкожа отложения татарского яруса становятся более глинистыми: они сложены песчаниками, содержащими значительные по мощности прослои и пачки глин.

На Южной Эмбе верхнепермские отложения из-за их глубокого залегания долгое время оставались неизвестными. В начале текущего столетия уже первые пробуренные скважины показали, что ниже юрских пород прослеживаются пестроцветные отложения. Условно

принималось, что верхняя часть их разреза относится к триасу, а нижняя — к верхней перми. На основании этого допущения пестроцветы описывались как «пермотріасовые». Однако недавно выяснилось, что отложения «пермотріаса», прослеживающиеся в сводовых частях соляных куполов (где ранее только и производилось бурение), в основном относятся к триасу (Соколова, 1958).

В настоящее время отложения верхней перми вскрыты скважинами около крутых склонов соляных массивов куполов Кошак-Танатар, Макат, Доссор, Сагиз, Кулсары, в Дангарской межкупольной депрессии и в межкупольной депрессии к западу от купола Кулсары. Е. И. Соколова (1958, 1961) и Ю. С. Кононов (1959, 1962) в составе этих отложений выделили породы казанского и татарского ярусов.

Отложения казанского яруса вскрыты скважинами непосредственно над ангидритовым комплексом пород кунгура, более известным под названием кепрока (рис. 37). В их составе выделяются нижняя глинисто-карбонатная толща и верхняя толща красновато-коричневых глин и алевролитов (последнюю Ю. С. Кононов отнес к нижнетатарскому подъярису).

Глинисто-карбонатная толща известна по разрезам скв. 4, пробуренной на склоне купола Кошак-Танатар, и опорной скв. 3 (Макат). На куполе Кошак-Танатар к ней принадлежит пачка (16—20 м) пород, залегающих непосредственно над верхней частью кепрока: над серыми ангидритами и красновато-коричневыми песчаниками с ангидритами верхней части кепрока. Она сложена сероватыми и желтоватыми доломитами и доломитизированными известняками, зеленовато-серыми и красновато-коричневыми мергелями, глинами и алевролитами. Над ними в разрезе скв. 4 непосредственно залегают вишнево-красные плотные глины нижнего триаса с прослоями зеленовато-серых уплотненных песков.

Опорная скв. 3 вскрыла красноцветные отложения верхней перми в нарушенном залегании — над и под карнизом соляного массива купола Макат. Эта скважина над ангидритами кепрока вскрыла первую глинисто-карбонатную пачку (до 17 м), представленную красными глинами с прослоями красных мергелей, доломитов и песчаников и с редкими тонкими (до 4 см) прослоями ангидритов. В кровле этой пачки встречены глины с мелкими гальками ангидритов, алевролитов и мергелей.

Более высокие по стратиграфическому положению отложения (до 100 м мощности) не охарактеризованы по керну и их литологический состав точно не выяснен. Глубже, но стратиграфически выше, вскрыта вторая глинисто-карбонатная пачка (свыше 135 м), сложенная сходными с вышеописанными красными и коричнево-красными глинами, алевролитистыми, карбонатными, доломитизированными, с прослоями доломитов, мергелей и алевролитов. По ее разрезу встречаются редкие тонкие прослои вторичных ангидритов, а в кровле прослеживаются серовато-бурые карбонатные слюдястые мелкозернистые песчаники.

Несмотря на схожесть литологического состава, вторая глинисто-карбонатная пачка отличается от первой по механическому и минералогическому составу пород. В первой пачке больше карбонатных пород, чем во второй, причем спелый процент растворимых карбонатов в них выше. Породы первой пачки отличаются повышенным содержанием в тяжелой фракции граната (5.7%), рутила (1.1%), титанистых минералов (11.5%) и изредка целестина (до 12%), а в легкой фракции — повышенным содержанием кварца (46.1%) и слюд (бесцветных 14.3%, цветных 7%). В породах второй пачки наряду с резким уменьшением количества всех перечисленных минералов

Отдел	Ярус, серия	Свита	Мощность, м	Литологический состав	Описание
Т ₃	Баскун-чак-ская серия	Известко-глинистая свита	40-80		Пески и рыхлые песчаники с гальками известковистые глины с прослоями известняков, мергелей, известковистых песчаников
			> 85		Фауна пелеципод, гастропод, остракод
			100		Красные глины с прослоями песчаников и песков. Фауна остракод, остатки жаровых водорослей
Т ₁	Ветлужская серия	Песчано-глинистая свита	120		Песчаники с прослоями конгломератов и глин
			до 80		Красновато-коричневые и серовато-зеленые глины, песчанистые, известковистые, с мелкими гастроподами, эстериями, остракодами и жаровыми водорослями
Р ₂	Татарский ярус		> 350		Чередование пачек глин, песков, песчаников и алевролитов
			> 800		Коричневые и красновато-коричневые глины с прослоями серых и коричневых алевролитов и буровато-серых песчаников, иногда содержащих радиолярии в верхних горизонтах глины встречаются мелкие пелециподы, гастроподы и остракоды
			Пропуск		
Р ₁	Казанский ярус	Толща красновато-коричневых глин и алевролитов	> 135		Красные глины с прослоями доломитов, алевролитов, ангидритов, вверху песчаники в алевролитах встречаются радиолярии, а в глинах жаровые водоросли
			~17		Керна нет Красные глины с прослоями доломитов, содержащих остатки криноидей и морских ежей
Р ₁	Мунгульская серия	Глинисто-ангидри-вогловая толща	до 100		Ангидриты и гипсы с прослоями красных глин, песчаников доломитов; вверху черные пиритизированные глины
			Каменная соль		Каменная соль (галит) с прослоями ангидритов

Рис. 37. Сводный разрез верхнепермских и триасовых отложений

значительно повышается содержание барита, рудных минералов, появляется роговая обманка. В легкой фракции увеличивается процентное содержание хлорита и полевых шпатов.

Фауна в породах первой пачки не встречена, но в красноцветных глинах второй пачки содержатся обломки дарвинул, а в ее алевролитах — остатки радиолярий. Эта фауна из-за плохой сохранности не была определена, но по облику близка к формам, известным из отложений казанского яруса.

Первая глинисто-карбонатная пачка по литологическому составу и положению в разрезе отвечает глинисто-карбонатным породам, вскрытым скв. 4 на куполе Кошак-Танатар. Аналоги второй глинисто-карбонатной пачки в разрезе скв. 4 отсутствуют.

В юго-восточной части Южной Эмбы скважины, пробуренные у крутых склонов соляного массива купола Кулсары, вскрыли темно-бурые известковистые плотные глины, неслоистые и слоистые, и глины зеленовато-серые, песчанистые, известковистые. Глины переслаиваются с алевролитами коричневатыми и светло-зелеными, известковистоглинистыми и с песчаниками буровато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, глинисто-известковистыми. Породы ангидритизированы, причем ангидрит в них содержится в виде вкраплений и мелких линз. В прослоях алевролитов встречаются радиолярии, а в глинах — харовые водоросли.

Скважина 407 по этой толще прошла 845 м, но ее истинная вскрытая мощность немного превышает 400 м.

По литологическому составу, ангидритизации пород и содержащейся в них фауне эта толща сходна с глинисто-карбонатной толщей, вскрытой опорной скв. 3 (Макад). Однако истинное их соотношение пока не выяснено. Возможно, что при дальнейшем изучении будет установлено, что глинисто-карбонатная толща опорной скв. 3 (Макад) занимает более низкое стратиграфическое положение, причем не исключено, что между толщами, вскрытыми скв. 407 и опорной скв. 3 (Макад), может быть еще встречена промежуточная, разделяющая их толща.

Вышележащая толща красновато-коричневых глин и алевролитов вскрыта глубокими скважинами, пробуренными у вторых крутых склонов соляных массивов куполов Доссор (скважины 386 и 516), Сагиз (скв. 194), Кулсары (скважины 407 и 410), в Дангарской межкупольной депрессии (скв. 1а) и в межкупольной депрессии, расположенной западнее купола Кулсары (скв. 404). Нижняя граница этой толщи не установлена и, возможно, еще не достигнута скважинами.

На куполе Доссор в разрезах скважин 386 и 516 и в Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1а ее отложения представлены глинами темно-коричневыми и красновато-коричневыми, песчаными, плотными, слабо известковистыми, с прослоями коричневатых-серых глин, серых плотных известковистых алевролитов и буровато-серых мелкозернистых слюдистых песчаников. Глины и алевролиты обычно ангидритизированы. Мощность этой толщи глин по скв. 516 равна 710 м, но их истинная мощность не превышает 300 м.

На куполе Сагиз скв. 194 были, по-видимому, вскрыты более высокие горизонты рассматриваемой толщи, возможно имеющие уже нижнетатарский возраст. Эта скважина прошла 155 м по глинам красновато-коричневым и зеленовато-серым, плотным, известковистым, с прослоями алевролитов. В глинах встречены мелкие пелециподы, гастроподы и остракоды: *Darwinula* ex gr. *fragilis* Schn., *D.* ex gr. *chramovi* (Gleb.), *D.* ex gr. *gerdae* (Gleb.), *D.* ex gr. *arta* Lub., *D.* cf. *oblonga* Schn. Среди этих видов имеются виды, сходные

с видами из отложений нижнего триаса (*D. cf. oblonga* Schn.) и видами, распространенными как в татарских, так и в нижнетриасовых отложениях.

Большая мощность данных отложений Южной Эмбы в скважинах, пробуренных на периферии купола Кулсары (до 600 м и более), может указывать на то, что эти отложения развиты на большой площади и распространены на значительные расстояния к югу и к востоку от купола Кулсары.

Отложения татарского яруса залегают несогласно, с разрывом на различных горизонтах казанского яруса. Они вскрыты всеми упомянутыми скважинами, а также некоторыми другими. Отложения этого яруса очень характерны по литологическому составу и четко выделяются на электрокаротажных диаграммах. Они образованы чередованием пачек плотных глин, песков, песчаников и алевролитов. Однако при бурении из этих отложений отобраны лишь единичные образцы керн на куполе Доссор по скв. 516 и в Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1а.

На куполе Доссор из интервала, отвечающего татарскому ярусу, подняты глины, алевролиты, песчаники и пески. Глины татарского яруса серые или пепельно-серые, плотные, слабо слюдистые, слабо известковистые, часто песчанистые, с присыпками песков по плоскостям слоистости. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые, глинистые, с известковистым цементом, причем его песчаники мелкозернистые, содержащие редкий мелкий растительный детрит. Пески серовато-зеленые, мелкозернистые, слюдистые, иногда с мелкими сажистыми налетами.

В Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1а образцы из интервала, отвечающего татарскому ярусу, представлены глинами темно-коричневыми, алевролитистыми, известковистыми и песчаниками буровато-коричневыми, мелкозернистыми, с известковистым цементом.

В юго-восточной части промыслового района Южной Эмбы, в скважинах, пробуренных у крутых склонов соляного массива купола Кулсары, отложения татарского яруса также представлены чередованием пачек глин, алевролитов и песчаников. Глины темно-бурые, плотные, слабо карбонатные, неслоистые, местами сильно песчанистые. Алевролиты обычно светло-коричневые или коричневатые-серые, известковистые. Песчаники серые, коричневатые или зеленовато-серые, мелкозернистые, известковистые и глинистые. В некоторых прослоях песчаники содержат катыши (до 0,4 см в поперечнике) и редкие более мелкие неокатанные кусочки темно-коричневых глин.

На куполе Доссор по скв. 516 в верхней части отложений татарского яруса по данным электрокаротажа выделяется пачка (до 60 м), сложенная глинами, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками. Из данной пачки взят образец керн, представленный глинами красновато-коричневыми, участками серовато-зелеными, песчанистыми, известковистыми, неслоистыми, с мелкими растительными остатками. В верхней части поднятого кернa встречены глины темные, красновато-коричневые, очень плотные, слабо известковистые.

В серовато-зеленых глинах содержатся мелкие гастроподы, эстерины, остракоды и харовые водоросли. По данным Е. М. Люткевича, эстерины относятся к виду *Estheria lineata* Lutk., распространенному в верхах татарского яруса Русской плиты. Среди остракод Н. П. Кашеварова определила *Darwinula* ex gr. *arta* Lübb., *D.* ex gr. *rotundata* Lub., *D.* cf. *adducta* Lub., *D.* *fragilis* Schn. var. *angusta* Schn.

Комплекс фауны, встреченный в глинах, отличается от распространенного в татарских отложениях и от типичного триасового комплекса, хотя виды остракод и близки к триасовым. По геологическим данным эти глины принадлежат к верхней перми и поэтому отнесены к татарскому ярусу (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961).

Мощность отложений татарского яруса значительна и равна: на куполе Кулсары по скв. 407 почти 300 м, в Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1а 400 м, на куполе Доссор по скв. 516 430 м. Полный их разрез скважинами пока не вскрыт.

Отложения татарского яруса — типично континентальные образования, о чем свидетельствуют их литологический состав, фауна эстерий и остракод, а также наличие харовых водорослей в верхних горизонтах.

На Подуральском плато отложения верхней перми обнажены только в бассейне верховьев р. Уил на открытом куполе Ащибулак, где они, по-видимому, участвуют в составе пород «пермотриаса». Изучение пород «пермотриаса» в бассейне верховьев р. Уил ведется уже относительно давно. Еще в 1930 г. на куполе Жаманагач по скважинам была установлена интенсивная нефтенасыщенность доюрских красноцветных пород, а затем на куполах Жаксымай и Шубаркудук из них была получена промышленная нефть.

В 1931 г. И. К. Федотов красноцветные отложения, вскрытые скважинами на куполе Кейкебас над солью и гипсами кунгура, впервые выделил условно как «пермотриас?» и предложил разделить их с учетом литологического состава на три части. Другие исследователи, в частности В. Е. Руженцев и С. В. Шумилин (Авров и др., 1935), описывали эти красноцветы как верхнепермские, по аналогии с верхнепермскими красноцветами Актюбинского Приуралья.

Необходимость расчленения и сопоставления вскрытых на различных куполах красноцветных толщ при отсутствии в них фауны привела к необходимости поисков иных коррелятивов. Первая попытка их расчленения по минералогическому составу принадлежит К. В. Гребенщикову (1930). Несколько позднее В. П. Батурина и З. П. Иванова (1938) изучили минералогический состав красноцветных пород, вскрытых на Жаксымае скв. 116 и на Шубаркудуке скв. 22. Они установили, что для верхней части разреза «пермотриаса» характерна эпидото-роговообманковая сидеритовая ассоциация минералов, а для нижней — гранато-цирконо-ставролитовая бесидеритовая ассоциация минералов. Они выделили два опаловых горизонта — верхний, небольшой по мощности, в средней части разреза красноцветных пород, и нижний, более мощный, в нижней части их разреза.

В это же время Н. А. Храмов (1939) на Жаксымае в верхней части пород пермотриаса, вскрытых скв. 116 (рис. 38), обнаружил нижнетриасовые (по определению Е. М. Глебовской и Г. Ф. Шнейдер) остракоды. Учитывая их наличие и результаты изучения минералогического состава пород, предпринятого В. А. Атанасяном (основные выводы которого, в общем, совпадали с выводами В. П. Батурина и З. П. Ивановой), а также основываясь на сопоставлении местного разреза красноцветов с разрезами отложений верхней перми и триаса на куполах Индер и Баскунчак, в Актюбинском Приуралье и на куполе Мертвые Соли, Н. А. Храмов на Жаксымае выделил отложения верхней перми (породы бесидеритовой зоны) и отложения нижнего триаса, (породы сидеритовой зоны с остракодами), разделенные верхним опаловым горизонтом.

Несколько позднее В. С. Чернобров (1943) отложения «пермотриаса» разделил на две толщи — нижнюю песчаную и верхнюю гли-

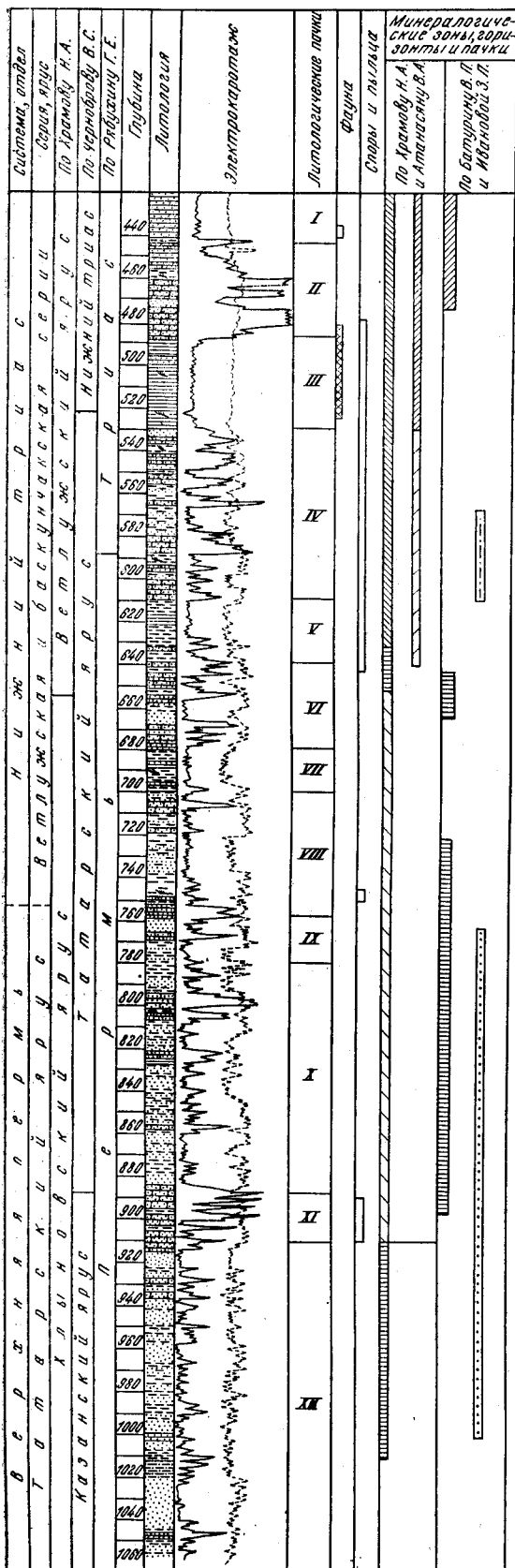
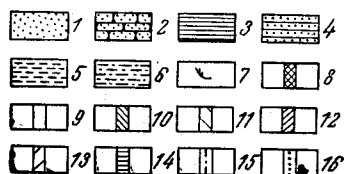


Рис. 38. Разрез скв. 116, пробуренной на куполе Жаксымай (по Е. И. Соколовой)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины серые и зеленые; 4 — глины серые и зеленые песчаные; 5 — глины пестроцветные, красные и коричневые; 6 — глины пестроцветные, песчаные; 7 — растительные остатки (спиккулы губок); 8 — горизонт с остракодами; 9 — горизонт со спорами и пылью; 10 — сидеритовая зона; 11 — бессидеритовая пачка; 12 — эпидотовая пачка (по Н. А. Крамову); эпидото-роговообманковая, бескарбонатная пачка (по В. П. Батуричу); 13 — безэпидотовая пачка; 14 — опаловые горизонты; 15 — пачка с дистеном, ставролитом, цветными слюдами; 16 — пачка с цветными слюдами.

Литологические пачки (по Н. А. Крамову): I — глины серые, желтовато-коричневые, зеленые, песчаные, внизу с включениями обуглившихся растительных остатков; II — переслаивание песков зеленых, мелкозернистых, слюдяных, глинистых, с обуглившимися растительными остатками и прослоями бурых и серых глин и серых песчаников; III — глины серые и буровато-серые с обуглившимися растительными остатками и незначительными прослоями песков; IV — переслаивание зеленовато-серых, бурых и коричневых песков мелко- и среднезернистых, и песчаников серовато-зеленых и зеленых, среднезернистых, а также изредка глин с обуглившимися растительными остатками; V — глины коричневые с зелеными и красными пятнами, песчаные; VI — переслаивание песков зеленых и серых, среднезернистых, песчаников серых и зеленых, а также изредка глин коричневых, песчаных; VII — глины коричневые, темно-серые и бурые, песчаные, с обуглившимися растительными остатками; VIII — переслаивание песков коричневых, серых и зеленовато-серых, мелкозернистых, песчаников серых и глин серых и коричневых, песчаных, с обуглившимися растительными остатками; IX — переслаивание песков серых и коричневых, среднезернистых, песчаников серых, желтых, зеленых, мелкозернистых, а также изредка глин красных и коричневых; X — переслаивание песков коричневых, зеленовато-серых, средне- и мелкозернистых, слюдяных и глин красных, коричневых и зеленовато-серых, песчаных; XI — песчаники серые мелко- и среднезернистые, с незначительными прослоями коричневых глин; XII — рыхлые глинисто-алевритово-песчаные породы, бурые, серовато-бурые, коричневые и зеленовато-серые



нистую. Он допускал, что нижняя толща соответствует уфимской свите, казанскому и татарскому ярусам верхней перми, а верхняя — триасу.

Затем В. К. Василенко (1947) в тех же разрезах куполов Жаксымай и Шубаркудук выделил нижнюю песчано-глинистую свиту, которую сопоставил с нижеказанскими отложениями, и верхнюю глинистую свиту, которая, по его мнению, отвечает верхнеказанским, татарским и нижнетриасовым отложениям.

Таким образом, все упомянутые исследователи в разрезах Жаксымай и Шубаркудука выделяли отложения верхней перми и триаса, но относили к ним различные по объему части красноцветной толщи.

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что к верхней перми с большей достоверностью могут быть отнесены отложения, вскрытые скважинами на Жаксымае (скважины 23, 24, 116, 119 и др.), Шубаркудуке и, возможно, на некоторых других куполах.

Судя по лучше охарактеризованным по керну и полнее изученным разрезам скважин на куполе Жаксымай (скважины 116 и 119), вскрытая часть пород верхней перми представлена континентальными отложениями, красными, коричневыми, серыми и зеленовато-серыми глинами, зеленовато-серыми, серыми и коричневыми песками, средне- и мелкозернистыми, слюдястыми, с редкими прослоями песчаников таких же цветов. Фауна в этих отложениях не обнаружена. Из растительных остатков только в одном прослое глины по скв. 116 в интервале 880—911 м В. С. Малявкина встретила спорово-пыльцевой комплекс нижнепермского облика, состоящий из спор птеридофитов, пыльцы хвойных и кордаитов. Эта часть разреза выделялась ранее В. П. Батуриным и З. П. Ивановой (1938) как нижний опаловый горизонт, а более низкие слои Н. А. Храмов (1939) отнес к хлыновскому (т. е. татарскому) ярусу, В. С. Чернобров (1943) — к казанскому и татарскому ярусам верхней перми. Поскольку ни в скв. 116, ни в других скважинах в этих отложениях не найдено какой-либо характерной фауны или флоры, уточнить их возраст в настоящее время нельзя и поэтому они условно отнесены к татарскому ярусу. Граница между отложениями верхней перми и триаса в разрезе скв. 116 предположительно намечена на глубине 753—755 м по появлению нижнетриасового спорово-пыльцевого комплекса, определенного В. С. Малявкиной. Вскрытая мощность верхнепермских (по-видимому, татарских) отложений по скв. 116 достигает 300 м.

Подводя итоги сказанному, необходимо отметить, что в пределах Прикаспийской впадины (за исключением восточной ее окраины, разрезы верхнепермских отложений которой рассматриваются в самостоятельном разделе) отложения казанского яруса, несмотря на их несомненно широкое распространение, известны пока в ограниченном числе разрезов. Их сопоставление позволяет установить, что только в южной части междуречья Урала и Волги, в разрезах возвышенностей Чапчачи и Худайберген они представлены преимущественно карбонатными породами морского происхождения. Уже в разрезе горы Малое Богдо в составе отложений казанского яруса появляется заметное количество терригенных пород. В восточной части Прикаспийской низменности, на куполе Индер, к казанскому ярусу принадлежат красноцветные песчано-глинистые породы, накопление которых происходило в континентальном водоеме. Южнее, в районе Южной Эмбы, к казанскому ярусу относятся также преимущественно красноцветные глинисто-карбонатные породы, в основном имеющие континентальное происхождение, но заключающие прослой и горизонты с морской фауной.

Отложения татарского яруса во всех известных разрезах являются красноцветными и континентальными.

Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины

Верхний отдел

Верхнепермские отложения на восточной окраине Прикаспийской впадины впервые были вскрыты скважинами на куполе Мортук в 30-х годах и отнесены к пермотриасу. В 1943 г. В. Т. Белоусова в составе красноцветов, пройденных скв. 3 на куполе Мортук, выделила верхнюю песчаную пачку, которую отнесла к нижнему триасу. В. А. Горяинов и А. К. Замаренов в 1958 г. по данным бурения расчленили отложения пермотриаса этой площади на верхнепермскую (татарскую) и нижнетриасовую части. А. В. Демчук и Ю. С. Шахиджанов (1962 г.) в составе пермотриаса выделили отложения уфимского, казанского и татарского ярусов верхней перми и отложения триаса. Позднее А. Б. Вайнблат, а также А. К. Замаренов, Б. Б. Бейсенов и Л. П. Трайнин описали триасовые отложения купола Кенкияк.

Расчленением верхнепермских отложений занимались Ю. А. Иванов, А. К. Замаренов, Э. Н. Замаренова, Д. А. Кухтинов, Э. К. Азнабаев, О. С. Турков, П. И. Хабибулина, А. Б. Вайнблат и др.

Верхнепермские отложения распространены на всей территории восточной окраины Прикаспийской впадины, выклиниваясь примерно по линии Сакмарско-Кокпектинского разлома или немного западнее его. Они вскрыты многочисленными скважинами на широтных региональных профилях I—I, II—II (см. рис. 23) в Кенкияк-Шенгельшии-ском и Муюнкум-Блактыкольском районах, глубокой скв. Г-1 в Жанажоле и параметрической скв. П-14 на Киндысае (см. рис. 32).

Верхнепермские отложения, как правило, прорваны соляными массивами куполов. В сводовых частях куполов они отсутствуют и появляются только у начала крутых склонов соляных массивов по периферии соляных куполов, а также в межкупольных депрессиях, в которых отложения верхней перми по данным сейсморазведки МОВ и РНП образуют весьма пологие обращенные межкупольные поднятия и выполняют сопряженные с ними компенсационные мульды. К зонам сочленения компенсационных мульд и обращенных межкупольных поднятий иногда приурочены тектонические нарушения. Породы верхней перми у склонов соляных массивов куполов сильно нарушены и круто наклонены (до 70—80°), а в пределах обращенных межкупольных поднятий углы их наклона не превышают 20°.

Залегают верхнепермские отложения на породах кунгурского яруса, представленного в основном мощной толщей гидрохимических осадков, среди которых преобладает каменная соль. Подчиненное значение имеют ангидриты и терригенные породы. Перекрываются верхнепермские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием фаунистически охарактеризованными породами раннетриасового возраста. На основании палинологических и палеонтологических данных верхнепермские отложения подразделяются на казанский и татарский ярусы. По комплексу признаков каждый ярус условно подразделен на подъярусы: нижеказанский (?), вышеказанский (?), нижетатарский (?), верхнетатарский (?). В составе последнего выделены три свиты (снизу вверх): башенкольская, шенгельшии-ская, муюнкумская. Данные о возможности выделения уфимского яруса пока отсутствуют.

Казанский ярус

Нижеказанский подъярус. В пределах восточной части Прикаспийской впадины отложения этого возраста вскрыты глубокими разведочными скважинами на поднятиях Кенкияк, Шенгельшии, Жанажол,

Блактыколь. Нижняя граница с подстилающими породами сульфатно-терригенной толщи кунгурского яруса проводится по смене спорово-пыльцевых комплексов. Литологически она выражена недостаточно четко. Выше и ниже этой границы залегают сходные между собой, окрашенные в серые тона аргиллиты и песчаники. Залегают нижеказанские отложения на породах сульфатно-терригенного комплекса, по-видимому, со стратиграфическим несогласием. Верхняя граница проводится на основании спорово-пыльцевых комплексов: по смене литологического состава пород и изменению электрокаротажной характеристики. В связи со слабой изученностью толщи границы проводятся, в известной мере, условно. Отложения нижеказанского подъяруса представлены чередующимися между собой аргиллитами, глинистыми мергелями, алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями известняков и ангидритов. Преобладают в разрезе аргиллиты. Они образуют пачки мощностью до 40 м, с многочисленными прослоями песчаников и алевролитов мощностью от 5 см до 3 м. Количество песчаниково-алевролитовых пачек в разрезе значительно меньше, их мощности не превышают 20 м; в них также содержатся прослои аргиллитов от 1 см до 2 м.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные В. В. Зауэр для нижеказанских отложений восточной части Прикаспийской впадины, состоят преимущественно из пыльцы группы *Striatosaccites* и группы *Vittatina*, причем в большинстве случаев пыльца *Striatosaccites* преобладает над пыльцой *Vittatina*. Пыльца кейтониевых, цикадофитов и растений неопределенной систематической принадлежности встречается реже. От нижележащих спорово-пыльцевых спектров кунгурского яруса их отличает в большинстве случаев отсутствие пыльцы кордаитов, характерной для кунгурских отложений, и значительное содержание спор *Zonotriletes (Effusina) procumbens* (L u b.), отсутствующих в кунгурских отложениях. Наибольшая полная мощность нижеказанских отложений пройдена в скважине по профилю II—II (см. рис. 23) Шенгельский и равна 300 м. На крыльях купола Кенкияк мощности ее (истинные) не превышают 50—70 м.

В целом для отложений нижеказанского подъяруса характерно: 1) преимущественно серая окраска пород; 2) преобладание в разрезе тонкослоистых разностей; 3) исключительно высокая известковистость (среднее содержание карбонатов 38,4%); 4) значительное содержание обуглившегося растительного детрита; 5) высокая ангидритизация и пиритизация пород. В отличие от кунгурских отложений: 1) преобладание терригенных минералов над аутигенными; 2) среди устойчивых минералов значительное уменьшение содержания циркона, граната бесцветного, граната бурого, рутила; 3) резкое увеличение слюд до 1,5%, обломков пород до 12% и уменьшение содержания полевых шпатов — в минералах легкой фракции; 4) увеличение в глинах содержания элементов Mg, Al, Si, Fe и Sr; 5) исключительно высокое значение отношения Sr : Ba, равное 5,4; 6) характерные спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием пыльцы групп *Striatosaccites* и *Vittatina* и многочисленными спорами *Zonotriletes (Effusina) procumbens* L u b.

Верхнеказанский подъярус. Отложения подъяруса вскрыты скважинами на куполах Кенкияк, Мортук, Шенгельский, в межкупольных зонах Кенкияк—Мортук, Кенкияк—Кумсай и в Акжарском районе. Наиболее полный их разрез пройден на межкупольном поднятии Муюнкум (скв. Г-1). Характер контакта верхнеказанских отложений с подстилающими породами различен. В одних случаях он тектонический, породы верхнеказанского подъяруса ложатся на сульфатно-галогенные породы кунгурского яруса, граница проводится легко по смене

литологического состава пород. В тех случаях, когда верхнеказанские отложения подстилаются породами нижнеказанского подъяруса, граница эта проводится условно по комплексу признаков: электрокаротажная характеристика, минералогический состав, спорово-пыльцевые комплексы.

Залегают верхнеказанские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием на различных частях разреза кунгурского и нижнеказанского подъярусов. Различие в углах падения пород в подстилающей и перекрывающей толщах составляет 10—20°. С удалением от соляного штока к межкупольному пространству это различие в углах падения исчезает. Перекрываются верхнеказанские отложения также с угловым и стратиграфическим несогласием породами нижнетатарского подъяруса. Литологически эта граница нечеткая и проводится нами на основании комплекса характерных признаков условно. Отложения верхнеказанского подъяруса представлены аргиллитами, глинистыми мергелями, алевролитами, песчаниками, доломитами и ангидритами, чередующимися между собой в различных соотношениях. Преобладают в разрезе аргиллиты и глинистые мергели; они образуют пачки мощностью до 20 м, сменяющиеся пачками алевролитов и песчаников мощностью до 5 м. Мергелисто-аргиллитовые пачки неоднородны. Они содержат прослой алевролитов и песчаников мощностью от нескольких миллиметров до 3 см и прослой доломитов и ангидритов мощностью до 0,5 м. Пачки алевролитов и песчаников также неоднородны. Они содержат многочисленные тонкие (до 3 см) прослой аргиллитов.

Возраст отложений определяется на основании очень редких находок спорово-пыльцевых комплексов, определенных из сероцветных аргиллитов площадей Блактыколь и Шенгельший. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают (64%) споры группы *Azonotriletes* и пыльца *Coniferales*, *Cordaitales*, *Ginkgocycadophyta* (в равных количествах). Аналогичный комплекс выделен В. В. Липатовой для верхнеказанских отложений Актюбинского Приуралья. Из пеллеципод встречен только один вид *Palaeonodonta verneuili* Amal. Вскрытая мощность пород верхнеказанских отложений на востоке изученного района составляет 370 м (скв. 11-П Шенгельший), а на западе возрастает до 800 м (скв. Г-2 Кумсай (см. рис. 28). Эти изменения в мощностях отражают степень прогибания бассейна верхнеказанского времени. Характерными для верхнеказанских отложений являются: 1) преимущественно темно-коричневая, реже серая окраска пород; 2) высокая карбонатность разреза (31%); 3) ангидритизация пород; 4) исключительно высокое содержание слюд в легкой фракции (1,8%). В отличие от нижнеказанских отложений: 1) появление среди минералов тяжелой фракции шпинели, возросшее содержание граната бесцветного и уменьшение граната бурого; 2) среди минералов легкой фракции увеличение количества полевых шпатов и слюд, уменьшение обломков пород; 3) резкое увеличение количественного содержания ряда малых и порообразующих элементов; 4) уменьшение отношения Sr:Ba; 5) обедненность разреза остатками фауны и флоры.

Татарский ярус

Нижнетатарский подъярус. Отложения подъяруса в пределах восточной части Прикаспийской впадины распространены повсеместно. Залегают нижнетатарские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности верхнеказанских отложений в случае нормального залегания и на породах кунгурского яруса в случае тектонического контакта. Углы падения пород в подстилаю-

щих отложениях в присводовых участках куполов достигают 60°, в нижнетатарских отложениях они не превышают 45—50°. В тех случаях, когда в межкупольных зонах не выявляется четких поднятий, верхнеказанские и нижнетатарские отложения залегают, по-видимому, согласно. На поднятиях, в межкупольных зонах отмечаются слабые несогласия на этой границе (Муюнкүм). Граница с подстилающими отложениями верхнеказанского подъяруса литологически выражена недостаточно четко и проводится по литолого-петрографическим особенностям пород, смене электрокаротажной характеристики и появлению в разрезе остракод нижнетатарского возраста. Перекрываются нижнетатарские отложения с резким угловым и стратиграфическим несогласием породами верхнетатарского возраста. Граница эта литологически выражена достаточно четко и проводится в подошве песчано-гравелитовых пород верхнетатарского возраста.

Нижнетатарский подъярус представлен аргиллитами, глинистыми мергелями, алевролитами, песчаниками, с тонкими и редкими прослоями конгломератов, гравелитов, доломитов и известняков. Все породы обильно обогащены ангидритами, которые встречаются в виде гнезд, включений, а в нижней части разреза образуют прослой до 25 см мощности. Разрез нижнетатарского подъяруса довольно четко подразделяется на две части. Нижняя половина подъяруса сложена аргиллитами, глинистыми мергелями, алевролитами, песчаниками с прослоями гравелитов и доломитов, в составе цемента терригенных пород преобладают ангидрит и доломит. Верхняя половина сложена теми же породами, но с прослоями известняков. В составе цемента пород кальцит. В нижней части разреза преобладают аргиллиты, глинистые мергели. Они образуют мощные (до 100 м) пачки, чередующиеся с песчано-алевритовыми пачками мощностью до 20—25 м. Подчиненное значение в разрезе имеют гравелиты, доломиты, ангидриты. Они образуют прослой до 0,5 м мощности или присутствуют в виде гнезд и пропластков. В верхней части разреза значительно сокращаются мощности и число песчаных пачек, исчезают из разреза гравелиты, увеличивается количество глинистых мергелей и появляются редкие прослой известняков мощностью до 0,2—0,5 м. По электрокаротажным данным разрез четко делится на две части: нижнюю с сопротивлением на кривой КС до 7 ом·м и верхнюю — до 3—5 ом·м. Кривая ПС слабо дифференцирована. Нижнетатарский возраст отложений устанавливается на основании находок многочисленных остракод *Darwinula*, *Suchonella*, *Darwinuloides*. Среди остракод наибольшее распространение имеет род *Darwinula*. Из них определены виды, имеющие несомненно раннетатарский возраст: *Darwinula fragiliformis* K a s h., *D. elegantella* B e l., *D. ex gr. chramovi* (G l e b.), *D. ex gr. kassini* B e l., *Suchonella nasalis* (S h a r.), *S. socolovia* (B e l.), *Darwinuloida triangula* (B e l.).

Кроме остракод в разных частях разреза встречены ядра и раковины пелеципод *Palaeonodonta* — *P. longissima* (N e s h.), *P. castor* (E i c h w.), известных из Волго-Камского района, Оренбургского Приуралья, где они часто встречаются в нижнетатарском подъярусе. Мощности нижнетатарских отложений изменяются в довольно широких пределах: от 500 м на востоке (Шенгельский) до 1200 м на западе (Кумсай). В юго-западной части района, на Муюнкуме, мощность этих отложений по данным единственной скв. Г-1 равна 690 м. В целом для отложений нижнетатарского подъяруса характерно: преимущественно темно-коричневая окраска пород; присутствие гравелитов в нижней части разреза и известняков в верхах разреза; высокая карбонатность (28%); ангидритизация нижней части разреза. Отличаются от верхнеказанских отложений: 1) меньшим содержанием гранатов среди минералов тяже-

лой фракции; 2) резким снижением количества слюд и повышенным содержанием цеолитов среди минералов легкой фракции; 3) пониженным содержанием ряда малых элементов и повышенным Ca и Na; 4) резким уменьшением отношения Sr:Ba; 5) присутствием в разрезе значительного количества остракод нижнетатарского облика и появление пелеципод.

Верхнетатарский подъярус. Отложения этого возраста распространены на всей площади восточной окраины Прикаспийской впадины. Залегают верхнетатарские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности пород нижнетатарского подъяруса. Характер контакта с нижележащими отложениями резкий, отчетливый. На темно-коричневых аргиллитах нижнетатарского подъяруса залегают темно-серые и пестроокрашенные песчаники и конгломераты верхнетатарского подъяруса. Углы падения пород в подстилающих отложениях составляют 25—35% (в удалении от соляного штока), выше плоскости несогласия углы падения не превышают 10—15°. У контакта с соляным ядром и те, и другие породы приобретают значительно более крутые углы падения. Характер контакта с вышележащими отложениями нижнего триаса (соркульская свита) также достаточно резкий. Фаунистически охарактеризованные пестроокрашенные песчано-глинистые отложения нижнего триаса перекрывают преимущественно красноватые осадки различных частей верхней перми. Отчетливо прослеживаются и угловые несогласия. По литологии, минерало-петрографическим особенностям, данным электрокаротажа породы верхнетатарского подъяруса подразделяются на три свиты (снизу вверх): башенкольскую, шенгельшуйскую, муонкумскую.

Башенкольская свита представлена гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами с редкими прослоями известняков. Разрез начинается песчаниками и гравелитами, сменяющимися выше глинами с прослоями известняков и алевролитов. Затем опять в разрезе следуют песчаники, сменяющиеся глинами. Эта отчетливо выраженная ритмичность характерна для разреза башенкольской свиты. Мощности песчаных пачек 20—50 м, мощности глинистых пачек 50—100 м. Всего таких пачек-ритмов в наиболее полных разрезах (скв. Г-41, Г-60 Кенкиак) семь. Пачки неоднородны. В песчано-гравелитовых содержатся прослои глин мощностью 2—10 м, в глинистых пачках — прослои песчаников мощностью 1—3 м.

В отложениях башенкульской свиты обнаружен комплекс остракод, характеризующийся многообразием видового и количественного состава. Он содержит почти все формы, что и нижнетатарские отложения, но наряду с ними появляются новые виды: *Darwinula faba* Misch., *D. cf. parallela* (Spizh.), *D. cf. inornata* (Spizh.), *Darwinuloides tataricus* Rosner, характерные для верхних частей татарского яруса Русской плиты. Помимо остракод в отложениях башенкольской свиты встречены единичные пелециподы *Palaeonodonta verneuilii* (Amal.), *Microdontella* sp. В сероватых глинах обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца типа вельвичиевых, появляется значительное количество пыльцы кейтониевых. Среди хвойных преобладает пыльца *Striatopodocarpites*. В. В. Липатова (1962) для Актюбинского Приуралья также отмечает повышенное содержание этих видов. Для спорово-пыльцевого комплекса характерно резкое снижение содержания спор до их полного исчезновения. Мощность пород башенкольской свиты изменяется от 300 м (Шенгельший) до 600 м (Кенкиак).

В целом для отложений башенкольской свиты можно считать характерным: 1) своеобразное распределение окраски пород в разрезе:

в нижней половине преимущественно серых тонов, выше пятнистая, в верхней части разреза красная; 2) преобладание бесструктурных песчаников, реже с горизонтальной и косою слоистостью; 3) отчетливо выраженная ритмичность различных типов пород по разрезу; 4) относительно низкая карбонатность; 5) обилие обугленного растительного детрита и высокое содержание пирита; 6) появление в больших количествах бесцветных гранатов и рутила и снижение содержания бурых гранатов; 7) присутствие типичных, но немногочисленных верхнетатарских остракод и появление в спорово-пыльцевых комплексах многочисленных представителей кейтониевых.

Шенгельшійская свита. Породы этой свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности башенкольской свиты. В зависимости от интенсивности тектонических подьемов это несогласие проявляется в более резкой форме на куполах (Кенкияк) и в ослабленной форме на поднятиях в межкупольных зонах (Муюнкум). В межкупольных зонах, где положительные структуры отсутствуют (Кенкияк—Мортук), шенгельшійская и башенкольская свиты залегают согласно.

Породы шенгельшійской свиты широко распространены в изученном районе и вскрыты многочисленными скважинами. Наиболее полные разрезы вскрыты в юго-восточной части купола Кенкияк, на куполе Тасши и на межкупольной структуре Муюнкум. Сложена шенгельшійская свита в основном глинами, в виде прослоев встречаются песчаники, алевролиты, известняки.

Возраст отложений определен по фауне остракод *Darwinula* aff. *teodorovichi* Bel., *D. gerda* Gleb., *Suchonella stelmachovi* (Spizh.), *Darwinuloides tataricus* Pospelov и по фауне пелеципод *Palaeonodonta verneuili* Amal., *P. fischeri* Amal. Мощность свиты колеблется от 150 м на поднятии Шенгельшій до 330 м на куполе Тасши.

Муюнкумская свита. Отложения этой свиты широко распространены. Вскрыты они на поднятии Шенгельшій, на куполах Кенкияк, Мортук, в Кумсайской межкупольной зоне и на структурах Акжарского района. Наиболее мощный разрез муюнкумской свиты вскрыт на восточном крыле поднятия Муюнкум. Залегают отложения муюнкумской свиты со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности шенгельшійской свиты. Граница с нижележащими отложениями четкая и легко проводится по смене литологического состава и электрокаротажной характеристике. Перекрываются отложения муюнкумской свиты со стратиграфическим и угловым несогласием осадками нижнего триаса (соркульская свита). Характер контакта достаточно четкий. В большинстве изученных разрезов породы муюнкумской свиты представлены алевролитами с подчиненными прослоями глин и песчаников, за исключением нижней части разреза, сложенной в основном песчаниками. Здесь песчаники образуют пачки мощностью до 40 м, тогда как мощности глинисто-алевролитовых пачек не превышают 10 м. В основной части разреза преобладают алевролиты, чередующиеся с тонкими (до 6—8 см) прослоями глин и редкими (до 15 см) прослоями песчаника. Изредка мощности песчаных пачек возрастают до 5—10 м. Все терригенные разности обильно обогащены гипсами и ангидритами, которые встречаются в виде гнезд, включений, либо образуют прослой от 1 до 3—4 см.

Органическими остатками муюнкумская свита бедна. В ней обнаружены лишь редкие нижнетриасовые остракоды. Мощность свиты меняется в зависимости от глубины предтриасовых разломов от нуля до 600 м.

По литолого-петрографическим, геохимическим, минералогическим особенностям пород муюнкумская свита относится к верхнетатарскому циклу осадконакопления, будучи связана постепенными закономерными переходами с подстилающими отложениями. Еще более существенной особенностью этой свиты является место, которое она занимает в структуре района. Несогласие, устанавливаемое в подошве свиты, носит местный, локальный характер, проявляясь только на положительных структурах. Несогласие в кровле этой свиты связано с фазой регионального подъема, охватившего всю территорию Прикаспийской впадины и означающего начало нового этапа в развитии всего региона — мезозойского. Поэтому муюнкумскую свиту, по нашему мнению, следует отнести к верхнетатарскому подъярсу. На этом же основании мы считаем возможным отнести песчаниково-конгломератовую толщу района купола Индер к нижнему структурному этажу (верхнепермскому) и считать ее стратиграфическим аналогом муюнкумской свиты.

На размытой поверхности верхнепермских отложений, на различных ее частях с угловым и стратиграфическим несогласием залегают нижнетриасовые отложения. По комплексу палеонтологических, литолого-петрографических, минералогических, геохимических признаков и по данным электрокаротажа отложения нижнего триаса легко отделяются от подстилающих верхнепермских пород.

МАНГЫШЛАК

Породы пермской системы развиты на Мангышлаке в хребтах Каратау (рис. 39). Более мелкие их выходы известны на возвышенностях: Тумгачи, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Карамая и Кугусем. Кроме того, они вскрыты несколькими скважинами на наиболее приподнятом участке Беке-Башкудукской мегантиклинали (Карасязь-Таспасский район).

Как по литологическому составу и мощностям, так и по степени метаморфизма и условиям залегания отложения перми и триаса резко отличны от более молодых пород мезозоя и кайнозоя и вошли в геологическую литературу под названием каратауского комплекса. М. В. Баярунас (1911, 1915, 1936) впервые предположил пермский возраст нижней части пород каратауского комплекса и расчленил их на ряд толщ. Коллективом геологов ЦНИГРИ под руководством В. В. Мокринского в 1936 и 1946 гг. схема расчленения пермских отложений, предложенная М. В. Баярунасом, была несколько детализирована. Толщам, которые он выделил, были даны собственные названия (Мокринский, 1952; Мокринский и др., 1965). Эта схема с небольшими поправками может быть принята и в настоящее время. Вопросы стратиграфии пермских отложений нашли отражение в работах С. Н. Алексейчика (1941), Б. А. Корженевского (1956), А. Е. Шлезингера (1959, 1965), В. Н. Винюкова (1963), В. С. Князева, П. В. Флоренского (1956). Подробный минералогический и петрографический анализы пород каратауского комплекса приведены в работах Б. А. Корженевского (1961) и Д. Х. Хайрутдинова (1962).

Пермские отложения Мангышлака разделяются на три свиты (снизу вверх): биркутскую, отпанскую и долнапинскую.

Биркутская свита. Породы свиты имеют ограниченное распространение и развиты лишь в хребте Западный Каратау, где ими сложена сводовая часть Отпанской антиклинали. Они представлены плотными с раковистым изломом аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Цвет пород дымчато-голубой с характер-

песчаников, окрашенных в фиолетово-вишневые тона. Максимальная видимая мощность отложений отпанской свиты на северном крыле Бесочкинской антиклинали в Восточном Каратау достигает 1400 м. Ее основание здесь не обнажено.

По северному склону горы Карамая обнажена толща серых аргиллитов, перемежающихся с тонкослоистыми зеленовато-серыми песчаниками. В верхней части разреза количество песчаников резко убывает и основное значение здесь приобретают зеленовато-серые и фиолетово-бурые алевролиты и аргиллиты. По общему облику пород эта толща, вероятно, относится к отпанской свите. Видимая мощность отложений отпанской свиты горы Карамая достигает 200 м.

Т. А. Сикстель (1964) отметила, что в нижней части разреза каратауского комплекса пород хребтов Каратау (по-видимому, в породах отпанской свиты) А. И. Левенко найдены *Sigillaria* sp. и *Cordaianthus* sp. Эти формы, по мнению Т. А. Сикстель, не позволяют считать вмещающие слои моложе ранней перми.

Песчаники отпанской свиты относятся к полимиктовым. Они состоят в основном из плохо окатанных кварцевых зерен, составляющих до 80—85% всей массы минеральных зерен. Остальная часть представлена плагиоклазом, ортоклазом и слюдами. Последние в большинстве случаев хлоритизированы. Песчаники сцементированы тонким глинистым цементом.

Расположенные выше породы каратауского комплекса вплоть до отложений акмышской свиты триаса для Западного Каратау и Каратаушика, с одной стороны, и для Восточного Каратау, с другой, резко отличаются друг от друга, вследствие чего их разрезы трудно сопоставить.

В Восточном Каратау граница между пермской и триасовой системами проходит внутри толщи континентальных очень однообразных осадков, выделяемых под названием восточнокаратауской серии, и не может быть в настоящее время установлена. Поэтому отложения перми описаны только для хребтов Западный Каратау, Каратаушик и для Восточного Мангышлака, а входящие в нижнюю часть восточнокаратауской серии пермские породы хребта Восточный Каратау будут рассмотрены при описании триасовой системы.

Долнапинская свита. Породы долнапинской свиты прослеживаются в сводах и на крыльях антиклиналей хребтов Западный Каратау и Каратаушик. Ими же, вероятно, сложены горы Тумгачи, Кунабай, Кичик-Карашек, Карамая и северо-восточный склон горы Карашек. Отложения долнапинской свиты, по-видимому, вскрыты скважинами на Беке-Башкудукской мегантиклинали. На Западном Каратау и Каратаушике разрез свиты начинается вишнево-красными песчаниками с зеленовато-серыми разностями. Отмечаются подчиненные прослои глинистых сланцев. От расположенных ниже песчаников отпанской свиты отложения долнапинской свиты отделяются довольно четко: появлением вишнево-красной окраски и прослоев глинистых сланцев.

Вверх по разрезу количество прослоев зеленовато-серых пород постепенно сокращается до полного их исчезновения из разреза. В верхней части долнапинской свиты отмечается несколько прослоев мелкогалечного конгломерата, состоящего из гальки тех же песчаников и глинистых сланцев. На плоскостях наслоения песчаников наблюдаются волноприбойные знаки. По южному склону хребта Западный Каратау верхняя часть долнапинской свиты переходит в сплошную толщу глинистых сланцев, почти лишенных прослоев песчаников и отличающихся

более темным оттенком вишнево-красного цвета. В этой толще отмечается обилие рассеянных в породе галек песчаников и глинистых сланцев. В. Н. Винюковым (1963) в нижней части свиты обнаружен пласт мощностью 0,5 м розовато-желтой липаритовой туфолавы. Мощность отложений долнапинской свиты в хребтах Западный Каратау и Каратаушик достигает 1000 м.

В средней части разреза отложений долнапинской свиты хребтов Каратау В. Н. Винюков (1963) обнаружил остатки (возможно, перетолженных) остракод: *Healdia* sp., *Gavelina* sp. (aff. *grandis* Sch n.), *G.* sp. (ex gr. *edmistona* Harris et Lalicher), которые, по мнению Н. И. Кошеваровой, широко развиты в отложениях нижней и верхней перми. Кроме того, в прослоях зеленых песчаников верхней части разреза долнапинской свиты в Западном Каратау Б. А. Корженевским (1956) обнаружены плохо сохранившиеся растительные остатки, напоминающие хвощи и сильно деформированные раковины пелеципод.

В горах Тумгачи, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек и Карамая к долнапинской свите следует относить толщу буровато-фиолетовых и желтовато-серых песчаников, крепких, плитчатых, с прослоями аргиллитов. В средней и верхней частях разреза наблюдаются прослой мелкогалечных конгломератов.

На возвышенности Кугусем к долнапинской свите, по-видимому, следует отнести толщу буровато-красных и светло-серых с зеленоватым оттенком плотных песчаных глин, сильно выветрелых с поверхности. В глинах отмечаются прослой песчаников мощностью до 0,4 м. В отличие от разрезов хребтов Западный Каратау и Каратаушик в долнапинской свите восточных выходов Мангышлака преобладают песчаники, состоящие из более грубого материала. Аргиллиты и глинистые сланцы играют явно подчиненную роль. Породы имеют меньшую плотность. Если в районе хребтов Каратау она составляет в среднем 2,65 г/см³, то в разрезе горы Карамая она уменьшается до 2,45—2,50 г/см³ (Галактионов, 1959; Неволин, 1961; Лапшов, 1963). Нижние горизонты долнапинской свиты здесь нигде не обнаружены. Видимая мощность отложений долнапинской свиты в разрезе гор Тумгачи 500 м, Кунабай 900 м, Карашек 110 м, Кичик-Карашек 700 м, Карамая 900 м, Кугусем 150 м.

На Беке-Башкудукской мегантиклинали каратауский комплекс пород, сходный с долнапинской свитой, вскрыт тремя крелиусными скважинами треста «Казнефтеразведка» на глубинах: 449 м (К-38), 583 м (К-12) и 598 м (К-16). Первая скважина прошла по породам перми 150 м, вторая и третья скважины — всего по несколько метров. Вскрытые породы представляют собой песчаники, перемежающиеся с глинистыми сланцами зеленовато-серого, темно-красного и малинового цвета. Преобладают красные тона. Общий облик пород напоминает долнапинскую свиту хребтов Западный Каратау и Каратаушик.

Песчаники долнапинской свиты являются полимиктовыми, с глинистым и кварцево-глинистым цементом базального типа. Зерна их полуокатанные, главным образом кварцевые, реже полевошпатовые или слюдястые. Глинистые сланцы тонкослоистые и обладают равномерной тонкозернистой основной массой (до 85%). Встречающаяся в них в небольшом количестве слюда местами хлоритизирована.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Фактических материалов о пространственном распространении нижнепермских отложений в Западном Казахстане немного, они известны только в Актюбинском Приуралье, Западном Примугоджарье и прибортовых частях Прикаспийской впадины.

Ассельские отложения в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджье накапливались в разнообразной фациальной обстановке открытого моря. Наиболее восточные разрезы говорят о том, что на месте современных Мугодзар располагалась довольно возвышенная, вытянутая в субмеридиональном направлении суша, к которой почти вплотную подходили приглубые участки моря. В местах выхода из гор речных потоков в море откладывался грубообломочный материал конусов выноса, в промежутках между ними — более тонкие осадки. Если первые сглаживали осадконакоплением прогибание морского дна и образовывали мощные (до 1000 м) толщи, то вторые значительно недозагружали интенсивно прогибавшееся дно бассейна и образовали относительно маломощные (до 150 м) толщи. В более западных районах разрезы приобретали флишеподобный характер. В прибортовых частях Прикаспийской впадины и, по-видимому, в ее более центральных участках в это время накапливались фациально выдержанные по простиранию, относительно небольшой мощности, преимущественно известняковые платформенные отложения.

В Актюбинском Приуралье близкие условия осадконакопления сохранились в сакмарскую и артинскую эпохи. В Прикаспийской впадине и в Западном Примугоджье отмечается повышенная соленость сакмарского бассейна, выразившаяся в накоплении толщи ангидритов тастубского (?) горизонта. В связи с предкунгурским размывом артинские отложения в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины отсутствуют.

Интересно отметить, что среди встреченных в Западном Примугоджье в швагериновом горизонте видов фораминифер много форм, аналогичных обнаруженным Ф. Р. Бенш в швагериновом горизонте Средней Азии («Стратиграфия Узбекской ССР», 1965). Аммонитовая фауна нижней перми Актюбинского Приуралья близка к раннепермской фауне аммонитов Гималаев. Указанные факты говорят о непосредственной связи, существовавшей в ранней перми между морем Прикаспия и Приуралья и южным морем Тетиса. Эта связь скорее всего осуществлялась через меридиональный прогиб, существовавший на месте современного Каспийского моря.

Накопление осадков в кунгурском веке происходило в весьма своеобразных условиях некомпенсированного глубоководного морского бассейна, распространявшегося на территории Прикаспийской впадины и Актюбинского Приуралья. Во всех изученных разрезах кунгура периферийных частей бассейна отмечается трехчленное их деление. В Актюбинском Приуралье развиты два типа разреза кунгура: александровский и актюбинский. Первый тип состоит из трех толщ (снизу вверх): терригенной, сульфатно-карбонатно-терригенной и карбонатно-терригенной. В отложениях этого типа содержатся остатки фораминифер и моллюсков, свидетельствующие о режиме нормальной солености. Второй тип также состоит из трех толщ: нижней и верхней — сульфатно-терригенных и средней — галогенной. Такой же разрез кунгура характерен и для прибортовых частей Прикаспийской впадины. К центру впадины увеличивается мощность слоя соли. Первоначальная его мощность (до пластического перераспределения в результате соленой тектоники) достигала 4—4,3 км. В краевых частях впадины и в Актюбинском Приуралье мощность кунгура уменьшается до 0,5—2 км.

В поздней перми на территории Западного Казахстана накапливались преимущественно терригенные красноцветные толщи мощностью до 3,5—4 км. Они характеризуются значительными фациальными изменениями как по вертикали, так и по горизонтали.

Накопление позднепермских осадков происходило в обширном эпиконтинентальном бассейне с ненормальной соленостью и скудным органическим миром. Погружение дна бассейна компенсировалось осадконакоплением, и его глубина существенно не менялась.

Развитие позднепермского мелководного бассейна шло в направлении потери им связи с открытым морем. В раннеказанское время в центральной части Прикаспийской впадины накапливались морские карбонатные осадки мощностью до 200 м. Это накопление сменилось в позднеказанское время чередованием лагунных и лагунно-континентальных отложений. В ряде мест (северо-восток Прикаспийской впадины и др.) происходило образование солей. Мощность верхнеказанских пород достигает 1000 м. Для татарских отложений характерно широкое развитие континентальных фаций. На всей площади они характеризуются большой мощностью (свыше 2500 м), широким развитием песчаников и конгломератов.

На Мангышлаке, Устюрте и далекой периферии Мугуджар в поздней перми шло накопление литологически близких к отмеченным выше красноцветных континентальных осадков мощностью 1—3 км. На Мангышлаке их образование, по-видимому, началось еще с ранней перми.

В стратиграфии пермских отложений Западного Казахстана, несмотря на детальную изученность ряда разрезов, остается еще много нерешенных вопросов. Некоторые общие проблемы стратиграфии пермской системы могут получить дальнейшее развитие при изучении материалов по Западному Казахстану. Так, обнаружение глубокими скважинами в Западном Примугуджарье и окраинных частях Прикаспийской впадины непрерывных разрезов карбона и нижней перми с многочисленными остатками фораминифер позволяет при помощи монографического изучения последних приблизиться к разрешению вопроса о границе перми и карбона. Имеющиеся по всему разрезу сероцветные пропластки аргиллитов и алевролитов с богатыми спорово-пыльцевыми комплексами позволяют подключить к разрешению этой проблемы анализ спор и пыльцы.

Крайне интересны вопросы соединения в ранней перми южных морей Тетиса с морями, заливавшими территорию Прикаспийской впадины, Приуралья и Примугуджарья.

На Мангышлаке до сих пор совсем не изучен вопрос о возрасте нижней части разреза обнаженных континентальных толщ перми. Недавно найденные отпечатки листьев говорят о возможном отнесении этой части разреза к ранней перми. Необходимы дальнейшие поиски листовых отпечатков и спорово-пыльцевые исследования пермской части каратауского комплекса Мангышлака.

Ряд неясных вопросов возникает в связи с изучением пермского соляного комплекса. Ограничивается ли возраст соли кунгуром или он имеет более широкий стратиграфический диапазон? В настоящее время выше кунгура известна соляная толща и в казанском ярусе. Не исключено, что в центральной части Прикаспийской впадины эти две соляные толщи могут слиться. В ряде мест артинские и сакмарские отложения представлены значительными по мощности толщами ангидритов. Не будут ли и они к центру впадины фациально замещаться каменными солями и не соединятся ли эти соли с кунгурскими в одну толщу? На восточной окраине Прикаспийской впадины доказано трансгрессивное залегание соленосной толщи кунгура на различных более древних горизонтах вплоть до нижнего карбона. Каково залегание кунгура в остальных районах Западного Казахстана?

Крайне слабо разработано до сих пор стратиграфическое расчленение разрезов красноцветных пород верхней перми и их сопоставле-

ние в разных районах. В расчленении же верхнепермских отложений на территории Устюрта, п-ова Бузачи, Южно-Мангышлакского плато и периферии Мугоджар только сделаны первые шаги.

С отложениями перми связаны месторождения нефти и газа, каменных и калийных солей, медистых песчаников, различных строительных материалов.

Палеозойские породы фундамента Северного Приаралья

В Северном Приаралье породы фундамента перекрыты платформенными отложениями мезо-кайнозой и вскрыты скважинами. Среди пород фундамента условно выделяются нижнепалеозойские и каменноугольные.

Нижний палеозой

К нижнепалеозойским образованиям условно отнесены сланцы, вскрытые скважинами 413 и 405 в ядрах Тасаранской горст-брахиантиклинали и Аккуурданской брахиантиклинали. На глубинах соответственно 180 и 130 м под корой выветривания мощностью 30 м вскрыты крутопадающие (углы падения 60—80°) черные углистые, кварцевослюдистые и серицитовые сланцы. Они разбиты системой трещин, среди которых преобладают вертикальные, и рассечены кварцевыми и альбитовыми жилами.

Сланцы сложены ориентированными по слоистости чешуйками серицита (50—60%) и хлоритом (до 20%). Кварцевые и кремнистые частицы составляют от единиц до 20% породы. В линзовидных прослойках (скв. 413) появляется наибольшее количество мелких чешуек биотита. Мелкие углистые частицы (до 5—7%) иногда концентрируются в отдельных прослойках, в которых появляются кубики пирита. Кроме того, в породе отмечены магнетит и эпидот. Судя по составу и характеру вторичных изменений, породы образовались при метаморфизме углистых, глинистых и глинисто-алевритистых сланцев до фации зеленых сланцев.

В скв. 405 на глубинах 130—132, 137 и 147 м встречены прослойки светло-зеленых и зеленовато-серых туфов, достигающие 10 см мощности. Границы их с вмещающими сланцами четкие и резкие. Туфы кристалло-литокластические, кислого состава, сильно измененные, сложенные обломками (размером 0,1—0,5 мм), рассеянными в серицито-хлоритовой массе. Количество обломков в разных прослоях колеблется от 40 до 70%. Они представлены плагиоклазами, роговиками и изредка кварцем. Остальная часть замещена серицитом, реже мусковитом и хлоритом, ориентированное расположение чешуек которых создает волнистую рассланцованную структуру породы. Кроме того, присутствует до 5—10% кубиков пирита. В скважинах 405 и 413 отмечены единичные прослойки (до 0,1 м) темно-серых брекчий, состоящих из обломков сланцев и кварцитов, сцементированных каолино-глинистым цементом.

Северо-восточнее, в ядре Жаманшинской брахиантиклинали к югу от широтного течения р. Иргиз, сходные с описанными породы фундамента выходят на поверхность (Вахрамеев и Яншин, 1940; Яншин, 1953). Все эти породы весьма условно отнесены к нижнему палеозою, ближе не определенному.

Нижний карбон (?)

В 35 км севернее разъезда Тусплок скв. 404 на глубине 191—193 м вскрыты сильно измененные зеленовато-серые диабазовые порфириды порфировой структуры с микролитовой основной массой, разбитые многочисленными трещинами, по которым развиты ожелезнение, каолинизация, хлоритизация; реже трещины выполнены кварцем. Около 30% составляют вкрапленники таблитчатого плагиоклаза (1—1,5 мм), иногда сросшиеся в агрегаты (2—3 мм). Основная масса (60—70% породы) сложена полураскристаллизованным хлоритизированным стекловатым веществом, в котором рассеяны микролиты плагиоклазов (длиной до 0,1 мм), мелкие кристаллики эпидота (до 0,1 мм), лейкоксенизированный титанит и ильменит. Эпидот и клиноцоизит образуют и более крупные зерна (до 0,5 мм). До 10% составляют миндалины (3—5 мм), заполненные хлоритом с примесью лимонита и минералов группы эпидота. Состав и строение породы свидетельствуют о том, что она претерпела региональный метаморфизм до зеленокаменной фации. На описанных порфиритах развита каолиновая кора выветривания мощностью 35 м.

Описанные образования фундамента, вскрытые скважинами, судя по данным геофизики (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962), принадлежат к Прииргизской зоне Мугоджар, в которой широко распространены зеленокаменные эффузивы диабазо-спилитовой формации. Возраст этих эффузивов установлен как визейский (Бойцова и др., 1955). Можно предполагать, что диабазовые порфириды, вскрытые скв. 404, аналогичны указанным эффузивам и поэтому их, по-видимому, можно считать нижекаменноугольными.

ПЕРМОТРИАС

МАНГЫШЛАК

ПОЛУОСТРОВ БУЗАЧИ И ЮЖНЫЙ МАНГЫШЛАК

На востоке п-ова Бузачи, на поднятии Кызан, пермотриасовые отложения вскрыты четырьмя скважинами (см. рис. 39). Однако ни одна из них не прошла весь разрез. Впервые их описали Б. К. Прошляков и Ю. М. Васильев (1960), позже более детально В. С. Князев и П. В. Флоренский (1962). Их плотности изучали Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960), В. С. Князев и др. (1963). Кроме того, краткие материалы по литологическому составу, стратиграфическому положению и нефтегазодности имеются в работах М. М. Чарыгина и др. (1963), М. А. Ахмеджанова и др. (1963), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1964), П. В. Флоренского (1965), В. В. Мокринского и др. (1965), А. Е. Шлезингера (1965). Детальное расчленение разреза и сопоставление его с разрезами окружающих районов предложили В. С. Князев и П. В. Флоренский (1965, 1966).

Скважина 1 пробурена несколько южнее свода, она прошла 142 м (интервал глубин 1410—1552 м); скв. 2, пробуренная в северо-западном блоке и отделенная от остальных скважин разрывным нарушением, — 240 м (1580—1820 м); скв. 3, пробуренная на своде структуры, прошла максимальную мощность 911 м (1350—2261 м); скв. 4, пробуренная на южном крыле структуры, вскрыла лишь 80 м (1580—1660 м).

Наиболее полный разрез, вскрытый скв. 3, состоит из двух толщ. Нижняя толща, выделяемая от забоя до глубины 1900 м, сложена переслаиванием пачек песчаников и глинисто-алевритистых пород.

В вышележащей толще преобладают глинисто-алевритистые породы; она начинается с пачки глин мощностью 60 м (1840—1900 м), выше которой прослой глин и алевролитов мощностью 20—40 м переслаиваются с песчаниками мощностью 10—15 м. На глубине 1725 м из состава тяжелой фракции исчезают эпидот и титанистые минералы (И. П. Егоров). Выше по разрезу увеличивается количество катунов переотложенных пермотриасовых пород. Отложения, вскрытые другими скважинами на Кызанском поднятии, сложены преимущественно глинисто-алевритистыми породами, в составе тяжелой фракции которых отсутствует эпидот. На основании этого, а также сравнения электрометрических диаграмм разрезы скважин 1, 2 и 4 сопоставляются с верхней глинисто-алевритистой пачкой скв. 3.

Пермотриас представлен полого залегающими, ритмично переслаивающимися сероцветными и бурыми песчаниками (иногда содержащими катуны переотложенных глинисто-алевритистых пород), красноцветными уплотненными глинами и алевролитами.

Песчаники серые, иногда буровато-серые, мелкозернистые, переходящие в крупнозернистые алевролиты, плотные (плотность 2,67 г/см³), массивные и изредка косослоистой текстуры. Более 80% составляют среднекатанные весьма отсортированные обломки, среди которых обычны кварц (15—30% обломков), полевые шпаты (10—15%), представленные калиевыми полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами и изредка микроклином; к кремнистым обломкам (до 20%) отнесены как метаморфические породы, так и, вероятно, кислые вулканогенные породы различной структуры. Около 20—25% обломков составляют различные сланцы: глинистые, глинисто-слюдистые, кварцево-слюдистые, известковистые и углистые, присутствуют обломки средних и основных эффузивов (до 5%), кварцит, пелитоморфный известняк, гематит, магнетит, ильменит, мусковит и биотит.

Состав легкой фракции очень пестрый и аналогичен описанному как для песчаников карагауского комплекса, так и для песчаников восточных районов Устюрта, хотя последние более крупнозернистые. Изучение тяжелой фракции, проведенное И. П. Егоровым (Князев и Флоренский, 1962), показало, что в ее составе преобладают магнетит и ильменит (60—90%). Количество циркона (3—7%), граната (0,5—4%), шпинели (до 1%), рутила (до 0,5%), турмалина и анатаза незначительно и довольно постоянно по разрезу. Эпидот (составляющий в нижней части разреза скв. 3 до 30%), барит и сфен (до 10%) выше глубины 1720 м исчезают. В породах других скважин, вскрывших лишь верхние пачки, установлено, что эти минералы отсутствуют. Нередко в песчаниках встречается до 50% катунов переотложенных пермотриасовых пород размером до 2—3 см. Цемент составляет 10—20%: преобладает кальцитовый поровый и кварцевый регенерационный.

Алевролиты мелко- и среднезернистые, бурые, плотные (плотность 2,69 г/см³). Текстура обычно массивная, но встречаются косая слоистость и трещины усыхания. Среди обломков преобладают обломки кварца (30%), кремней (20%), полевых шпатов (15%), известняков, эффузивов и тяжелых минералов (в основном магнетит и ильменит, насыщающие иногда отдельные прослойки). Более 40% породы составляет ожелезненная известковая глина. Можно видеть переходные разности от алевролитов к глинам.

Глины уплотненные (плотность 2,70 г/см³), бурые, гидрослюдистые, с примесью каолинита, местами известковистые, содержат некоторое количество мелкоалевритистых обломков, а местами они хорошо

отмучены и включают кальцитовые бобовины, образованные при диагенезе.

В описываемых отложениях никаких органических остатков не обнаружено, за исключением раковины *Darwinula* sp., найденной А. Г. Шлейфер. Поэтому о возрасте описываемых отложений можно говорить лишь на основании сопоставления их с окружающими районами Горного Мангышлака и Прикаспийской впадины, где установлен их позднепермско-раннетриасовый возраст. На Центральном Мангышлаке, в нижней части каратауского комплекса, выделяются две свиты, сложенные в основном красноцветными породами: преимущественно песчанистая отпанская мощностью свыше 1600 м и глинисто-алевритистая долнапинская (1000 м). В подошве долнапинской свиты залегает характерная пачка красноцветных глинистых сланцев. Песчаную толщу поднятия Кызан целесообразно сопоставлять с отпанской свитой, а глинисто-алевритистую — с долнапинской (рис. 40, см. вкладку). По мнению А. Е. Шлезингера, нижняя толща песчаников отвечает долнапинской свите, а верхняя глинисто-алевритистая, залегающая без перерыва на песчанистой, соответствует отложениям таушикской свиты.

В Прикаспийской впадине (Соколова и др., 1961) красноцветные отложения представлены преимущественно песчанистой толщей татарского яруса, мощность которой местами превышает 1—1,5 км, и в основном глинисто-алевритистыми породами ветлужской серии индского яруса. Мощность последних составляет несколько сотен метров на Южной Эмбе, но в центральной части впадины в разрезе Аралсорской скважины достигает 1775 м (Чарыгин и др., 1964). Сравнение разрезов скв. 3 (Кызан) и Прикаспийской впадины (с учетом материалов спорово-пыльцевых анализов соседних скважин Теренкудук и Куланды) позволяет сопоставить верхнюю глинисто-алевритистую толщу с ветлужской серией, а нижнюю песчаную — с татарским ярусом; граница между ними условно проводится по подошве глинистой пачки (скв. 3, глубина 1900 м).

На Южном Мангышлаке, на южном склоне Беке-Башкудукского поднятия, на структуре Южное Карасязь-Таспас в скважинах 2 (глубина 1680 м, пройдено 140 м) и 3 (глубина 1790 м, пройдено 20 м) вскрыты полого залегающие красноцветные глинисто-алевритистые породы, сложенные в основном окрашенной гидроокислами железа непрозрачной глиной с примесью алевритового материала; в породе встречаются кальцитовые бобовины до 2—3 см в поперечнике. Эти отложения, по-видимому, следует сопоставлять с долнапинской свитой, относимой, по крайней мере в верхней части, к индскому ярусу. Таким образом, по разлому, идущему через Беке-Башкудукское поднятие, проходит резкая граница между дислоцированными пермотриасовыми породами Центрального Мангышлака (гора Каратау и скважины Карасязь и Таспас) и одновозрастными недислоцированными породами Южного Мангышлака.

Южнее, в районе нефтяных месторождений, вскрыты триасовые породы, представленные чередованием черных битуминозных алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков, которые образуют прослои 2—3 см и формируют слои мощностью 2—3 м. Слой группируются в пачки мощностью 10—20 м. Судя по керну и характеру электрометрических диаграмм, они вскрыты скважинами: 5 Узень (глубина 2157 м, пройдено 34 м), 53 Узень (глубина 2141 м, пройдено 40 м), 1 Восточный Жетыбай (глубина 2665 м, пройдено 115 м), 92 Жетыбай (глубина 2877 м, пройдено 100 м), 1 Карамандыбас (глубина 2288 м, пройдено 68 м), 1 Тасбулат (ниже 2860 м, пройдено 50 м), 3 Тасбулат (ниже 3200 м), 4 Тасбулат (глубина 2975 м, пройдено

50 м). Число скважин, вскрывших эти отложения, непрерывно растет. Вскрытые отложения залегают повсюду почти горизонтально, исключая породы скв. 5 Узень с углами наклона до 30—40°.

Алевролиты известняковисто-глинистые, серые, битуминозные, массивные. Обломки, составляющие около трети породы, имеют размер 0,02—0,1 мм, неокатанные, сильно корродированные и замещенные кальцитом. Они представлены кварцем, плагиоклазами, мусковитом, хлоритом, биотитом, кремнями, лейкоксеном и цирконом. Около трети породы составляет кальцит в виде отдельных кристаллов размером до 0,05 мм или участков мозаичной структуры. Глина (в основном каолинового состава) составляет около трети породы. Присутствуют пирит и фосфат типа колофанита. Содержание битумов достигает 0,01%. Эти породы вскрыты в скважинах 92 Жетыбай и 1 Карамандыбас.

Аргиллиты черные, тонкослоистые (толщина прослоев от 6—7 мм до десятых долей миллиметра), крепкие, обычно сильно известковистые. Приблизительно на 50—60% они сложены глинистой массой с равномерным погасанием, вероятно, с большим количеством каолинита. Углистые волокна вытянуты по слоистости вместе с мелкими чешуйками мусковита. Битумов в породе около 0,01%.

Мергели слагают прослой мощностью 1,5—2 м и переслаиваются с аргиллитами от 1—2 до 3—5 мм. Они серые и светло-серые, плотные крепкие, массивные или слоистые. Обычно сложены на 70—80% пелитоморфным кальцитом и на 30% глинистыми и углистыми частицами; последние обуславливают темный цвет породы. Их неравномерное распределение подчеркивает ритмичную слоистость. Присутствуют мелкие (до 0,1 мм) обломки кварца, полевых шпатов и кремня, составляющие менее 1% породы. Содержание битума колеблется от 0,1 до 0,005%.

Известняки светло-серые, пористые, крепкие, массивные, пелитоморфные. Они на 50% сложены кальцитом, который образован мелкими (до 0,05 мм) округлыми и овальными комочками.

В разрезах скважин можно выделить две толщи: верхнюю глинисто-алевритистую, в скважинах 53 Узень и 92 Жетыбай выше глубины 2870 м и более нижнюю, известковистую, отличающуюся повышенным КС, которая выделяется в скв. 53 Узень и в нижней части скв. 92 Жетыбай. В верхней части разрезов триасовых пород наблюдаются следы доюрского выветривания.

Вопрос о возрасте этих пород решен не окончательно. В скв. 1 Карамандыбас (глубина 2351—2346 м) вместе с чешуйками рыб найдены остатки *Conchostrica*. По определению Н. И. Новожилова, они принадлежат к виду *Lioestheria destombesi* (Defretin, 1950), известному из кейперских отложений Лангедока во Франции. Кроме того, в скв. 53 Узень (глубина 2192—2195 м) М. И. Богачева выделила и определила споры птеридофитов (57,5%) и пыльцу голосемянных (42,5%). Среди спор встречены *Calamotriletes* Lub. (32,5%), *Selaginella obtusosetosa* (Lub.) var. *triassica* K.-M. (5%), *S. sp.* (1,5%), *Osmunda verrucosa* (Ibr.) Poluch (1,5%), *O. sp.* (7%), *Rubinella parvituberculata* Mal. (9%), *Leiotriletes* sp. (1%). Среди пыльцы гинкговые составляют 16,5%, хвойные — 26%, определены *Pinites* sp., *Piceites* sp., *Pseudopicea* sp., *Jugasporites* Leschik. В скв. 92 Жетыбай (глубина 2860—2866 м) ею найден спектр, близкий к описанному. Эти спектры позволяют отнести вмещающие их породы к триасу.

В Центральном Мангышлаке к верхнему триасу относится мощная толща черных аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков, в которой найдена фауна карнийского яруса (Астахова, 1962).

Если плотность верхнетриасовых пород каратауского комплекса составляет в среднем $2,65 \text{ г/см}^3$, то плотность триасовых пород Южного Мангышлака колеблется от $2,55$ до $2,60 \text{ г/см}^3$. С другой стороны плотность вышележащих юрских отложений не превышает $2,40\text{--}2,50 \text{ г/см}^3$ *.

Еще южнее, в скв. 2 Жага на глубине $3190\text{--}3400 \text{ м}$ залегает довольно однородный комплекс пород, среди которых описаны витрокластический туф ($3315\text{--}3317 \text{ м}$), среднезернистый, сложенный в основном стекловатыми частицами с примесью обломков кварца, и туф кристалло-витрокластический ($3347\text{--}3349 \text{ м}$), в котором помимо обломков стекла много кварца и плагиоклазов; последние обычно ограненные. Ниже 3400 м залегают зеленые сланцы с кальцитовыми бобовинами и образованиями коллофана. Наиболее вероятно относить эти породы к верхнему триасу, однако вопрос этот требует уточнения.

УСТЮРТ

На территории Устюрта породы пермтриаса почти повсеместно распространены под мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений, слагают Северо-Устюртскую и Мангышлакскую пермтриасовые впадины и отсутствуют лишь на сводах крупных поднятий. Они описаны В. С. Князевым и др. (1963), их распространение и мощности приведены Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960), Т. А. Сикстель и др. (1960), М. Ф. Мирчинком и др. (1962), а также рассмотрены в работах М. М. Чарыгина и др. (1963), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1965), В. В. Мокринского, И. Э. Вальц и др. (1965). Расчленение и сопоставление разрезов скважин предложили В. С. Князев и П. В. Флоренский (1965, 1966). Вопросы нефтегазоносности и пермтриасовых отложений освещали М. А. Ахмеджанов и др. (1963), П. В. Флоренский (1965), Б. Ф. Дьяков и др. («Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака», 1963).

Пермтриасовые отложения вскрыты в скважинах 1, 3 (Кумтобе), 1 (Чагырлы) и 1 (Чумышты). Недалеко от юго-восточной границы Казахстана они вскрыты в скважинах 1 и 2 (Теренкудук), 2 (Байтерек), 1 (Западное Шахпахты), 1, 2 и 4 (Шахпахты), 1 (Тасаюк), 1, 2 и 3 (Хоскудук), 1 (Северное Ассакеаудан). Последние три площади целиком расположены уже на территории Каракалпакской АССР.

Поднятие Кумтобе расположено близ северных чинков Устюрта. Здесь две скважины, пробуренные Западно-Казахстанским геологическим управлением, вскрыли пермтриасовые отложения: скв. 1 (на глубине 2630 м , пройдено 153 м) и скв. 3 (на глубине 2715 м). Это монотонно переслаивающиеся красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники, отличающиеся довольно высокой плотностью — $2,63 \text{ г/см}^3$ (рис. 41). Более крупнозернистые разности неизвестны, несмотря на обилие катунов. Никаких органических остатков в этих породах найдено не было. Судя по отсутствию эпидота в составе тяжелой фракции и преобладанию мелкообломочных пород, их целесообразно сопоставить с верхней глинисто-алевритистой толщей, выделенной в скв. 3 Кызан (см. рис. 40).

Поднятие Чагырлы расположено несколько восточнее Кумтобе. Скважина 1, пробуренная Западно-Казахстанским геологическим управлением, вскрыла пермтриасовые отложения на глубине 2710 м

* Весьма вероятно, что триасовые отложения Южного Мангышлака следует сопоставлять с нижнетриасовыми (баскунчакскими) отложениями оленекского яруса (К. В. Виноградова).

и прошла их вплоть до 2833 м. Они представлены слабо уплотненными красноцветными глинами, залегающими в самой верхней части (2725—2734 м), и серыми легкими (плотность 2,50 г/см³) песчаниками и серыми алеврититами, углистыми, развитыми в нижних частях разреза (2832—2833 м). Из последних М. И. Богачева выделила спорово-пыльцевой спектр, для которого характерно преобладание спор семейства *Rubinella* Mal. (14%), *Rubinella tuberculata* Mal., *R. parvituberculata* Mal., спор, близких к семейству Equisetaceae — *Leiotriletes microdiscus* K.-M. (15%). Значительно меньше встречается *Selaginella* sp., *Pleuromeia* ? sp., *Neocalamites* sp., споры *Sphaerina* Mal., крупные споры с плотной экзимой тела (*Chomotriletes* sp.), споры *Leiotriletes* sp., *Zonomonoletes* sp., *Lophotriletes* sp. Среди пыльцы преобладает двухмешковая пыльца хвойных, близкая к семейству Pinaceae (30%). Встречаются оригинальные пыльцевые зерна размером 0,02—0,03 мм с плотным непрозрачным телом и мешком вокруг него, имеющим мелкосетчатую структуру, и зерна *Azonaletes*—*Asaccites*. Единично встречаются пыльцевые зерна групп *Ginkgoales*, *Bennettitales* и *Cordaites*. Значительная роль спор *Leiotriletes microdiscus* K.-M., *Rubinella* Mal. и наличие *Pleuromeia* ? sp., *Neocalamites* sp., и *Azonaletes*—*Asaccites*, а также преобладание двухмешковой пыльцы сближают этот спектр со спорово-пыльцевыми комплексами баскунчакской серии нижнего триаса Актюбинского Приуралья и Южно-Эмбенского района.

Еще восточнее, на поднятии Чумышты, Западно-Казахстанским геологическим управлением пробурена скв. 1, вскрывшая пермотриасовые породы на глубине 2565 м (пройдено 70 м), представленные бурыми комковатыми глинами и алевритистыми глинами с катунами и местами с кальцитовыми бобовинами. В кровле разреза залегает пласт мощностью 20 м с низким КС, по-видимому являющийся древней корой выветривания. Вскрытые здесь породы, вероятно, относятся к верхней глинисто-алеваитистой красноцветной толще.

На Теренкудукском поднятии пробурены две скважины, вскрывшие пермотриасовые отложения (скв. 1, глубина 2000 м, пройдено 531 м; скв. 2, глубина 2180 м, пройдено 550 м). Они представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками, алеврититами и уплотненными глинами. Породы отличаются более крупными обломками и несколько повышенным содержанием обломков горных пород. В разрезах скважин, которые сопоставляются между собой, выделяются две толщи. Нижняя песчанистая толща (скв. 1, глубина 2531—2240 м; скв. 2, глубина 2730—2420 м) сложена среднезернистыми песчаниками

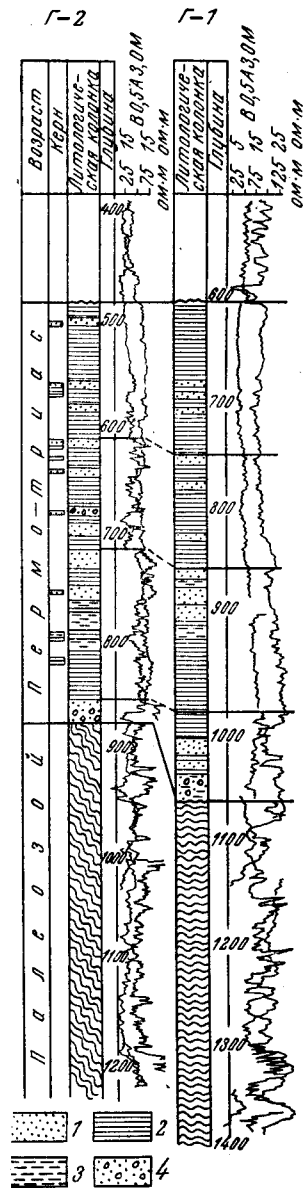


Рис. 41. Сопоставление разрезов отложений пермотриаса скважин Г-1 и Г-2, пробуренных на юге Шошкакской мегантиклинали. Составил П. В. Флоренский

1 — песчаники; 2 — глины;
3 — алеврититы; 4 — катуны и гальки

мощностью 20—25 м с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Верхняя глинисто-алевритистая толща (скв. 1, глубина 2240—2000 м; скв. 2, глубина 2420—2180 м) представлена чередованием глин, алевролитов и песчаников с катунами. Эпидот, характерный для тяжелой фракции низов разреза, исчезает в скв. 1 выше глубины 2060 м, а в скв. 2 — выше 2250 м. Характер чередования пород, их состав, а также смена минералогических ассоциаций позволяют сопоставить эти пачки с выделенными в скв. 3 Кызан. Плотность пород несколько выше, чем в западных районах, и составляет 2,59 г/см³ для нижней толщи и 2,55 г/см³ для верхней.

Из глинисто-алевритистой толщи (скв. 1, глубина 2111—2115 м) Л. С. Поземова (Бетелев, Поземова, 1966) выделила спорово-пыльцевой комплекс, в котором отмечается резкое преобладание пыльцы (88,5%) над спорами (11,5%). Среди пыльцы встречены гинкговые (42,2%), хвойные *Podocarpus* sp. (5,1%), пыльца неопределенного систематического положения с двумя воздушными мешками и ребристым телом — *Disaccites substriata* (7,4%) и *Coniferae* с двумя воздушными мешками; присутствуют *Bennettitales* и *Ceytonia*. Споры представлены *Leptochylus* sp. (4,5%), *Stenozonotriletes* (1,9%) и *Danae* sp. (0,3%). Аналогичный, по мнению Л. С. Поземовой, спектр описан Э. А. Копытовой из нижнего триаса бассейна р. Илек и Г. М. Романовской из нижнего триаса Тургайской равнины. Таким образом, можно считать, что верхняя глинисто-алевритистая толща относится к нижнему триасу.

На Байтерекском поднятии в скв. 2, пробуренной вблизи его свода, на глубине 2070 м (пройдено — 160 м) вскрыты дислоцированные (угол до 50°) уплотненные (плотность 2,63 г/см³) глины, алевролиты и песчаники. Последние помимо катунов переотложенных пермотриасовых пород содержат гальки основных и средних эффузивов. В общем состав и характер пород весьма близки к вышеописанным. Дислоцированность пород высокая, плотность и многочисленные трещины связаны, вероятно, с близостью субширотных разломов. Судя по составу пород и отсутствию в их тяжелой фракции эпидота, эти отложения условно можно отнести к верхней глинисто-алевритистой толще.

На Хоскудукском поднятии пермотриасовые отложения вскрыты тремя скважинами: 1 (глубина 1980 м, пройдено 55 м), 2 (глубина 1860 м, пройдено 22 м) и 3 (глубина 2020 м, пройдено 60 м). Все они вскрыли толщу красноцветных алевролитов и глин, чередующихся между собой и нередко содержащих бобовины кальцита. Характер чередования пород, их состав и отсутствие эпидота в тяжелой фракции позволяют сопоставить их с верхней глинисто-алевритистой толщей Северного Устюрта и с долнапинской свитой Мангышлака.

Еще юго-восточнее пермотриасовые отложения вскрыты на поднятиях Западное Шахпахты в скважинах 1 (глубина 2540 м, пройдено 60 м), 2 (глубина 2442 м, пройдено 30 м), 4 (глубина 2500 м), 1 Тасаяк (глубина 2078 м), 1 Северное Ассакеаудан (глубина около 2500 м).

Скважинами: 1 Тасаяк и 1 Северное Ассакеаудан вскрыты недислоцированные довольно плотные (2,63 г/см³) красноцветные глинисто-алевритистые породы, в составе тяжелой фракции которых отсутствует эпидот.

Еще восточнее, на поднятии Шахпахты, пермотриасовые отложения вскрыли три скважины: 1 (2626—2686 м), 2 (2442—2472 м), 4 (на глубине 2500 м). В скважинах 2 и 4 встречены такие же породы, что и в описанных выше скважинах, в скв. 1 вскрыты зеленовато-серые

песчаники и глинисто-алевритистые породы, не только красноцветные, но и черные углистые. Из них (2696—2701 м) Л. С. Поземова выделила пыльцу (98,6—100%): *Ginkgocycadophytus* sp. (50,4—53,9%), *Protohaploxyton* sp. (15—18%), *Coniferae* (17,3—13%), *Striatopodocarpus* sp. (3,2—17,3%), *Striatopinites* sp. (2,6—8,8%), *Jugasporites* sp. (1,5—2,8%), *Florinites* sp. (0,4—1,4%), *Podocarpus* cf. *dacrydioides* (0,4%); среди спор (1,4%) определены *Leiotriletes* sp. (0,9%), *Lophotriletes* sp. (0,5%). Из этого же комплекса О. П. Ярошенко определила пыльцу *Pleromeia*. Эти комплексы указывают на раннетриасовый возраст вмещающих отложений, которые целесообразно сопоставить с таушкской свитой каратауского комплекса, относимой по фауне аммонитов к оленекскому ярусу.

Вскрытые скважинами отложения пермтриаса очень однообразны и представлены ритмичным чередованием красноцветных песчаников, алевролитов и уплотненных глин; наблюдаются лишь очень незначительные колебания размера и состава обломков. Каждый ритм начинается прослоем глин мощностью 10—30 м, сменяющихся алевролитами и песчаниками (мощность последних от 10 см до 1—2 м).

Песчаники сероцветные и красноцветные, мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные. Повсюду они сложены среднеокатанными обломками кварца (16—33%), плагиоклазов (16—53%), эффузивов среднего и основного состава (4—28%), кислых эффузивов и кремней (до 16%), метаморфических пород (до 15%), биотита (до 3%), известняка, мусковита, хлорита. В составе тяжелой фракции преобладают магнетит и ильменит (50—90%), непрозрачные бурые гидрокислы железа (до 40%) и составляющие до 1—5% циркон, гранат, шпинель, рутил, анатаз, глаукоцит, биотит. Количество эпидота резко меняется — от 10—30% в нижней части разрезов до 1—5% в верхней. Иногда встречаются катуны переотложенных пермтриасовых глин и алевролитов. Цемент песчаников карбонатный и в меньшей степени глинистый и регенерационный кварцевый.

Алевролиты образуют прослой до 0,5—1 м. Они бурые и зеленоватые, среднезернистые, известковистые, обычно хорошо отсортированные. Состав обломков тот же, что и в песчаниках, возрастает лишь роль кварца и в отдельных прослойках, приуроченных к участкам с косою слоистостью, происходит накопление тяжелых минералов.

Глины уплотненные, переслаивающиеся с алевролитами и слагающие прослой до 0,5 м, бурые, алевролитистые или хорошо отмученные, смешанного, преимущественно гидрослюдисто-каолинового состава.

Плотность пермтриасовых пород Устюрта довольно постоянна. Глины плотнее песчаников. В зоне Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, где пермтриасовые породы смяты в складки, плотность составляет 2,70 г/см³. Аномально высока плотность и на Байтереке, где уплотнение также связано со складчатостью.

Песчанистую толщу Устюрта целесообразно сопоставлять с отпанской, а глинисто-алевритистую — с долнапинской свитой Мангышлака. В разрезах Устюрта и Прикаспийской впадины с учетом спорово-пыльцевых анализов сопоставляются: верхняя глинисто-алевритистая толща с красноцветной ветлужской серией, а нижняя, преимущественно песчанистая — с татарским ярусом. Граница между ними условно проводится по подошве глинистой пачки.

Мощность верхней глинисто-алевритистой толщи уменьшается с запада на восток за счет исчезновения верхних горизонтов, что, возможно, связано с предъюрским размывом: на Бузачи она достигает 550 м, в Теренкудуке — 250 м и в Куланды — 120 м. Однако мощность на Шошкаколе превышает 300—400 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

В Западном Казахстане отложения триаса известны на п-ове Мангышлак, где слагают хребты Каратау и ряд небольших изолированных возвышенностей Восточного Мангышлака. В Прикаспийской впадине триасовые отложения обнажены на небольших участках, приуроченных к сводам соляных куполов (Индер, Баскунчак, Бисчохо, Кайракты и др.). Несколько более широко они распространены в Актюбинском Приуралье (бассейн р. Илек). Здесь отложения нижнего триаса выполняют узкие меридиональные полосы, приуроченные к центральным частям синклиналей, а отложения верхнего триаса в виде пологолежащего покрова платформенного чехла слагают обширные пространства.

Материалы бурения показывают, что триасовые отложения широко распространены под покровом молодых осадков, обнаружены под отложениями юры на обширных пространствах Устюрта, Южного Мангышлака и п-ова Бузачи и, возможно, отсутствуют только на сравнительно небольших площадях Северо-Бузачинского свода, центральной части Южно-Эмбенского и Байчагырского гравитационных максимумов, а также на Центральном Устюрте под северной частью Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Отложения триаса Устюрта и п-ова Бузачи непосредственно через район периклиналей Южно-Эмбенского гравитационного максимума переходят на территорию Прикаспийской впадины, где имеют сплошное площадное развитие и отсутствуют только на сравнительно небольших участках над сводами некоторых соляных куполов. В пределах Северных Мугоджар триасовые отложения обнаружены в наиболее глубоких частях раннемезозойских впадин на левобережье р. Орь.

Только на Западном и Центральном Мангышлаке, а также в Прикаспийской впадине триас представлен морскими отложениями, в других районах он сложен континентальными осадками.

Сведения о континентальных мезозойских отложениях в бассейне р. Илек появились еще со времен исследований Г. Сози (1836), Э. А. Эверсмана (1840) и др. Впервые отложения триаса выделены в 30-е годы в результате работ П. И. Климова и В. Е. Руженцева. В дальнейшем важное значение для расчленения триасовых отложений бассейна р. Илек и их биостратиграфического обоснования имели исследования Г. П. Леонова (1946 г.), М. И. Брик (1952), Э. А. Копытовой (1963) и И. З. Фаддеевой (1965).

На левобережье р. Орь отложения триаса установлены и детально описаны Н. И. Леоненко (1961), И. З. Фаддеевой (1961, 1965) и Е. М. Маркович (1961).

Первое описание разреза отложений триаса в западной части Прикаспийской низменности на восточном склоне горы Большое Богдо сделал И. Б. Ауэрбах (1871). В дальнейшем этот разрез изучали Н. П. Барбот де Марни (1874), П. А. Православлев (1903), М. В. Баярунас (1912), Е. И. Соколова (1958) и др. Разрез отложений триаса, вскрытый Аралсорской сверхглубокой скважиной, описан М. М. Чарыгиным, Ю. М. Васильевым и др. (1964, 1965, 1966).

В восточной части Прикаспийской низменности триасовые отложения впервые открыл М. М. Новаковский (1887) в районе оз. Индер. Как он, так и другие исследователи обычно относили эти отложения к пермтриасу. Лишь А. Н. Замятин (1914) предположительно отнес их к триасу. Наиболее детально отложения триаса района оз. Индер

описаны В. В. Мокринским и Е. И. Соколовой (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961).

Первые сведения о триасовых отложениях Южной Эмбы появились в результате бурения поисковых нефтяных скважин, вскрывших красноцветные породы. По аналогии с красноцветами оз. Индер они были отнесены А. Н. Замятинным (1914) к пермотриасу. С 1949 г. началось бурение скважин на периферии куполов, а позднее — и в межкупольных депрессиях. Эти материалы позволили из состава пермотриаса выделить отложения нижнего и верхнего триаса (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961).

Впервые высказал предположение о присутствии триаса на Подуральском плато И. К. Федотов (1931), который выделил его в составе пермотриасовых красноцветов скважин купола Шубаркудук. В 1939 г. Н. А. Храмов на основании определения остракод установил отложения триаса на куполе Жаксымай. Минералогическое изучение триаса впервые осуществили В. П. Батурин и З. П. Иванова (1938). Весьма полный и мощный разрез вскрыт Хобдинской опорной скважиной.

На восточной окраине Прикаспийской впадины красноцветы пермотриаса вскрыты скважинами, пробуренными на куполе Мортук. На основании определения остракод В. Т. Белоусова (1943 г.) выделила нижний триас. В результате дальнейших работ вскрываемые красноцветные отложения триаса были расчленены на ветлужскую и баскунчакскую серии (Аввакумов и Гридасов, 1960; Авров, Булекбаев и Космачева, 1962; Замаренов, Бейсенов и Трайнин, 1962). Более детально подразделила эти отложения А. Б. Вайнблат (1962, 1964), а затем П. Я. Авров, З. Е. Булекбаев, И. Б. Дальян и др. (1966) выделили из них пять местных свит.

Триас в составе каратауского комплекса пород, слагающего хребет Каратау на п-ове Мангышлак, по палеонтологическим материалам впервые установил М. В. Баярунас (1911). Предположение о триасовом возрасте верхней части разреза хребтов Каратау еще раньше высказал М. М. Васильевский (1908). В дальнейшем для разработки стратиграфии отложений триаса Мангышлака большое значение имели исследования М. В. Баярунаса (1915, 1936) и В. В. Мокринского (Мокринский, 1952; Мокринский и др., 1965). Созданная ими схема расчленения этих отложений с некоторыми изменениями и дополнениями принята и в настоящее время.

В результате проведенного в последнее время глубокого бурения отложения триаса стали известны на п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке (Прошляков и Васильев, 1960; Князев и Флоренский, 1962, 1965), а также на Устюрте (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Князев и др., 1963; Чарыгин и др., 1963; Князев, Флоренский, 1965; Вольвовский, Гарецкий и др., 1965).

На п-ове Мангышлак среди отложений триаса выделяют две местные свиты (таушикскую и карадуанскую) и одну серию — акмышскую. Таушикская свита подразделена на две подсвиты (тарталинскую и караджатыкскую), а акмышская серия на две свиты: хозбулакскую и шаирскую. На Восточном Мангышлаке выделить все эти свиты не удалось, здесь долинапинской свите верхней перми, таушикской и карадуанской свитам соответствует восточнокаратауский комплекс.

В Прикаспийской впадине среди отложений триаса выделяется нижний отдел, который делится на две серии — ветлужскую и баскунчакскую, условно средний отдел, а также верхний, представленный в основном кейпером и отчасти рэтом. Последний тесно связан с нижнеюрскими отложениями и образует аралсорскую серию, которая описана в другом разделе. В пределах восточной окраины Прикаспийской

впадины отложения ветлужской и баскунчакской серий по детальным сопоставлениям электрокаротажных диаграмм делятся на пять местных свит, имеющих географическое название. В Актюбинском Приуралье в составе нижнетриасовых отложений выделены две свиты — бузулукская и тананыкская.

Отложения верхнего триаса подразделяются здесь на курашасайскую и курайлинскую свиты, а на левобережье р. Орь — на миндыбайскую и кызылкаинскую свиты.

На Устюрте и п-ове Бузачи редкими скважинами вскрыты красноцветные отложения, верхняя часть которых, в значительной степени условно, отнесена к нижнему триасу, а нижняя — к верхней перми. Эти отложения описаны в специальном разделе. На Устюрте и периферии Мугоджар выше красочветов пермотриаса развита сероцветная толща, которая относится к верхам триаса и к нижней юре. Она носит название чушкакульской серии и описана дальше.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

МУГОДЖАРЫ

Триасовые отложения на территории Мугоджар были установлены сотрудниками Лаборатории геологии угля АН СССР Н. И. Леоненко, И. З. Фаддеевой, Е. М. Маркович при изучении разреза нижнемезозойских отложений в южной части Магнитогорского мегасинклинория на левобережье р. Орь (Орская депрессия). Ранее эти отложения относились частично к переотложенной коре выветривания (рэт-лейас) и главным образом к средней юре.

З. А. Малютина (1956), занимавшаяся специальным изучением стратиграфии и литологии отложений нижнего мезозоя этого района, пришла к выводу, что Орская впадина начала заполняться осадками в конце раннеюрской эпохи.

При детальном комплексном изучении удалось расчлнить толщу нижнего мезозоя и доказать, что кроме среднеюрских присутствуют верхнетриасовые и нижнеюрские отложения.

Верхний отдел

Осадочные нижнемезозойские породы залегают несогласно на различных горизонтах коры выветривания, заполняя впадины древнего рельефа. Разрез их начинается с горизонта тонкослоистых (до ленточнослоистых) и, выше толстослоистых, часто железненных глин, светлых, желтоватых, до охристо-желтых. Мощность этого горизонта колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. В глинах содержатся мелкие обрывки гелифицированной растительной ткани, корневые остатки и иногда сравнительно крупные обломки древесины. И. З. Фаддеева обнаружила в глинах единичные экземпляры пыльцы хвойных древнего облика.

Несогласно на железненных глинах залегают палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего триаса, в которых по литологическим признакам и по составу флоры выделяются две свиты: нижняя — миндыбайская и верхняя — кызылкаинская. Петрографическое изучение состава пород верхнего триаса проведено Г. К. Летовой (1961), чьи данные использованы в этой статье.

Миндыбайская свита залегают несогласно на коре выветривания палеозойских пород с небольшими углами наклона слоев (до нескольких градусов). Породы этой свиты вскрыты скважинами

в наиболее глубоких частях впадин древнего рельефа в Орской депрессии и имеют сравнительно небольшое площадное распространение.

В миндыбайской свите преобладают светло-серые, зеленовато-серые и реже красные и пестрые (пятнистые) глины, алевролиты, песчаники и конгломераты. Характерна невысокая степень цементации пород, небольшое содержание в них слюды, хлорита и эпидота, большое количество рудных минералов, иногда присутствуют циркон и каолинит в глинистом веществе цемента.

Обломочный материал пород миндыбайской свиты состоит из угловатых обломков кварца, агрегатов каолинита, хлорита, обугленной древесины, акцессориев (рудный минерал, циркон и титанистые минералы) и окатанных и полуокатанных обломков (часто до нескольких сантиметров в поперечнике) глинистых пород (различные выветрелые палеозойские породы из древней коры выветривания). Цемент пород глинистый, обычно неравномерно обогащенный сидеритом. Количество обломочного материала в породах переменное. Глины преобладают чистые, но встречаются алевроитовые и алевролитистые. Состав пород миндыбайской свиты зависит от состава размывавшихся в окрестностях пород палеозоя.

В основании миндыбайской свиты иногда залегает маломощный горизонт (редко до нескольких метров мощностью) пестрых неслоистых глин и песчаников, с включениями гравийно-галечного материала, переходящих в конгломерат. К нижней части этого горизонта приурочены линзовидные прослои глинистых пород с бобовинами гидрогематита, гидрогематита и гидраргиллита (бобово-оолитовая и железо-бокситовая руда).

Мощность миндыбайской свиты измеряется несколькими десятками метров (до 90 м), она сильно уменьшена последующими размывами. Возраст свиты определен на основании ее положения в разрезе и содержащихся в ней остатков спор и пыльцы, которые похожи на споры и пыльцу из курашасайской и курайлинской свит района р. Илек (отличается от последних только бедностью состава).

По определению И. З. Фаддеевой (1961), в состав описанного комплекса входят: *Lycopodiaceae* — ед., *Ophioglossaceae* — ед., *Coniopteris* sp. — 5%, *Cibotium junctum* К.-М. — 2%, *Dipteridaceae* — 5%, *Ceateaceae* — 2%, *Leiotriletes* sp. — 9%, *Chomotriletes* sp. — 1%, *Cuscutaceae* — ед., *Bennettitales* — 2%, *Ginkgoales* — 3%, *Araucariaceae* — ед., *Podozamitaceae* — ед., *Protopodocarpus* sp. — 3%, *Podocarpaceae* — 7%, *Palaeoconiferus asaccatus* Bolkh. — 6%, *Protoconiferus funarius* Naum. — 1%, *Pseudopinus oblatinoides* Mal. — ед., *Coniferae* с тяжами — 7%, *Florinites* sp. — 6%, *Picea* sp. — 2%, *Pinaceae* — 5%, *Coniferae* (свернутые) — 12%, *Coniferaler* — 18%, *Cupressaceae* — 2%, *Incertae sedis* — 2%.

Кроме спор и пыльцы в миндыбайской свите встречаются мелкий растительный детритус, обугленные обломки древесины, корневые остатки.

Миндыбайская свита отлагалась в небольших, временами заболачивавшихся озерах. Рельеф местности был неровный, пологохолмистый. Характер осадков (величина обломочного материала и т. д.) и их мощность в значительной степени зависят от древнего рельефа депрессии. Породы миндыбайской свиты, заполняя впадины рельефа, способствовали выравниванию всей территории, продолжавшемуся с перерывами и в юрский период.

Кызылкаинская свита имеет сравнительно небольшое площадное распространение. Она сохранилась в наиболее глубоких частях депрессий, где пройдена скважинами механического бурения (сква-

жины (1877, 1878, 2899, 5065 и др. Восточно-Уральской геологоразведочной партии).

Кызылкаинская свита сложена уплотненными аргиллитоподобными глинами с раковистым изломом, желтовато- и зеленовато-серыми, с прослоями сидеритовых и углистых глин, алевролитами и песчаниками с линзами и тонкими прослоями грубообломочного материала.

Обломочный материал алевролитов и песчаников состоит из кварца, полевых шпатов, слюд, хлорита и акцессориев (эпидот, щелочные роговые обманки, пикотит, рудные и титанистые минералы), растительного детрита, обломков различных эффузивных пород, кварцитов, серпентинитов. Растительные остатки представлены мелким детритом, корневыми остатками и отпечатками листьев редко хорошей сохранности. Цвет пород преимущественно желтовато- и зеленовато-серый (часто пятнистый), реже темно-серый и светло-серый. Слоистость тонкая, преимущественно горизонтальная, неслоистые глины редки.

Об изменении состава пород кызылкаинской свиты на площади судить трудно, но по имеющимся данным можно считать, что в восточной части Орской депрессии она имеет более грубообломочный состав, чем в ее центральных частях. Мощность кызылкаинской свиты достигает 50 м.

Кызылкаинская свита залегает на различных горизонтах древней коры выветривания или на миндыбайской свите (возможно, с перерывами). Покрывается она нижнеюрскими и реже среднеюрскими отложениями. Судя по керну, она залегает с небольшими (до нескольких градусов) углами наклона.

Позднетриасовый возраст кызылкаинской свиты определяется на основании изучения содержащихся в ней растительных остатков. Отпечатки листьев растений встречаются редко. По данным Е. М. Маркович, для кызылкаинской свиты характерны следующие виды: *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris asiatica* Brück, *Pterophyllum* cf. *polonicum* Markovicz, *P.* sp., *Ginkgoites* ex gr. *huttonii* (Sternb.) Heer., *G.* sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. Eth.), *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. и др.

В спорово-пыльцевом комплексе (по И. З. Фаддеевой) присутствуют: *Sphagnales* — ед., *Lycopodiales* — ед., *Danaeopsis* sp. — ед., *Osmondaceae* — 1,5%, *Coniopteris* sp. — 5%, *Cibotium junctum* K.-M. — 4%, *Ceatheaceae* — 0,5%, *Dipteridaceae* — ед., *Leiotriletes* — 12%, *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — 16%, *Ginkgoales* — 17%, *Podozamites* — 7%, *Podocarpaceae* — 0,5%, *Araucariaceae* — ед., *Palaeoconiferus asaccatus* Volkh. — ед., *Protoconiferus funarius* Naum. — ед., *Coniferales* — 8,5%, *Patellina* cf. *plicata* Mal. — 23%, *Cupressaceae* — 3%, прочие формы — 2%.

Отложение осадков кызылкаинской свиты происходило в неглубоких, изредка заболоченных озерах, в которые потоками приносилось довольно большое количество мелкого обломочного материала и растительного детрита. Скопление растительных остатков приводило иногда к образованию маломощных прослоев углистых глин.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ (БАССЕЙН Р. ИЛЕК)

Отложения триаса в Актюбинском Приуралье довольно широко распространены. Впервые они были отделены от пермских отложений П. И. Климовым и В. Е. Руженцевым в 1930—1940 гг. В составе триа-

совых отложений указанными исследователями выделены донгузская (нижний триас) и букобайская (триас—нижняя юра) свиты, возраст которых установлен на основании находок фауны и флоры.

Г. П. Леоновым разработана стратиграфическая схема континентальных триасово-юрских отложений этого района на основании материалов съемки, проводившейся им в 1941—1946 гг. В. С. Журавлев в 1945 г. предложил свою схему стратиграфии этих отложений.

В 1944—1946 гг. под руководством А. А. Богданова (МГРИ) составлена среднемасштабная геологическая карта Оренбургского и Актюбинского Приуралья, на которой выделены нижнетриасовые отложения, сопоставленные с бузулукской свитой Заволжья, среднетриасовые, верхнетриасовые — нижнеюрские и среднеюрские отложения.

С 1946 г. М. И. Брик проводилось изучение макрофлоры, а Э. А. Копытовой — спор и пыльцы континентальных триасово-юрских отложений бассейна р. Илек. В 1948 г. К. Ф. Абрамовичем была опубликована схема стратиграфии угленосных отложений, отличающаяся от существовавшей схемы Г. П. Леонова. Э. А. Копытовой в 1949 г. дано несколько иное толкование возраста свит, выделенных в триасе Г. П. Леоновым, основанное на изучении спор и пыльцы.

После этого специальные стратиграфические исследования в Илекском бассейне не проводились. Некоторые дополнительные данные были получены в 1955—1958 гг. сотрудниками Лаборатории геологии угля АН СССР (Н. И. Леоненко, В. Н. Волков, Е. М. Маркович, И. З. Фаддеева), обобщившими все материалы по мезозойским континентальным отложениям этого района и уточнившими стратиграфическую схему Э. А. Копытовой, принятую ими за основу (табл. 5).

Триасовая система в Актюбинском Приуралье представлена отложениями нижнего и верхнего ее отделов.

Нижний отдел

Нижнетриасовые отложения бассейна р. Илек по литологическому составу и условиям залегания тесно связаны с верхнепермскими пестроцветными отложениями.

Они обнажены по правобережью р. Илек, севернее г. Актюбинска и в ряде других мест и вскрыты скважинами в районе поселков Яйсан, Каратогай и г. Акбулак Оренбургской области под юрскими и верхнетриасовыми отложениями, которые залегают на них резко несогласно.

Разрез отложений нижнего триаса обычно начинается грубым конгломератом с галькой полимиктового состава, скрепленной кальцитовым цементом. В отличие от нижележащих пермских конгломератов в составе гальки много молочно-белого кварца. Выше по разрезу появляются все увеличивающиеся количественно прослои грубых косо-слоистых красных песчаников, которые постепенно замещаются глинами. Окраска пород становится пестрой: обычны малиновые, зеленые, красные и желтые тона. Все породы сверху известковистые, для них характерно присутствие большого количества эпидота.

В нижнетриасовых отложениях выделяют две свиты: нижнюю бузулукскую, представленную более грубыми обломочными породами, и верхнюю тананьскую, сложенную яркими пестрыми, в основном красно-бурыми, кирпично-красными и розовыми глинами с пятнами, гнездами и линзообразными прослоями зеленовато-серых, голубых, желтых и бурых глин.

Нижнетриасовый возраст рассматриваемых отложений установлен на основании найденной П. И. Климовым фауны *Lystrosaurus klimovi* Efr. в верхней половине глинисто-песчанистой (тананьской) свиты

Таблица 5

Сопоставление стратиграфических схем континентального нижнего мезозоя

Орская депрессия		Восточно-Уральское буроугольное месторож- дение	Бассейн р. Таналык
Н. И. Леоненко (1959 г.)	З. А. Малютина (1959 г.)	Р. З. Генкина (1955 г.)	П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934 г.)
Романкульская свита J_2^{2r}	Зиренгагачская* свита J_2^{2r}	Верхний малопродук- тивный горизонт J_2^{IV}	—
Орская свита J_2^{2o}	Мамытская свита J_2^{2m}	Средний продуктив- ный горизонт J_2^{III}	—
Катынадырская свита J_2^k	Хайбулинская свита J_2^{hb}	Нижний малопродук- тивный горизонт J_2^{II}	Зиренгагач- ская** свита J_2
Перерыв		Непродуктивный горизонт J_2^I	Хайбу- линская** свита J_1
Кызылкаинская свита T_3^k	Перерыв	Перерыв	Перерыв
Миндыбайская свита T_3^m	Перерыв	Перерыв	Перерыв
Перерыв	Кора выветривания T_3-J_2 ?	Кора выветривания T_3-J_1 ?	Перерыв
Горизонт ожелезнен- ных глин			
Кора выветривания T_3			

* К зиренгагачской свите частично отнесены более молодые галечники и конгломераты.

** По последним данным, низам катынадырской свиты соответствуют галечники зиренгагачской свиты, верхам — породы хайбулинской свиты.

на р. Донгыз и на основании состава спорово-пыльцевого комплекса, описанного Э. А. Копытовой, из отложений тананыкской свиты в районе пос. Яйсан.

В руководящий комплекс спор (по принципу преобладания) Э. А. Копытовой включены споры *Osmunda triassica* и грубобугорчатые споры *Angiopteris* и *Danae*, а также споры, определенные морфологическим методом: *Stenozonotriletes a, b, c, d* — 30,3%, *Leiotriletes* — 8,9%, *Lophotriletes* — 3,4%, *Euryzonotriletes* — 2,8%, *Azonotriletes* — 0,4%. Все они не встречаются в вышележащих отложениях или встречаются очень редко (*Stenozonotriletes*), как единичные экземпляры.

Вообще же нижнетриасовые отложения отличаются от вышележащих верхнетриасовых отложений отсутствием макроскопических остатков растений. Споры и пыльца тоже выделяются с большим трудом и в небольших количествах.

Общая мощность нижнетриасовых отложений 200—300 м и возрастает к востоку. Отложения среднего триаса в районе бассейна р. Илек неизвестны.

Верхний отдел

Отложения верхнего триаса с размывом и угловым несогласием залегают на породах нижнего триаса и перми, перекрыты несогласно залегающими отложениями нижней и средней юры, а также более молодыми породами мезозоя. В бассейне р. Илек они довольно широко распространены.

Наиболее полные их разрезы вскрыты скважинами в районах Курашасайского и Яйсанского бурогольных месторождений и в других местах. Естественные обнажения встречаются по правому берегу р. Илек и по его притокам — рекам Жинишке, Карагачка, по балке Кураша и в других местах.

Верхнетриасовые отложения представлены в основном пестроцветными песчаными и глинистыми отложениями, в основании которых залегают галечник, состоящий из галек местных и уральских пород. В нижней части верхнетриасовой толщи лежит угленосный горизонт с пластом бурого угля рабочей мощности (Курашасайское месторождение). Для пестроцветов верхнего триаса характерно присутствие обугленных растительных остатков, а также определяемых остатков растений, в том числе спор и пыльцы. Мощность верхнетриасовых отложений достигает нескольких сотен метров.

Многие исследователи в верхнетриасовых отложениях бассейна р. Илек выделяют две свиты: курашасайскую (нижнюю) и курайлинскую (верхнюю). Прежде чем перейти к описанию этих свит, необходимо отметить, что разделение их в значительной степени условно. Все исследователи, изучавшие эти отложения, кроме двух свит (курашасайской и курайлинской) всегда выделяют на картах нерасчлененные верхнетриасовые отложения, которые затрудняются отнести к какой-то одной свите. Кроме того, неясна связь между курашасайской и курайлинской свитами. Чаще всего эти свиты развиты на разных территориях и только кое-где отмечается залегание пород курайлинской свиты на отложениях курашасайской, причем в таких местах разрезы обеих свит неполные. Возможно, что свиты в какой-то степени фашиально замещают друг друга. Этому не противоречит состав содержащихся в них ископаемых растительных остатков.

Не совсем определен также возраст верхнего каолинистого горизонта курайлинской свиты, который очень плохо охарактеризован палеонтологически.

Курашасайская свита. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты многочисленными скважинами в районах Курашасайского и Яйсанского бурогольных месторождений. Обнажения на поверхности

встречаются по левому берегу р. Жинишке, по балке Кураша и по правому берегу р. Илек близ ст. Каратагой.

Свита представлена толщей переслаивающихся глин и песков, в составе которой выделяются три горизонта (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Горизонт голубовато-серых разнозернистых песков с гравием и галькой	25—40
2. Вверх по разрезу пески постепенно сменяются тонкослоистыми глинами с растительными остатками, углистыми включениями и подчиненными прослоями и пластами бурого угля, иногда достигающими рабочей мощности	20
3. Пестроцветный горизонт — чередующиеся серые пески с серыми и тускло-пестроцветными глинами (красновато-коричневыми, зеленовато-серыми с голубовато-серыми и коричневыми пятнами). Глины бескарбонатные, плотные, при высыхании твердые. Иногда содержат мелкие железистые бобовины	240

Из отвалов угольных шахт Курашасайского бурогольного месторождения, из обнажений курашасайской свиты по р. Жинишке и балке Кураша М. И. Брик определены остатки ископаемых растений верхнетриасового возраста: *Neocalamites* sp., *Equisetites arenaceus* (Yaeg.) Schenk, *Danaeopsis marantacea* (Presl) Heer, *D. emarginata* Brick, *D. bipinnata* Brick, *D. angustipinnata* Brick, *Bernoullia aktiubensis* Brick, *Todites Roessertii* Zeill., *Polypodites cladophleboides* Brick, *Cladophlebis tripinnata* Tur.-Ket., *C. simplicinervis* Brick, *Lepidopteris Ottonis* (Goepf.) Schimper, *Callipteridium remotum* Brick, *Aipteris nerviconfluens* Brick, *Thinnfeldia* sp., *Taeniopteris angustifolia* Schenk, *Sphenozamites surakaicus* Pryn., *Yuccites uralensis* Pryn., *Y. spathulatus* Pryn., *Araucarites convexus* Brick, *Sagenopteris ilekensis* Brick, *Ixostrobus* sp. cf., *I. groenlandicus* Harris., *Swedenborgia cryptomerioides* Nath.

Изучением спорово-пыльцевых комплексов курашасайской свиты занимались Э. А. Копытова (1946—1952 гг.) и И. З. Фаддеева (1965). Наибольшее количество спор и пыльцы приурочено к бурым углям и углистым темно-серым тонкослоистым глинам, меньше встречается в серых глинистых слоистых песках, единичные экземпляры содержатся в пестроцветных глинах и совершенно «немыми» являются песчано-галечные отложения, залегающие в основании свиты.

По данным Э. А. Копытовой и И. З. Фаддеевой, в отложениях курашасайской свиты содержится следующий спорово-пыльцевой комплекс: споры — *Equisetum* sp. (ед.), типа *Calamites* sp. (ед.), *Bernoullia aktiubensis* Кор. (0,5—19%), *Danaeopsis angustifolia* (Brick) Кор. (1—2,5%), *Danae* sp. (1—7%), *Angiopteris* sp. (1—12%), *Todites Szeiana* (P'an) Кор. (0,5—19%), *Todites Roessertii* Zeill. (ед.), *Osmundaceae* и прочие (ед.), семейство *Hymenophyllaceae* (1—14%), *Clathropteris* sp. (ед.), семейство *Matoniaceae* (ед.), *Polypodites cladophleboides* Кор. — (2—12%), *Leptohylus* sp. (ед.), *Dyctiophyllum* (ед.), *Leiotriletes* округлые (ед.), *Leiotriletes* треугольные (1—4,5%), *Leiotriletes lygodiiformis* sp. nov. (ед.), пыльца: *Caytoniales* (1—3%), *Cycadales* (ед.), *Bennettitales* (ед.), *Ginkgoales* (ед.), семейство *Podozamitaceae* (1,0—9,5%), семейство *Podocarpaceae* (2,5—6%), *Protoconiferus asaccatus* Bolkh. (безмешковые формы) (5—20%), *Conifera* с мешками вокруг тела (10—27%), *Conifera* с двумя мешками (ед.), *Cedrus* sp. (ед.), *Conifera* с поперечными тяжами (ед.), *Coniferales* неопределенные — (2—14%), *Patellina plicata* Mal. (ед.), типа *Cupressaceae* (*Taxodiaceae*) — (ед.); мегаспоры — *Triletes verrucosus* sp. nov. Fadd., *T. punctulatus* sp. nov. Fadd., *T. tuberculatus* sp. nov. Fadd., *T. densopunctatus* sp. nov. Fadd.

Возраст осадков курашасайской свиты по остаткам флоры считается поздне триасовым.

Курайлинская свита. Отложения курайлинской свиты широко распространены в бассейне р. Илек. Они представлены толщей песчано-глинистых образований, отличающихся быстрой фациальной изменчивостью. Наиболее полный разрез можно наблюдать в обнажениях по р. Илек, по балке Теренсай в районе Яйсана, по р. Жинишке, балке Кураша и в других местах. В районе поселков Яйсан и Курашасай они вскрыты скважинами. Курайлинская свита изучена хуже, чем курашасайская, так как она неугленосна.

В курайлинской свите по литологическим признакам выделяют три горизонта (снизу вверх):

1. Полимиктовый горизонт — буровато-серые и зеленовато-серые пески с линзами известковистых песчаников и с подчиненными прослоями и линзами гравия и гальки. Из органических остатков в них содержатся лишь единичные экземпляры спор и пыльцы. Мощность горизонта от 0 до 30 м. По данным Э. А. Копытовой и других исследователей, отложения полимиктового горизонта с угловым несогласием залегают на курашасайских и более древних отложениях.

2. Пестроцветный горизонт (залегает согласно на полимиктовом) — глины темно-серые, коричневато-серые, зеленовато-серые, красновато-коричневые с голубыми, зеленоватыми и желтоватыми пятнами. Глины комковатые, неясногубослоистые, содержат прослойки зеленовато-серых и красновато-бурых песков с линзами кремневой и кварцевой гальки. В глинах встречаются сажистые примазки и изредка остатки флоры плохой сохранности.

Мощность отложений пестроцветного горизонта 25—30 м.

3. Каолинистый горизонт — толща светлых каолинистых песков и светлых каолинистых глин (глины приурочены преимущественно к верхней части горизонта). Мощность этого горизонта 0—90 м. Обнажения его пород можно наблюдать по левому берегу балки Теренсай, в 1,0—1,5 км от ее верховья (район Яйсана).

По данным М. И. Брик, растительные остатки из отложений курайлинской свиты были собраны в обнажении по левому склону балки Кураша, в 2 км выше шахты Местпрома, из так называемой «каменоломни», в обнажении по левому берегу р. Илек, вблизи пос. Нагорного.

Здесь встречены следующие виды ископаемых растений: *Xylomites zamitae* Goerr., *Neocalamites* sp., *Danaeopsis Hyghesii* Feistm., *Bernoullia aktiubensis* sp. n., *Todites Roessertii* Zeill., *T. szeiana* P'an., *Diplazites kasachstanicus* Brick, *Cladophlebis aktiubensis* Tur.-Ket., *Cl. janschini* Pryn., *Cl. tripinnata* Tur.-Ket., *Rhacophyllum pachyrhachis* (Schenk) Schimper., *Lepidopteris Ottonis* (Goerr.) Schimper, *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeill., *Yuccites uralensis* Pryn.

Э. А. Копытова изучила комплексы спор, выделенные в небольшом количестве из этих отложений. Здесь присутствуют споры: *Bernoullia* sp.—13,6%, *Danaeopsis* sp.—4,3%, *Danae* sp.—0,8%, *Angiopteris* sp.—1,5%, *Osmundaceae*—7,6%, *Todites* sp.—3,4%, *Hymenophyllum* sp.—5,6%, *Polyodiaceae*—0,4%, *Leiotriletes* треугольные—8,5%, *Leiotriletes* округлые—3,3%, *Trachytriletes* Naum.—11,8%, *Lophotriletes*—3,6%, *Stenozonotriletes*—11,7%, *Chomotriletes*—1,8%; пыльца семейств: *Podozamiaceae*—20%, *Agasariaceae*—10,1%, *Podocarpaceae*—4,2%, *Picea* sp.—единично, *Conifera* без воздушных мешков—2—18%, *Conifera* с зачаточными мешками—5—18%, *Conifera* с мешками вокруг тела—1—9%.

Возраст отложений по флоре считается верхнетриасовым. Флора, по мнению М. И. Брик, является непосредственным продолжением флоры из курашасайской свиты и не содержит элементов юрской флоры.

Отложения каолинистого горизонта бедны органическими остатками. Здесь только в обнажении по Теренсаю встречаются остатки *Yuccites uralensis* Pryn. и в небольшом количестве выделены спорово-пыльцевые комплексы, по составу похожие на комплексы из пестроцветного горизонта, но отличающиеся от последнего меньшим разнообразием. Э. А. Копытова считает, что возраст отложений каолинистого горизонта поздне триасовый.

При сопоставлении верхнетриасовых отложений бассейна р. Илек с одновозрастными отложениями других районов курашасайская свита сопоставляется с нижнесуракайской свитой Башкирии, а курайлинская — с верхнесуракайской.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Триасовые отложения Прикаспийской впадины участвуют в строении соляных куполов и межкупольных депрессий. Они обнажены в районе озер Баскунчак и Индер на одноименных куполах, а также

на куполах Бешоки, Худайберген и некоторых других. На остальной территории впадины почти на всех куполах отложения вскрыты скважинами. Их залегание повсеместно нарушено соляной тектоникой, причем отложения нижнего триаса нередко контактируют с соляными массивами куполов.

Границы между отложениями верхней перми и триаса, а также триаса и юры точно не определены. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения близки по литологическому составу, а верхнетриасовые (рэтские) и нижнеюрские образуют единую аралсорскую свиту (Шаля, 1965). Только вышележащие, по-видимому, среднеюрские континентальные отложения с размывом и угловым несогласием залегают на различных горизонтах триаса, до нижнего триаса включительно.

В составе отложений триаса выделяются: нижний триас (ветлужская и баскунчакская серии), а также верхний триас, представленный в основном кейпером и отчасти рэтом.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения триаса обнажены на куполе Баскунчак, близ одноименного озера на горе Большое Богдо, а также на куполах Бешоки и Худайберген. В последние годы они вскрыты Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1, а также скважинами, заданными в Мастексайской и Шунгайской межкупольных депрессиях, на куполах Жамбай, Акмай-Ушкультас, Порт-Артур, Акоба, Нариман, Аукетайчагыл и др.

Разрезы триаса окрестностей оз. Баскунчак, лежащего несколько западнее границы КазССР, были изучены рядом исследователей. Первое детальное описание разреза отложений триаса, обнаженных по восточному склону горы Большое Богдо, возвышающейся на юго-западном берегу озера, сделал еще в 1854 г. И. Б. Ауэрбах (1871), который на основании собранной и изученной фауны верхнюю часть его впервые отнес к нижнему триасу. Затем разрезы горы Большое Богдо изучали Н. П. Барбот де Марни (1874), П. А. Православлев (1903), М. В. Баярунас (1912), И. А. Ефремов (1928, 1933), А. Н. Семихатов и Н. М. Страхов (1929), А. А. Богданов (1934), А. Н. Храмов (1939), Е. И. Соколова (1958) и другие исследователи.

По данным Е. И. Соколовой (1958), в разрезе горы Большое Богдо могут быть выделены отложения ветлужской (бузулукская и тананыкская свиты) и баскунчакской (богдинская свита в составе пестроцветной и известняково-глинистой толщ) серий нижнего триаса.

В основании бузулукской свиты (или песчаниково-конгломератовой толщи) развиты розовато-красные мелкозернистые косослоистые песчаники (10—12 м видимой мощности), очень сходные с подстилающими их темно-красными песчаниками татарского яруса верхней перми. В отличие от последних они обладают хорошо образованными волноприбойными знаками и содержат гальки кварца, кремнистых пород и редкие гальки красных роговиков и зеленокаменных пород. Однако несогласий и перерывов между ними и песчаниками татарского яруса не наблюдается и, может быть, нижнюю границу нижнего триаса следует проводить несколько выше этих песчаников.

Более высокие горизонты разреза, по-видимому, также образованы песчаниками, которые обнажены слабо (их мощность 20—25 м).

Далее вверх прослеживаются желтоватые косослоистые песчаники (18—20 м) и розоватые правильнослоистые песчаники (2,5 м), мелко- и среднезернистые. Розоватые песчаники содержат по плоскостям слоистости крупные зерна кварца.

Их сменяют серые косослоистые мелко- и среднезернистые, в отдельных прослоях средне- и крупнозернистые песчаники (9—10 м). В более грубозернистых песчаниках встречаются многочисленные зер-

на кварца, а также обычно мелкие хорошо окатанные гальки кварца и более крупные гальки красных песчаников и глин.

Верхняя часть разреза свиты образована чередованием прослоев различных по окраске и составу песчаников (снизу вверх): серых, сливных (0,25 м), розовато-желтых, рыхлых, мелко- и среднезернистых, внизу с примесью крупных зерен (0,9 м), серых, косослоистых, средне- и мелкозернистых, с мелкими включениями серых глин и окатанных кусков (до 5—7 см), желтых известковистых алевролитов (1 м), серых, плотных, известковистых, с гальками кварца (0,5 м).

Таким образом, бузулукская свита на горе Большое Богдо образована песчаниками мелко- и среднезернистыми, с отдельными прослоями, линзами и скоплениями крупнозернистого и галечного материала, приуроченного преимущественно к верхней части ее разреза.

Для пород бузулукской свиты горы Большое Богдо характерно в легкой фракции преобладание кварца над полевыми шпатами при отсутствии опала, в тяжелой — повышенное содержание циркона, барита и резко повышенное, по сравнению с породами других свит, содержание турмалина.

К нижнему триасу упомянутые породы отнесены условно. Отчетливого перерыва и несогласия в их основании не установлено. Косвенно о наличии скрытого перерыва могут свидетельствовать гальки подстилающих красноцветных песчаников и глин в составе бузулукской свиты, а о наличии несогласия — отличающиеся от подстилающих толщ углы наклона слоев.

Мощность отложений бузулукской свиты в разрезе горы Большое Богдо составляет около 70—75 м.

Выше выделяется тананькская свита, образованная красноцветными песчано-глинистыми породами. Нижняя половина разреза свиты сложена темно-красными глинами, песчанистыми, в основании сильно песчанистыми. В 0,5 м от их основания проходит прослой (0,1 м) светло-желтых песчаников, в 5,5 м — слой (0,3 м) красных глин с тонкими (0,1 м) прослойками известковистых песчаников в кровле и в подошве. Еще выше среди глин появляются многочисленные тонкие прослойки светло-серых плитчатых алевролитов, а затем все увеличивающиеся по мощности прослой более чистых темно-красных глин, а также прослой светлых зеленоватых глин. В одном из прослоев зеленоватых глин в 20 м от основания свиты найдены обломки остракод *Darwinula* sp.

Верхняя половина разреза свиты сложена преимущественно темно-красными глинами, очень плотными, слоистыми, с прослоями темно-красных, часто с зелеными пятнами, глинистых песчаников, с многочисленными тончайшими прослойками серых алевролитов, местами с прослойками темно-красных жирных глин. Выше залегают буровато-красные известковистые глины с прослоями известковистых песчаников. Помимо остракод в породах тананькской свиты встречаются редкие остатки харовых водорослей, пеллеципод и филлопод.

Минеральный состав пород этой свиты отличается от пород подстилающих ее толщ, но очень близок к составу пород перекрывающей ее пестроцветной толщи баскунчакского яруса. Основную массу легкой фракции пород тананькской свиты составляют обломки кремнистых пород и выветрелые минералы. Соотношение между кварцем и полевыми шпатами изменяется до значительного преобладания кварца в породах верхней части свиты. Появляются, хотя и в малых количествах, мусковит, хлорит и опал. В тяжелой фракции преобладает барит.

Мощность тананькской свиты равна 70—80 м. Суммарная мощность отложений ветлужской серии достигает 145—155 м.

Выше прослеживаются отложения богдинской свиты баскунчакской серии. Нижняя часть их разреза образована пестроцветной толщей, в основном представленной глинами (снизу вверх): бурыми, красными, серыми с прослоями темно-красных, розовыми, песчанистыми (общая мощность этих глин около 12 м), выше — серыми, слегка лиловыми (2,5 м), зелеными, тонкослоистыми, с тонким прослоем известняков в кровле (3 м). Над глинами прослеживаются желтовато-зеленые песчаники с тонкими прослоями таких же по окраске глин (6—8 м).

В легкой фракции пород пестроцветной толщи сохраняются особенности пород красноцветной тананыкской свиты. В тяжелой фракции отмечено высокое содержание барита. Пестроцветная толща по всему разрезу содержит остатки ископаемой фауны и флоры. В ее глинах обнаружены пелециподы, гастроподы *Natica oolithica* Zenk., зубы рыб, остракоды *Darwinula triassica* Schn., *D. aff. gerdae* Gleb., *D. parva* Schn., многочисленные остатки харовых водорослей, а также растительные остатки — *Juccites* sp. Упомянутые органические остатки близки к встречающимся в вышележащей, заведомо нижнетриасовой известняково-глинистой толще. Толща выделена А. Г. Шлейфер как нижняя зона *Darwinula* (*D. recondita*). Мощность пестроцветной толщи равна 23—25 м.

Известняково-глинистая толща представлена преимущественно серыми слоистыми глинами, в некоторых, особенно нижних, прослоях пятнистыми (с серыми и красными пятнами). Глины содержат тонкие прослоя серых известняков, реже песчаников и сидеритов.

В составе легкой фракции пород известняково-глинистой толщи значительно повышается содержание опала (до 10%), а в составе тяжелой фракции появляются хлоритоид, глаукофан, сфен и местами роговая обманка.

В прослоях известняков и в глинах этой толщи встречены многочисленные пелециподы *Mytilus dalailamae* Vern., *M. inflatus* Roem., *Gervilia alberti* Münst. var. *boqdoana* Frech., *Myophoriaemorphis nuculaeformis* Zenk., *Pleuromya musculoides* Aq., *Haernesia* aff. *socialis* Schloth., *H. palaeodonta* Münst., цетариты *Doricranites boqdoanus* Buch., *D. rossicus* Mojs., *Tirolites smirjaqini* Auerb., *T. cassianus* Qu., остатки рыб *Ceratodus facetidens* Chab., *C. aff. kaupi* Aq., зубы *Syndesmodon typicus* Auerb., *Hybodus plicatilis* Auerb., остатки стегоцефалов *Trematosaurus brauni* Burmeister., *Capitosaurus boqdoanus* Woodw.

В отдельных прослоях глины содержат остракоды *Darwinula* cf. *fragilis* Schneid., *D. aff. gerdae* Gleb., *D. lata* Schneid., *D. triassica* (Braide), *D. oblonga* Schneid., *D. parva* Schneid., *D. triassica* Schneid., *D. triassica* Schneid., var. *elongata* Schneid., *Triassinella chramovi* Schneid., а также большое количество плодов харовых водорослей. Толща соответствует зоне *Horianella* (Шлейфер, 1965).

Перечисленный комплекс фауны позволяет отнести вмещающие ее слои к средним горизонтам оленекского яруса (зона *Tirolites*).

Общая видимая мощность известняково-глинистой толщи превышает 40 м, а отложений баскунчакской серии — 65 м (в скважинах более 120 м).

К восток-юго-востоку от Баскунчака, в песках Северного Прикаспия, на куполах Бесшоки и Худайберген глины баскунчакской серии содержат богатую фауну морских и солоноватоводных остракод, относящихся к родам *Glorianella*, *Renngartenella*, *Speluncella*, *Gemmanella*, *Cytherissinella*, *Pulviella*.

К север-северо-востоку от упомянутых куполов и к северо-востоку от Баскунчака разрез отложений триаса вскрыт Аралсорской сверхглу-

бокой скв. СГ-1 (Чарыгин, Васильев и др., 1964, 1965, 1966; Шлейфер, 1965, 1966). В разрезе этой скважины установлены отложения индского и оленекского ярусов нижнего триаса, а также верхнего триаса—кейпера и рэта.

Индский ярус нижнего триаса образован породами ветлужской серии (1175 м, интервал 3725—5500 м), терригенными, преимущественно красноцветными, содержащими остатки рыб, раковины конхострак и остракод, харовые водоросли, пыльцу голосеменных и споры папоротников и папоротникообразных.

В основании ветлужской серии прослеживается толща (180 м, интервал 5320—5500 м), образованная чередованием прослоек (от 0,1 мм до 2—3 см) красновато-бурых алевролитов и аргиллитов (вверху преобладают алевролитистые аргиллиты).

Упомянутые породы содержат плохо сохранившиеся раковины конхострак, а также комплекс остракод: *Darwinula quadrata* Misch., *Darwinula* sp., *Gerdalia* sp., *Marginella necessaria* Misch., *M. aff. necessaria* Misch., *M. triassiensis* Misch., *M. integra* Misch., *Marginella* sp. А. Г. Шлейфер выделяет содержащую их толщу как зону с *Marginella*, отмечая, что подобный комплекс известен из отложений ветлужской серии Костромской области.

Выше выделяется «немая» (не содержащая органических остатков) толща (239 м, интервал 5081—5320 м), состоящая из глинисто-алевролитовой (100 м, интервал 5220—5320 м), аргиллитовой (98 м, интервал 5122—5220 м) и алевролитово-аргиллитовой (41 м, интервал 5081—5122 м) пачек.

Далее вверх прослеживается толща (317 м, интервал 4764—5081 м) бурых и красновато-коричневых известковистых алевролитовых и алевролитистых аргиллитов. По определению Л. Я. Сайдаковского, аргиллиты содержат гиригониты явно ветлужских харовых водорослей: *Sphaerochara karpinskyi* (Demin) Said., *S. wetlugensis* Said., *Praechara maedleri* H. et R., *Stellatochara maedleriiformis* Said., а также единственный экземпляр *Porochara* ex gr. *volgensis* Said., по-видимому переотложенный из пород татарского яруса. А. Г. Шлейфер эту толщу аргиллитов выделяет как зону с *Sphaerochara karpinskyi*.

Выше лежит толща (186 м, интервал 4578—4764 м), образованная внизу алевролитово-аргиллитовой (69 м, интервал 4694—4764), вверху — аргиллитовой (117 м, интервал 4578—4695 м) пачками. В ее породах Л. Я. Сайдаковским также встречены гиригониты харовых водорослей: *Sphaerochara globosa* (Said.) Said., *S. wetlugensis* Said., *Praechara pseudoglypta* H. et R., *Pr. maedleri* H. et R., *Porochara belorussica* Said. По появлению многочисленных остатков *Sphaerochara globosa* (Said.) Said. А. Г. Шлейфер выделяет данную толщу как зону с *Sphaerochara globosa*. Над ней выделена толща (290 м, интервал 4288—4578 м) красновато-коричневых аргиллитов и алевролитов. Породы ее содержат комплекс остракод: *Darwinula* (?) *triassiana* Belous., *D. chramovi* (Gleb.), *D. fragilis* Schneid., *D. adducta* Lubim., *D. cara* Misch., *D. malachovi* (Spizh.), *D. ingrata* Lubim., *D. oblonga* Schneid., *Suchonella* ex gr. *stelmachovi* Spizh., *Gerdalia noinskyi* Belous., *G. aff. noinskyi* Belous., *G. variabilis* Misch., *G. clara* Misch., *G. aff. clara* Misch., *G. polenovi* Belous., а также харофиты *Porochara belorussica* Said., *P. brotzeni* (H. et R.) Gramb., *P. triassica* (Said) Gramb., *Praechara pseudoglypta* H. et R., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph. karpinskyi* (Demin) Said., *Sph. globosa* (Said.) Said. А. Г. Шлейфер называет эту толщу зоной *Gerdalia*.

Выше залегает так называемая органогенная толща (563 м, интервал 3725—4288 м), завершающая разрез отложений ветлужской серии. Она состоит из следующих пачек: нижней аргиллитовой (63 м, интервал 4225—4288 м), нижней песчано-алевролитовой (99 м, интервал 4126—4225 м), алевроито-аргиллитовой (226 м, интервал 3900—4126 м), верхней песчано-алевролитовой (125 м, интервал 3775—3900 м) и верхней аргиллитовой (50 м, интервал 3725—3775 м). В ее отложениях встречаются остракоды (в отдельных прослоях), остатки рыб и конхостраки (в самых верхах толщи), харофиты и комплекс спор и пыльцы. Среди остракод определены *Darwinula* sp., *Gerdalia* ex gr. *noinskyi* Belous., *G. polenovi* Belous., *G. longa* Belous., *G. clara* Misch., *Gerdalia* sp. Среди остатков рыб встречена чешуя ганоидных рыб *Colobodius varios* Giel. Харофиты представлены комплексом, аналогичным комплексу зоны *Gerdalia*.

Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (94,6—66,6%) над спорами папоротников и папоротникообразных (5,4—33,4%). Среди спор наиболее часто встречаются представители семейств Selaginellaceae и Equisetaceae, довольно обычны споры *Leiotriletes microdiscus* К.-М. Отличительной особенностью данного комплекса является высокое процентное содержание (до 87,6% в интервале 3781—3784 м) зерен пыльцы древних хвойных, относимой к морфологической группе *Azonaletes* — *Asaccites*.

Приведенный выше разрез отложений ветлужской серии резко отличается от известных в Прикаспийской впадине своей полнотой. Мощность ветлужской серии в Аралсорской сверхглубокой скважине почти в 12 раз больше, чем в классическом разрезе ее отложений на горе Большое Богдо (1775 м против 150—155 м).

Е. И. Соколова выделяет в ветлужскую серию верхнюю часть описанной толщи (интервал 3725—4015 м, мощность 290 м), к которой в основном приурочены перечисленные остатки рыб, конхострак, остракоды, комплексы спор и пыльцы. Возраст нижележащей толщи (4015—5500 м) она считает точно неопределенным — нижнетриасовым или верхнетатарским.

Красноцветные отложения ветлужской серии вверх по разрезу сменяются породами оленекского яруса баскунчакской серии нижнего триаса (467 м, интервал 3258—3725 м). В основании последней выделяется пестроцветная толща (132 м, интервал 3593—3725 м), образованная тонким переслаиванием сероцветных глин, известняков и песчаников с отдельными прослоями красно-бурых аргиллитов и алевролитов.

Ее отложения содержат обедненный комплекс остракод с преобладанием представителей рода *Darwinula* (нижняя зона с *Darwinula* по А. Г. Шлейфер). Кроме остракод встречаются раковины конхострак и гиругониты харовых водорослей.

Спорово-пыльцевой комплекс этой толщи образован спорами папоротников и папоротникообразных (56%) и пыльцой голосеменных (44%). Видовой состав спор и пыльцы несколько отличается от видового состава спорово-пыльцевого комплекса ветлужской серии.

Выше выделяется известняково-глинистая толща (335 м, интервал 3258—3593 м). Нижняя часть ее разреза (98 м, интервал 3495—3593 м) сложена сероцветными глинами и известняками.

Породы содержат более разнообразный и массовый комплекс остракод, в составе которого появляются представители семейства Cytheridae: *Pulviella ovalis* Schneid., *P. aralsorica* Schleif., *Glorianella mirtovae* Schneid., *Gl.* ex gr. *mirtovae* Schneid., *Gl.* cf. *mirtovae* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Lutkevichinella* ?

crispa Schleif., *L. caspia* Schleif., *Triassinella* aff. *chramovi* Schneid. Кроме того, встречены гиригониты харовых водорослей, неопределимые остатки пеллеципод и гастропод, а также спорово-пыльцевой комплекс, подобный спорово-пыльцевому комплексу пестроцветной толщи. А. Г. Шлейфер выделяет эту часть известняково-глинистой толщи как зону *Glorianella*.

Средняя часть разреза известняково-глинистой толщи (167 м, интервал 3328—3495 м) образована преимущественно известняками и мергелями. В этих породах содержится комплекс остракод, характеризующийся исчезновением представителей семейства Cytheridae и широким развитием представителей семейства Darwinulidae (верхняя зона с *Darwinula* или *Pulviella aralsorica*, по А. Г. Шлейфер). В составе спорово-пыльцевого комплекса почти полностью исчезают гинкговые, беннеттитовые и ребристая пыльца хвойных.

Верхняя часть разреза известняково-глинистой толщи (68 м, интервал 3260—3328 м) представлена серыми и зеленовато-бурыми аргиллитами и серыми косослоистыми алевролитами, реже в отдельных прослоях светло-серыми известковистыми песчаниками.

Из ее отложений определены остракоды семейства Cytheridae: *Gemmanella parva* Schneid., *Gemmanella* sp., *Cytherissinella okrajanci* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Casachstanella chungayica* Schleif. (зона *Gemmanella*, по А. Г. Шлейфер).

Спорово-пыльцевой комплекс состоит из семейств и видов, одни из которых присущи нижнему, а другие — верхнему триасу.

К нижнему триасу данная часть разреза известняково-глинистой толщи отнесена условно. Ранее ее с той же степенью вероятности условно считали среднетриасовой (Чарыгин, Васильев и др., 1964, 1965).

Иной взгляд на возраст толщ, отнесенных к нижнему триасу, высказывают В. В. Липатова и Н. Н. Старожилова, сравнивая разрез триаса Прикаспийской впадины с триасом Германии. Выделенные А. Г. Шлейфер в толще лагунных и морских осадков баскунчакской серии нижняя зона *Darwinula recondita*, зона *Glorianella* (расчлененная В. В. Липатовой и Н. Н. Старожиловой на зону *Lutkevichinella* и зону *Glorianella*) и зона *Pulviella aralsorica* как в разрезе Аралсорской скв. СГ-1, так и в других скважинах, пробуренных в центральной части междуречья Урала и Волги и в пределах Саратовского Заволжья, отнесены этими авторами к среднему триасу.

Нижележащая толща континентальных пестроцветных терригенных образований с пресноводными остракодами (зона *Gerdalia*, по А. Г. Шлейфер) и отложения, залегающие ниже в тех же скважинах, описанные М. М. Чарыгиным с группой авторов как ветлужские, сопоставлены с богдинской свитой горы Большое Богдо.

Однако это сопоставление является очень сомнительным из-за несогласованности с геологическими данными. Трудно предполагать, что при трансгрессии в раннетриасовое время море не проникло из района Баскунчака в наиболее погружающуюся часть впадины, какой являлось междуречье Урала и Волги, и что в этой части существовал континентальный бассейн, в котором происходило накопление пестроцветных терригенных осадков с комплексом пресноводных остракод.

На всей территории Прикаспийской впадины непосредственно выше континентальных и частью лагунных отложений ветлужской серии прослеживается толща морских терригенно-карбонатных отложений богдинской свиты, охарактеризованных в разрезах у оз. Баскунчак и южнее, в районе Енотаевки, фауной цератитов зоны *Tiralites cassianus*.

Скульптурированные формы остракод (*Glorianella*, *Lutkevichinella* и др.), широко распространенные в разрезах триаса в центральной и в северо-западных частях впадины, за исключением рода *Triassinella*, в этих разрезах еще не встречены. Однако последние распространены в богдинской известняково-глинистой свите Южной Эмбы. Неравномерность распределения остракод по площади, очевидно, связана с различием фациальных обстановок накопления осадков в разных частях впадины. Кроме того, среди остракод зон *Lutkevichinella*, *Glorianella* и *Pulviella* не встречается видов, особенно характерных для германского среднего триаса. Что касается сопоставления разрезов германского триаса и триаса Прикаспийской впадины по литологии (сопоставление карбонатных толщ — известняково-глинистой и известняковой, относимых к богдинской и индерской свитам), то последнее не подтверждается ни геологическими, ни палеонтологическими данными.

Выше в интервале 2630—3260 м Аралсорская сверхглубокая скважина вскрыла преимущественно сероцветную толщу аргиллитоподобных глин и аргиллитов, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. М. М. Чарыгин, Ю. М. Васильев и др. (1964, 1965, 1966) по данным спорово-пыльцевого анализа выделяют в ее составе отложения кейпера и рэта, принимая, что граница между ними внутри данной однородной толщи проходит примерно на глубине 2775 м (при этом мощность пород кейпера должна быть примерно равной 485 м, а пород рэта — 145 м). Однако по данным спорово-пыльцевого анализа этой толщи, выполненного Н. Н. Жильцовой, отложения верхней части ее разреза (115 м, интервал 2630—2745 м) уже содержат нижеюрский спорово-пыльцевой комплекс. На основании этого А. А. Шаля (1965) именует всю эту единую толщу аралсорской свитой верхнего триаса — нижней юры. На междуречье Урала и Волги отложения свиты были вскрыты рядом скважин.

Характерно, что в составе отложений ветлужской серии, вскрытых Аралсорской сверхглубокой скважиной, существенные прослои конгломератов не отмечены. Их отсутствие отличает данный разрез от разреза горы Большое Богдо. Однако далеко на юг от Аралсорской скважины на куполе Жамбай по скв. П-22 нижняя часть ветлужской серии представлена мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями глин и тонкими прослоями конгломератов. В верхней ее части развиты пестроцветные глины с прослоями глинистых и известковистых песчаников. В глинах содержатся *Estheria gutta* (Lutk.) и харовые водоросли.

Более низкие горизонты, вскрытые в интервале 1830—2550 м, по аналогии с Аралсорской сверхглубокой скважиной отнесенные к ветлужской серии, представляют ритмичное чередование зеленовато- и темно-серых песчаников и алевролитов с красновато-коричневыми глинами (последние преобладают). Как и в Аралсорской сверхглубокой скважине, часть этой толщи, возможно, относится уже к татарскому ярусу верхней перми.

Вышележащие отложения баскунчакской серии на междуречье Урала и Волги вскрыты теперь уже многими скважинами в присводовых частях куполов, где они залегают с угловым несогласием на вершинах соляных массивов и в кровле размыты. Помимо Аралсорской межкупольной депрессии, где отложения пройдены сверхглубокой скважиной, они установлены также в Мастексайской, Шунгайской и других межкупольных депрессиях (Шаля, Леонгардт, 1965).

Нижняя часть баскунчакской серии здесь обычно представлена глинами голубовато- или светло-зеленовато-серыми, реже красно-бурыми, известковистыми, неравномерно песчанистыми, с прослоями поли-

миктовых разнозернистых песчаников, мергелей и микрозернистых известняков. В известняках изредка содержится комплекс остракод: *Rengartenella* sp., *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Darwinula* sp. (скв. П-28 Мастексай, интервал 2911—2914 м). Мощность пестроцветной толщи колеблется от 12 м (скв. 121 Аралсор) до 75 м (Аукетай-чагыл) за счет размыва ее верхних горизонтов (напомним, что в Аралсорской сверхглубокой скважине она равна 132 м).

На глинах или ангидридах кунгура с эрозийным несогласием залегает известняково-глинистая толща, в разрезе которой преобладают коричневато-серые известняки, иногда постепенно замещающиеся мергелями. В основании пачек (20—50 м) известняков прослеживаются прослои светло-зеленых глин и разнозернистых песчаников. Известняки содержат богатый комплекс остракод, характерных для баскунчакского яруса: *Darwinula oblonga* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. dentosa* Mand., *D. aducta* Lüb., *D. gerdæ* Gleb., *D. liassica* Brodie, *Lutkevichinella bruttanæ* Schneid., *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid.

Максимальная мощность известняково-глинистой толщи, как уже отмечено, установлена в Аралсорской сверхглубокой скважине и равна 335 м. В Мастексайской межкупольной депрессии по скв. П-28 она равна 328 м, а в Шунгайской межкупольной депрессии по скв. П-31 вскрытая мощность этой толщи достигает 330 м.

В разрезе Шунгайской скв. П-31 нижняя часть разреза известняково-глинистой толщи представлена еще темно-серыми известняками, микрозернистыми, реже органогенно-детритовыми или обломочными, переслаивающимися с микрозернистыми доломитами и содержащими редкие прослои глин. Однако вверх по разрезу известняки сменяются ярко-зелеными с вишнево-бурыми пятнами аргиллитоподобными глинами с прослоями кварцевых алевролитов. В упомянутых глинах в интервале 2782—2791 м найдены остракоды *Speluncella spinosa* Schneid., *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Glorianella efforta* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid., характерные для баскунчакского яруса нижнего триаса.

Напомним, что в разрезе горы Большое Богдо, лежащем на меридиане Шунгайской скв. П-31, в составе отложенной известняково-глинистой толщи преобладают глины, иногда пятнистые, с серыми и красными пятнами. Таких глин в составе той же, но преимущественно известняковой толщи, вскрытой восточнее Аралсорской сверхглубокой скважиной, еще не было. Однако еще западнее, на Ленинской и Паромненской площадях, карбонатные морские отложения среди пород баскунчакской серии встречаются лишь в виде редких прослоев (Смирнов, 1960), а на правобережье Волги весь разрез триаса представлен терригенными красноцветными породами. Точно такие же изменения фациального состава отложений нижнего триаса наблюдаются и к северу от Аралсорского района, в разрезах Куриловской, Таловской, Питерской и других скважин. Скважина Куриловская П-17 над породами кунгура вскрыла бурые и вишнево-красные глины с редкими прослоями песчаников, условно отнесенные к нижнему триасу (Шалья, Леонгардт, 1965).

В восточной части Прикаспийской низменности отложения триаса наиболее детально изучены на куполах Индер и Матенкожа. Триасовые отложения в окрестностях оз. Индер известны еще по работам М. М. Новаковского (1887), П. А. Православлева (1913), которые, согласно заключениям С. Н. Никитина, описывали их как «пермотриас». Только А. Н. Замятин (1914) на основании обнаруженной им в разрезе горы Коктау и определенной П. В. Виттенбургом фауны предположи-

тельно отнес заключающие ее слои к триасу. Позднее А. В. Хабаков (1937), В. В. Мокринский (1938) и Н. А. Храмов (1939) отложения, обнаженные на горе Коктау и в некоторых других пунктах, описывали как триасовые. Однако А. Н. Волков (1935) предполагал, что они могут принадлежать еще к верхней перми, но относил их по-прежнему к «пермотрiasу». Подстилающую красноцветную песчано-глинистую толщу почти все исследователи относили к верхней перми и только Н. А. Храмов (1939) именовал ее тананыкской свитой нижнего триаса.

Наиболее детально отложения триаса окрестностей оз. Индер описаны В. В. Мокринским и Е. И. Соколовой (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961). По данным Е. И. Соколовой, в районе оз. Индер обнажены породы нижнего и верхнего триаса, причем нижнетриасовые отложения образованы ветлужской и баскунчакской сериями.

Отложения ветлужской серии наиболее полно обнажены на северо-восточном побережье оз. Индер. Они представлены красными, реже зелеными глинами и такими же алевролитами, более или менее уплотненными песками и пятнистыми песчаниками. В нижней части этой толщи имеются прослойки песчаника и прослойки доломитового мергеля, окрашенные окислами меди, а в верхней — тонкие прослойки черных доломитов и доломитизированных известняков.

А. В. Хабаков (1937) и В. В. Мокринский (1938) относили толщу к татарскому ярусу верхней перми, Н. А. Храмов (1939) — к тананыкской свите нижнего триаса. Однако ее стратиграфическое положение и постепенный переход к породам баскунчакской серии позволяют допускать, что она отвечает ветлужской серии нижнего триаса. К этой серии, возможно, принадлежит также и песчаниково-конгломератовая толща, которая условно отнесена к татарскому ярусу верхней перми.

В прослоях доломитизированных известняков изредка встречаются перекристаллизованные пеллециподы, а также остракоды *Darwinula subparallela* Gleb., *D. gerdæ* Gleb., *Suchonellina chræmovi* Gleb.

Е. И. Соколова (1958) эту красноцветную песчано-глинистую толщу условно называет тананыкской свитой. Мощность ее около 60 м.

Красноцветные отложения ветлужской серии постепенно сменяются мощной толщей глин, песчаников и известняков, соответствующей баскунчакской серии. Е. И. Соколова (1958) выделяет в ее составе богдинскую и индерскую свиты.

Богдинская свита в нижней части (около 8 м), обнаженной по оврагу Азикудук, сложена серыми слоистыми глинами с тонкими прослоями серых мелкозернистых песчаников и глинистых известняков, зелеными песчанстыми глинами с тонкими углистыми прослойками, а также с прослоями серых песчаников и серовато-зеленых песков. В обнажениях по оврагу Азимола в этой части разреза свиты встречаются остатки водорослеподобных *Algella oblatinoides* Mal., а в глинах, включающих углистые прослойки, — остатки стеблей *Neocalamites* sp.

Е. И. Соколова (1958) считает возможным условно сопоставить данную часть разреза свиты с пестроцветной толщей горы Большое Богдо.

Выше прослеживается пачка (8 м), образованная чередованием зеленоватых и серых мелкозернистых известковистых песчаников и темных серовато-зеленых глин. В ее составе встречаются тонкие прослойки темно-серых известняков с фауной пеллеципод *Anodontophora* cf. *fassaensis* Wissn., *A. canalensis* Cat.

Более высокие слои свиты обнажены на хребте Коктау и представлены зеленовато-пепельными сланцеватыми глинами с редкими тонкими прослоями серых песчаников, а выше — переслаиванием серых

плотных песчаников с известняками, переполненными фауной. Их общую мощность В. В. Мокринский (1938) принимает равной 90 м.

Еще выше залегает индерская свита, аналоги которой в разрезе горы Большое Богдо не установлены. Она образована внизу известняковой, сверху — глинистой толщами.

Известняковая толща (100—110 м) в нижней части разреза сложена белыми пористыми известняками (около 50 м) с фауной пелеципод и гастропод плохой сохранности («антраконитовыми» известняками). В средней части разреза выделяется пачка (15—20 м) серовато-зеленых песчаников. Наконец, верхняя часть сложена темно-серыми и серыми плотными известняками, частью глинистыми, внизу тонкослоистыми, сверху толстослоистыми с плохо сохранившейся фауной.

Глинистая толща индерской свиты (свыше 60 м) представлена зеленовато-серыми песчанистыми глинами и глинистыми сланцами.

В темных и светлых известняках известняковой толщи индерской свиты еще П. В. Виттенбург по сборам А. Н. Замятина (1914) определил пелециподы *Solenomya* aff. *semiseqyana* Bitt., *Leda* (?) aff. *dubia* Münst., *Myophoria* cf. *laevigata* Goldf. Кроме пелеципод в них встречаются чешуи (семейства Perleididae) и зубы нижнетриасовых рыб, а также довольно многочисленные остракоды *Darwinula oblonga* Schneid., *D. ex gr. parva* Schneid., *Lutkevichinella bruttani* Schneid, присутствующие и в нижележащей пачке чередования песчаников и глин с прослоями известняков. Перечисленная фауна позволяет сопоставлять содержащие ее породы с нижнетриасовыми отложениями горы Большое Богдо.

Выше залегает пачка (30 м) светло-серых, сверху — желтовато-серых песчаников, с которыми В. В. Мокринский (1938 г.) сопоставлял ярко-белые известняки горы Жамантау, расположенной на южном берегу оз. Индер.

Упомянутые известняки содержат фауну пелеципод, среди которых Л. Д. Кипарисова определила *Myoconcha* aff. *recta* Broili, *M. parvula* Broili, *Avicula arquata* Bittner, характерные для карнийского яруса верхнего триаса, а также встречающиеся с ними совместно *Avicula mediocalcis* Hoh., *A. aff. mediocalcis* Hoh., *Gervilia costata* Schletz., *Modiola* aff. *salzstettensis* Hoh. На основании этих определений В. В. Мокринский (1938) предположительно отнес известняки горы Жамантау к среднему триасу. До настоящего времени возраст их остается неуточненным.

Собственно отложения верхнего триаса прослеживаются непосредственно над породами баскунчакской серии и песчаниками среднего (?) триаса по восточному склону хребта Коктау, а также на северо-западном побережье оз. Индер у оврага Каражира, где контактируют с гипсами кунгура.

Отложения верхнего триаса представлены зеленоватыми, зеленовато- и желтовато-серыми, реже красными глинами, большей частью песчанистыми, местами слоистыми, с подчиненными прослоями серых, голубовато-серых или желтоватых глинистых, мелкозернистых песков и алевроитов, а также с прослоями песчаников и сидеритов. В этих породах содержатся обуглившиеся растительные остатки.

Возраст отложений определен условно. В. В. Мокринский (1938) относил их к нижней юре, а Н. А. Храмов (1939) выделял как вторую пестроцветную свиту ветлужской серии. Они отмечали резкое угловое несогласие между пестроцветной глинистой толщей и покрывающими ее песчано-глинистыми отложениями, возраст которых В. В. Мокринский определил как среднеюрский, байосский и указал, что они местами залегают на породах триаса. Н. А. Храмов рассматривал

песчано-глинистые отложения как нижнеюрские, и к средней юре относил только перекрывающую их глинисто-песчаную угленосную толщу. Однако отмеченное несогласие может проходить в основании отложений средней юры, нижние слои которых, возможно, соответствуют аалену. В таком случае пестроцветная глинистая толща может принадлежать не только к верхнему триасу, но и к нижней юре и соответствовать аралсорской свите междуречья Урала и Волги. Е. И. Соколова (1958) относила эту толщу к кейперу. Мощность ее отложений на восточном склоне хребта Коктау около 60—65 м, у оврага Каражира около 30 м, причем их наибольшая мощность, по В. В. Мокринскому (1938), достигает 180 м.

К восток-северо-востоку от оз. Индер, на куполе Матенкожа, в разрезах скважин выделяются отложения ветлужской и баскунчакской серий нижнего триаса. Ветлужская серия этих отложений сходна с описанными на Индере, а баскунчакская представлена преимущественно известковистыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и редкими прослоями известняков. Вскрытая мощность отложений баскунчакской серии 240 м.

Над ними выделяется толща (более 245 м), представленная чередованием серых, зеленовато-серых и темно-серых глин, серых и буровато-серых алевролитов, алевритов и песчаников, реже темно-серых песчаников. Во всех этих породах имеются включения мелких обугленных растительных остатков и, кроме того, в глинах углистые включения. Эта толща может быть условно отнесена к верхнему триасу и, возможно, к нижней юре, лейасу. В последнем случае она будет соответствовать верхнетриасово-нижнеюрской аралсорской свите междуречья Урала и Волги.

В районе Южной Эмбы отложения триаса вскрыты скважинами почти на всех куполах, где производилось бурение, а также в некоторых междупольных депрессиях — Дангарской, Доссор-Макатской и в депрессии к западу от купола Кулсары.

Предпринятое с 1949 г. разбуривание отложений «пермотриаса», примыкающих к крутым склонам соляных массивов куполов, а позднее и междупольных депрессий, позволило выяснить стратиграфию этих отложений и выделить в их составе породы верхней перми и триаса. В разрезе последних было установлено наличие отложений нижнего и верхнего триаса (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961).

В местных разрезах ветлужской серии нижнего триаса отвечают иногда именуемые свитами (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961) песчаниково-конгломератовая и песчано-глинистая толщи.

Песчаниково-конгломератовая толща (100—120 м) с размывом и несогласием залегает либо на гипсах и ангидритах кепрока соляных массивов, либо на породах татарского яруса верхней перми. В сводах куполов она обычно размыта, но прослеживается по периферии и в междупольных депрессиях. Эта толща по составу слагающих ее пород близка к отложениям татарского яруса верхней перми. Она сложена серыми, зеленовато-серыми и коричневатокрасными средне- и мелкозернистыми песчаниками и песками, часто слюдистыми. В толще песчаников содержатся более или менее значительные по мощности прослои темно-серых, серых, зеленоватых и красных плотных глин, большей частью песчаных и известковистых, а также небольшие по мощности прослои или линзы конгломератов (гравелитов), состоящих из мелких галек красных глин и песчаников. Песчаники и конгломераты нередко пиритизированы, причем пирит в них содержится в виде мелких и крупных кристаллов. Местами на куполе Искине встречаются

прослой сильно известковистых тонкозернистых песчаников, обнаруживающих под микроскопом брекчиевидное строение.

Возраст песчаниково-конгломератовой толщи окончательно не уточнен, но наличие перерыва в основании и несогласное залегание на отложениях татарского яруса позволяют условно относить ее к нижнему триасу.

Выше выделяется песчано-глинистая толща, которая в сводах куполов нередко залегает над гипсами и ангидритами кепрока соляных массивов, а на крутых склонах последних контактирует с солью. На далекой периферии крыльев куполов и в межкупольных депрессиях она лежит на породах песчаниково-конгломератовой толщи. В центральной части Южной Эмбы (на площадях близ куполов Доссор и Макат, а также близ г. Гурьева) песчано-глинистая толща образована глинами с прослоями и пачками песчаников и песков. Глины большей частью темно-красные, кирпично-красные или красно-бурые, местами с зелеными и голубыми пятнами, плотные и песчанистые, со сравнительно редкими прослоями темно-серых глин. В глинах иногда встречаются мелкие обломки песчаников и глин. Песчаники красноватые, бурые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, обычно полимиктовые, с небольшими линзовидными скоплениями мелких обломков песчаников и глин. Все породы толщи содержат кристаллики пирита.

На куполах, расположенных к юго-востоку от р. Эмбы, песчано-глинистая толща сложена серыми, темно-серыми и буроватыми глинами, содержащими пачки коричневатых, красновато-коричневых или темно-бурых глин. Глины переслаиваются с бурыми и серыми песчаниками и песками, большей частью мелко- или среднезернистыми, полимиктовыми.

В породах песчано-глинистой толщи встречены остракоды и харовые водоросли. На куполе Искине Н. А. Храмов (1939) обнаружил остракод *Darwinula oblonga* Schneid. На куполах Каратайкыз, Терензуюк, Кошак-Танатар и в Дангарской межкупольной депрессии в отложениях песчано-глинистой толщи найдены харовые водоросли, имеющие типичный мезозойский облик. На юго-востоке Южной Эмбы в породах нередко встречаются мелкие обугленные растительные остатки.

Мощность песчано-глинистой толщи на куполах значительно изменяется: на сводах куполов она наименьшая, но на крыльях куполов и в межкупольных депрессиях существенно увеличивается. Наибольшая мощность отложений песчано-глинистой толщи отмечена в скважинах, пробуренных на периферии купола Искине и в Дангарской межкупольной депрессии, где она достигает 120 м. На юго-востоке Южной Эмбы мощность их равна 90—100 м.

Непосредственно над песчано-глинистой толщей с небольшим размывом залегает известняково-глинистая толща, отвечающая богдинской свите баскунчакской серии. Она наиболее полно развита на куполах Искине, Байчунас, Тентяксор, Сагиз, в Дангарской и Доссор-Макатской межкупольных депрессиях, а также по правобережью р. Урал, на куполах Черная Речка, Кусанбай и Новобогатинск-Сугур. Эта толща сложена зеленовато-серыми, темно-серыми и серыми глинами, известковистыми и песчанистыми. В нижней части ее разреза встречаются отдельные прослой красно-бурых или красных глин, выше — прослой серых и темно-серых известняков, зеленоватых или бурых мергелей и почти повсеместно — прослой песчаников. В основании толщи на куполах Искине и Байчунас в песчаниках содержатся мелкие и крупные

гальки кварца, кремнистых пород и гальки окварцованных кератофигов.

К востоку от куполов Макат и Сагиз известняково-глинистая толща сложена глинами, песками и песчаниками, среди которых изредка встречаются прослой известняков (на куполах Северный Камыскуль и Бектабан).

Южнее, на куполах Каратайкыз, Жарчик и Корсак, известняково-глинистая толща образована глинами, песками и песчаниками и содержит редкие тонкие прослой известняков. Глины здесь преимущественно красные, вверху темно-серые или зеленовато-серые, известковистые, в отдельных прослоях неизвестковистые. В глинах континентального происхождения содержатся известковистые журавчики, включения угля и углистые примазки. Песчаники обычно серые или зеленовато-серые, средне- или мелкозернистые, известковистые. В породах известняково-глинистой толщи нередко встречаются хорошо окатанные гальки кварца и кремнистых пород.

В глинах, мергелях и известняках известняково-глинистой толщи Южной Эмбы встречаются многочисленные пелециподы и мелкие, еще не изученные, гастроподы. Среди пелеципод Л. Д. Кипарисова определила *Macrodon* cf. *beyrichi* Stromb. (купол Искине, скв. К-12) — вид, известный из нижнего триаса горы Большое Богдо, *Anodontophora fassaensis* Wissm. (купол Кошак-Танатар, скв. 11, купол Черная Речка) — вид, широко распространенный в триасе купола Индер, на Мангышлаке, а также *Anodontophora* aff. *fassaensis* Wissm., *A. sp. indet.*, *Gervillia modiola* Fresch., *G. modiolaeformis* Gleb., *Myoconcha* sp. n. (купол Черная Речка).

Относительно лучше изучены остракоды, содержащиеся иногда в значительных количествах. Среди них наиболее широко распространены дарвинулы *Darwinula oblonga* Schneid., *D. fragilis* Schneid., встречающиеся совместно с мелкими гастроподами, остатками червей и харовыми водорослями. Среди остракод Г. Ф. Шнейдер (1960) выделила два комплекса. Первый из них, встреченный на куполах Черная Речка и Искине, составляют морские солоноватоводные остракоды, раковины которых обладают богатой скульптурой: *Glorianella efforta* (Gleb.), *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Lutkevichinella bruttani* Schneid., *L. involuta* Schneid., *Cytherissinella okraiantzi* Schneid., а также остракоды с гладкими раковинами: *Darwinula oblonga* Schneid., *D. ex gr. obliqua* Gleb. Второй комплекс, более распространенный, образован пресноводно-солоноватоводными видами остракод с гладкой раковиной: *Darwinula oblonga* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. gerdae* Gleb., *D. adducta* Lub., *D. nota* Schneid., *D. designata* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid., *Triassinella chramovi* Schneid.

В породах известняково-глинистой толщи нередко встречаются споры папоротников и хвощевых и пыльца хвойных семейств Podocarpaceae, Pinaceae и других голосемянных нижнетриасового облика, наряду с которыми в переотложенном состоянии иногда встречаются более древние верхнепермские споры и пыльца.

На юго-востоке Южной Эмбы с наиболее низкими горизонтами известняково-глинистой толщи западной части могут быть условно сопоставлены залегающие над песчано-глинистой толщей нижнего триаса темно-серые глины того же района, чередующиеся с прослоями и пачками песков и песчаников. В этих глинах и песчаниках содержатся ближе неопределимые растительные остатки; в черных углистых глинах, вскрытых на куполе Тюлюс скв. 9, найдены характерные для триаса *Miassia* sp., *Podozamites* sp. В этих же глинах В. С. Малявкина

встретила спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижнего триаса: споры папоротников семейства Нупенорфиллацеае — *Cyclina pseudolimbaticiformis* sp. n. (Mal.), пыльцу хвойных семейства Ринасеае и других голосемянных, споры грибов (*Fungi*) и остатки зернистых водорослей.

Более высокие горизонты баскунчакской серии не встречены и, возможно, совсем отсутствуют. Индерская свита баскунчакской серии, по всей вероятности, имеется только в разрезах скважин, пробуренных в Дангарской межкупольной депрессии, где к ней могут принадлежать известняки и известковистые песчаники (до 70 м), прослеживающиеся над богдинской известняково-глинистой толщей.

Мощность отложений баскунчакской серии на куполах Каратон, Карачунгул и Тюлюс достигает 40 м, к юго-востоку она уменьшается, и на куполе Кумшет отложения баскунчакской серии уже не выделяются.

Отложения верхнего триаса залегают несогласно с размывом на породах нижнего триаса. Их литологический состав остается почти постоянным на всей территории Южной Эмбы.

Нижняя часть отложений верхнего триаса, отвечающая кейперу, образована песчано-галечниковой толщей и толщей пестроцветных глин. Впервые они были выделены в 1943 г. Н. А. Швембергером (1947) на куполе Сагиз, но отнесены к верхней перми.

Песчано-галечниковая толща залегает на разных горизонтах баскунчакской серии. Она сложена светло-серыми, средне- и мелкозернистыми песчаниками и песками, обычно каолинистыми, содержащими многочисленную гальку кварца, темных кремнистых пород, кварцитов, аргиллитов, кварцевых порфиров, реже гальку темно-серых известняков. Гальки либо образуют отдельные прослои или линзы, либо рассеяны в песках и песчаниках. Они обычно хорошо или угловато окатаны, преимущественно мелкие или средних (до 2—3 см) размеров, но иногда и более крупные. Среди песков и песчаников встречаются прослои и пачки серых, темно-серых или красноватых плотных слоистых или неслоистых глин.

В породах песчано-галечниковой толщи встречаются редкие обломки остракод, возможно переотложенных из отложений нижнего триаса, и обугленные отпечатки флоры, среди которых определены *Neocalamites* sp.

В прослоях глин встречен спорово-пыльцевой комплекс, содержащий споры и пыльцу нижнего и верхнего (кейпера и рэта) триаса.

Вышележащая толща пестроцветных глин сложена серыми и зеленоватыми глинами с прослоями буровато-красных, кирпично-красных, а также черных, местами углистых глин. Среди глин встречаются маломощные прослои серых и светло-серых песков, алевролитов, иногда плотных песчаников и тонкие прослои сидеритов.

В глинах содержится спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого широко распространены формы кейпера и частично рэта. Это в основном споры папоротников, хвощей и пыльца хвойных, гинкговых и других голосемянных. Встречаются остатки листовой флоры — *Danaeopsis angustipinnata* Grick, *Danaeopsis* sp. (скв. 11 Аралтубе, интервал 371,4—377 м).

Наибольшая мощность отложений кейпера отмечена на куполах Магат и Жарчик, где мощность песчано-галечниковой толщи достигает 60 м, а толщи пестроцветных глин — 50 м. Эти купола разделяет широкая полоса, в пределах которой мощность песчано-галечниковой толщи не превышает 30 м. Мощность толщи пестроцветных глин также 30 м (на куполах Искине и Байчунас).

В юго-восточной части Южной Эмбы мощность песчано-галечниковой толщи достигает 60—70 м (на куполах Тюлюс и Кызылкудук), толщи пестроцветных глин — 20—40 м. По мере приближения к Южно-Эмбенскому погребенному краевому поднятию Русской платформы мощности этих толщ уменьшаются, причем отложения верхнего триаса здесь отсутствуют.

Выше прослеживается толща зеленовато-серых глин и песчаников, по-видимому отвечающая рэту. Впервые она была выделена в 1943 г. Н. А. Швембергером (1947) на куполе Сагиз, но отнесена к нижнему триасу.

Литологический состав этой толщи на Южной Эмбе довольно постоянен. Повсеместно отчетливо выделяется ее нижняя часть, сложенная светло-серыми или зеленоватыми песчаниками, песками и алевролитами, глинистыми, с небольшими линзами конгломератов или с отдельными рассеянными гальками и с редкими прослоями зеленоватых, серых, темно-серых или буроватых глин. Верхняя часть этой толщи образована серыми и зеленовато-серыми глинами, содержащими прослойки песков, песчаников, иногда тонкие углистые прослойки.

В отложениях толщи зеленовато-серых глин и песчаников встречаются обугленные остатки растений плохой сохранности, среди которых определен лишь *Equisetites* sp. На куполах Сагиз, Жарчик, Кулсары, Теренбузюк в породах обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором В. С. Малявкиной определены споры птеридофитов, представленные разнообразными родами: *Auritulina*, *Bucculina*, *Cardiolina*, *Colliculina*, *Cyclina*, *Crassulina*, *Limbella*, *Quadrella*, *Triangulina*, *Tripartina*, *Tuberella*, *Tympanea*, *Sphaerina* и др. Пыльца хвойных представлена родами: *Aliferina*, *Sacculina*, *Dilaterella*, *Bullulina*, *Patellina*, *Rotundina*, *Retectina*, *Ginkgoretectina*, *Circulina*, *Corollina* и др. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают рэтские формы, наряду с которыми в небольших количествах содержатся формы рэт-лейаса и лейаса. Основываясь на этих определениях, Е. И. Соколова (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961) относит толщу к рэту. Однако не исключено, что в действительности она имеет верхнетриасово-нижнеюрский возраст, и в таком случае может быть одновозрастной с аралсорской свитой междуречья Урала и Волги (Шаля, 1965).

Мощность отложений толщи зеленовато-серых глин и песчаников колеблется от 20 м (Макат, Бляули, Дюсеке) до 130 м (Кулсары) как в пределах всего района Южной Эмбы, так и на отдельных его куполах. В предюрское (в случае рэтского возраста толщи) или, возможно в начале раннеюрского времени (в случае ее рэт-лейасового возраста) она подверглась интенсивному размыву и местами была нацело уничтожена.

На Подуральском плато, на его западной окраине, отложения триаса недавно вскрыты Хобдинской опорной скважиной, заданной на левобережье р. Киил.

Нижняя вскрытая часть их разреза (141 м, интервал 2374—2515 м) представлена переслаиванием аргиллитов, песков и песчаников. Аргиллиты зеленовато-серые, реже темные, буровато-красные, иногда пятнистые, неравномерно песчанистые, известковистые. Серые разности содержат пиритизированные нитевидные растительные остатки. Пески и песчаники светло-розовые, крупно- и среднезернистые, аркозовые.

На электрокаротажной диаграмме эта часть разреза характеризуется повышенными значениями КС и изрезанным видом этой кривой.

По сопоставлению с более восточными фаунистически охарактеризованными разрезами вскрытую толщу можно отнести условно к ветлужской серии.

Выше пройдена также терригенно-глинистая толща (369 м, интервал 2005—2374 м), сложенная пестроцветными аргиллитами и песчаниками мелкозернистыми, аркозовыми с известковым цементом. Соотношение песчаных и глинистых пород в разрезе непостоянно и позволяет расчленить толщу на три пачки: нижнюю песчано-глинистую, среднюю глинистую и верхнюю песчано-глинистую.

В нижней пачке, по определению З. А. Ильской, присутствует пресноводный комплекс остракод *Darwinula lenta* Schleich., *D. fragilis* Schneid., *D. aff. chramovi* (Gleb.). Выше появляются скульптурированные солоноватоводные формы (по материалам треста «Актюбнефте-разведка»): *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Lutkevichinella bruttanae* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Glorianella aff. mirtovae* Schneid. Оба комплекса характерны для отложений баскунчакской серии.

В центральных районах Подуральяского плато, тяготеющих к бассейну верховий р. Уил, к отложениям триаса, несомненно, относится верхняя часть пестроцветных, преимущественно красноцветных пород «пермотриаса». Краткий обзор истории изучения последних приведен при описании отложений верхней перми, история выделения непосредственно отложений триаса освещена ниже.

Еще в 1931 г. И. К. Федотов высказал предположение о присутствии триаса в составе красноцветных отложений «пермотриаса», вскрытых скважинами на куполе Шубаркудук. В 1939 г. Н. А. Храмов установил наличие отложений триаса на куполе Жаксымай в разрезе скв. 116 по фауне остракод, определенных Е. М. Глебовской и Г. Ф. Шнейдер. На основании этих определений слою, содержащие остракоды, он отнес к ветлужскому ярусу. Находки остракод были крайне редкими, и поэтому для корреляции разрезов «пермотриаса» по отдельным скважинам В. П. Батури и З. П. Иванова (1938), а затем В. А. Атанасян (Храмов, 1939) предприняли изучение минерального состава керна скв. 116. Они установили, что для отложений триаса характерны эпидото-роговообманковая и сидеритовая ассоциации минералов.

Проведенный в настоящее время анализ комплекса остракод и спорово-пыльцевых комплексов, а также дополнительное изучение минералогических ассоциаций позволяют предполагать о наличии нижнего (ветлужской и баскунчакской серий) и верхнего (кейпера) триаса в разрезах куполов Жаксымай, Шубаркудук, Чили, Конжар, Жарлыоба и др. Отложения ветлужской серии нижнего триаса выделены на куполе Жаксымай по скважинам 116 и 119. К ним, по-видимому, можно относить толщу песков и песчаников коричневых, серых, зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых, чередующихся пачками и отдельными более редкими прослоями пестроцветных (коричневых с красными и зелеными пятнами) глин (скв. 116, интервал 534—755 м).

В этих глинах по скв. 116 с глубины 750—755 м В. С. Малявкина обнаружила спорово-пыльцевой комплекс, характерный для ветлужской серии и аналогичный спорово-пыльцевому комплексу Южной Эмбы и района г. Калининграда. В этом комплексе присутствуют споры птеридофитов (к какой системе они принадлежат, еще не выяснено): *Triquetrella plicata* Mal., *Tr. cardiformis* Mal., *Tripartina velaria* f. *typica* Mal., *Limbella ovaliformis* f. *tyrica* Mal., споры хвощевых семейства Equisetaceae: *Colliculina subglabrata* Mal., пыльца голосеменных

семейства Pinaceae: *Oblatinella arcuata* Mal., *O. vulgaris* Mal., *Alipterina aliferella* Mal. и др.

Отложения баскунчакской серии, судя по разрезам тех же скважин, представлены в основном пестроцветными желтовато-коричневыми, зелеными, буровато-серыми и серыми песчанистыми глинами с пачками и прослоями зеленых мелкозернистых песков.

В прослоях серых глин встречены остракоды. Г. Ф. Шнейдер по скв. 116 в интервале 480—522 м из серых глин был выделен комплекс остракод, составленный видами с богатой скульптурой раковин: *Cytherissinella okrajantzi* Schneid., *C. sokolovae* Schneid., *Gemmanella schweyeri* Schneid., *Glorianella efforta* (Gleb.), *G. mirtovi* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Lutkevichinella bruttanae* Schneid., *L. involuta* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid. В пестроцветных глинах она обнаружила пресноводно-солонатоводные остракоды: *Darwinula fragilis* Schneid., *D. oblonga* Schneid. Такие же остракоды были встречены и в керне скв. 119 на том же куполе.

Из некоторых прослоев глин В. С. Малявкина определила довольно разнообразный комплекс спор семейств: папоротников (Cyatheaceae, Marattiaceae, Ophioglossaceae), хвощевых (Equisetaceae, Selaginellaceae) и пыльцу хвойных (Lebachiaceae, Pinaceae, Podocarpaceae), а также споры птеридофитов и пыльцу (к какой системе она принадлежит, еще не выяснено). В частности, из скв. 116 (Жаксымай) определены споры папоротников семейства: Cyatheaceae — *Cardiolina turriella* Mal., Marattiaceae — *Sphaerinnella setosispinellata* Mal., Ophioglossaceae (?) — *Caliendrina protomorpha* Mal.; споры хвощевых семейства Equisetaceae или Hymenophyllaceae? — *Cyclina glabra* Mal., *C. punctata* Mal., *Colliculina subglabrata* Mal., а также споры невыясненной систематической принадлежности (*Tripartina velaria* f. *typica* Mal., *Orbellaria punctata* Mal.). Наряду с ними встречена пыльца хвойных семейства Pinaceae — *Oblatinella limbyferina* Mal. и пыльца, принадлежность которой к какой-либо системе не выяснена (*Bullulina plicata* Mal.).

Сходный, но несколько менее разнообразный комплекс спор и пыльцы присутствует в отложениях баскунчакской серии на куполе Чиили (скв. К-2).

Отложения ветлужской и баскунчакской серий несомненно присутствуют и на других куполах северной части Подуральского плато, но либо еще не выделены из отложений «пермотриаса», либо еще не вскрыты скважинами. Мощность их пока достоверно не определена, поскольку нижняя и верхняя границы еще не установлены.

Отложения верхнего триаса (кейпера) выделены на куполе Жарлыоба скв. К-12 и представлены переслаиванием глин серых, темно-серых, голубоватых или зеленоватых с глинами красными, красно-бурыми и коричневыми. Среди глин встречаются прослой серых мелкозернистых, частью среднезернистых песчаников и песков, а также алевролитов и мергелей, изредка — углистые прослой. В глинах часто встречаются обугленные растительные остатки. По сборам Е. И. Соколовой, А. И. Кетова-Турутанова среди них определила характерные для кейпера отпечатки папоротников *Lepidopteris ottonis* (Goerr.) Schimp., *L. ottonis* (Goerr.), спорофиллов (?) *Cladophlebis* sp., хвощей *Equisetites arenaceus* (Jaeg.) Schenk, E. sp., *Radicites* sp. (корневые остатки хвощей), кордаитоподобных (может быть, гинкговых), *Yuccites* sp., *Carpolithes* sp.

Мощность отложений кейпера еще точно не определена, но, видимо, превышает 200 м.

На куполе Акжар по скважинам 1-бис, 3-бис и 4-бис О. С. Андрианова в 1952 г. выделила толщу зеленоватых кварцевых песков и песчаников с прослоями зеленых и реже темно-серых глин, прослеживающуюся в верхах «пермотриаса». Ее глины содержат характерный для верхнего триаса спорово-пыльцевой комплекс: *Osmunda*, *Dictyophyllum*, *Polipodites*, *Danaeopsis*, в составе которого имеется примесь некоторых юрских форм (определения Н. И. Филипповой). Возможно, что эти глины соответствуют курайлинской свите верхнего триаса бассейна среднего течения р. Илек. Их вскрытая мощность в среднем составляет около 40 м.

Рассмотрению более восточных разрезов отложений триаса, установленных по восточной окраине Прикаспийской впадины, посвящен специальный раздел.

Заканчивая обзор триасовых отложений внутренних частей Прикаспийской впадины, необходимо отметить, что палеогеографическая обстановка времени их накопления была осложнена развитием локальных структур, созданных соляной тектоникой. В раннем триасе в пределах Прикаспийской впадины накапливались преимущественно красноцветные песчано-глинистые и песчано-конгломератовые отложения ветлужской серии. На севере, востоке и западе впадины они отлагались в очень мелководных континентальных бассейнах. К югу от оз. Индер, в западной части Южной Эмбы и в южной части междуречья Урала и Волги, возможно, существовала цепочка лагун. Области сноса на востоке служили Урал и Мугоджары, на запад впадины материал, по-видимому, поступал с юго-запада. Различие источников сноса для восточных и западных частей Прикаспийской впадины отразилось на минералогическом составе пород ветлужской серии (разном в различных частях впадины).

Во время накопления отложений баскунчакской серии условия осадкообразования постепенно изменялись. Вначале еще продолжали накапливаться озерные отложения (сероцветные и зеленоватые песчаники и глины с углистыми примазками и включениями). В середине раннего триаса значительная часть Прикаспийской впадины медленно погрузилась под воды моря, трансгрессия которого пришла из области Мангышлака. С этой трансгрессией в западных, центральных и юго-восточных районах впадины связано накопление известняково-глинистой толщи. Восточная граница морского бассейна отмечена прослоями детритусовых известняков в разрезах Индера и западного района Южной Эмбы. В центральных районах Подуральского плато развиты в основном континентальные, частью лагунные отложения, иногда содержащие вклинивающиеся прослои с фауной морских остракод.

Наиболее длительно морской бассейн существовал на междуречье Урала и Волги, а также в районе оз. Индер.

Отложения среднего триаса в Прикаспийской впадине условно выделяются в центральной части междуречья и в районе оз. Индер, но их мощность и границы с нижним триасом еще не установлены. Можно предполагать, что в самом конце среднего или в самом начале позднего триаса вновь произошло некоторое опускание ограниченной территории Прикаспийской впадины, в пределы которой проникли морские воды. С этой кратковременной трансгрессией было связано накопление карбонатных осадков в районе оз. Индер.

Вслед за регрессией моря в Прикаспийской впадине установились континентальные условия накопления осадков, сохранившиеся в течение всего позднего триаса, а также лейаса: в период накопления отложений аралсорской свиты междуречья Урала и Волги и ее возможных аналогов на Южной Эмбе и на Подуральском плато.

Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины

Нижний отдел

Впервые пестроцветные отложения пермотриаса были вскрыты в 1936 г. на куполе Мортук при бурении скважин 1 и 3 (Сельский, 1936). При обработке керна скв. 3 В. Т. Белоусова (1933) по фауне остракод выделила среди пестроцветов отложения нижнего триаса. В 1958 г. А. К. Замаренов и В. А. Горяинов в разрезах структурно-поисковых скважин К-25 и К-26 на соляном куполе Мортук без достаточно убедительных доказательств расчленили единую толщу пермотриасовых отложений на татарский ярус верхней перми и ветлужский и баскунчакский ярусы нижнего триаса. В дальнейшем выяснилось, что весь разрез пестроцветных отложений этих скважин соответствует только нижнему триасу. Л. П. Трайнин (1959 г.) разделил пермотриасовые отложения соляных куполов Мортук и Кенкияк на три литологически различные толщи. В 1960 г. Л. В. Демчук и Ю. С. Шахиджанов отложения пермотриаса, вскрытые бурением на региональных профилях I—I и II—II (см. рис. 23), условно подразделили на верхнепермские и нижнетриасовые. В этом же году о наличии нижнетриасовых отложений на куполе Кенкияк сообщили А. В. Аввакумов, Ю. М. Гридасов, Я. С. Эвентов (1960), П. Я. Авров, З. Е. Булекбаев и Л. Г. Космачева (1960). А. К. Замаренов, Б. Б. Бейсенов и Л. П. Трайнин (1962) пермотриасовые отложения купола Кенкияк только по литологическому составу расчленили на казанский и татарский ярусы верхней перми, ветлужские и баскунчакские ярусы нижнего триаса. В 1962 г. А. Б. Вайнблат, опираясь на определения раковин остракод, подразделила эти отложения на верхнепермские и нижнетриасовые, а также условно выделила отложения верхнего триаса. В нижнетриасовой части разреза ею выделены отложения ветлужской и баскунчакской серий. Аналогичная схема расчленения пермотриасовых отложений дана А. Б. Вайнблат несколько позже (1964). В 1962 г. В. С. Конищев нижнетриасовые отложения купола Кенкияк, а Р. Багаутдинов породы того же возраста региональных профилей I—I и II—II условно расчленили на ветлужскую и баскунчакскую серии. В 1963 г. Е. М. Сербинова по минералогическим данным произвела условное расчленение пермотриасовых отложений на куполах Мортук и Кенкияк на породы верхней перми, ветлужской и баскунчакской серий нижнего триаса. В 1964 г. А. С. Посадская на многочисленных соляных куполах и в межкупольных зонах восточной окраины Прикаспийской впадины пермотриасовые отложения по раковинам остракод и минералогическому составу расчленила на казанский и татарский ярусы верхней перми и нижнего триаса. При этом последние подразделены на ветлужскую и баскунчакскую серии, а каждая из них — на две свиты. В 1965 г. П. Я. Авров, З. Е. Булекбаев, И. Б. Дальян, А. С. Посадская и А. Ш. Хаджиев ветлужские отложения восточной окраины Прикаспийской впадины по раковинам остракод, минеральному составу и промыслово-геофизической характеристике разделили на ряд свит (снизу вверх): соркольскую, кокжидинскую и акжарскую, а баскунчакские породы — на кумсайскую и ташийскую свиты.

Пестроцветные континентальные отложения нижнего триаса широко распространены на восточной окраине Прикаспийской впадины. В результате буровых работ эти отложения встречены на многих соляных куполах (Останук, Аккум, Талдышоки, Шенгельский, Мортук, Урихтау, Башенколь, Кенкияк, Арансай, Бособа, Узункараганда, Коз-

горизонт Д. С размывом они перекрыты отложениями нижней или средней юры.

По минеральному составу и палеонтологической характеристике

нижнетриасовые отложения расчленяются на ветлужскую и баскунчакскую серии (рис. 43).

Ветлужская серия. Отложения этой серии разделяются на свиты (снизу вверх): соркольскую, кожжидинскую и акжарскую. Породы каждой из выделенных свит в свою очередь могут быть разбиты на отдельные пачки.

Соркольская свита впервые вскрыта и изучена на соляном куполе Кенкияк у пос. Сорколь. Она широко распространена в пределах восточной окраины Прикаспийской впадины и вскрыта на указанных соляных куполах и обращенных межкупольных поднятиях. В сводовых частях некоторых соляных куполов (Кенкияк, Алибекмола, Шенгельший, Башенколь, Сарксымола, Акжар, Тасши, Байганин, Жаркамыс, Киндысай, Бетгау) отложения этой свиты либо нацело размыты, либо имеют незначительную мощность.

В основании свиты на соляных куполах прослеживается пачка песчаников и конгломератов, а в межкупольных депрессиях — пачка песчаников и песков мощностью от 8 до 26 м. Она залегает на различных горизонтах верхней перми, четко отделяет их от вышележащих пестроцветов.

Конгломераты этой базальной пачки полимиктовые, коричневатосерые, мелко- и среднегалечные, причем их гальки в различной степени окатаны. В составе гальки преобладает галька кремнисто-кварцевых пород, реже встречаются обломки верхнепермских песчаников и аргиллитов, неслоистых, хорошо сцементированных глинисто-карбонатным цементом.

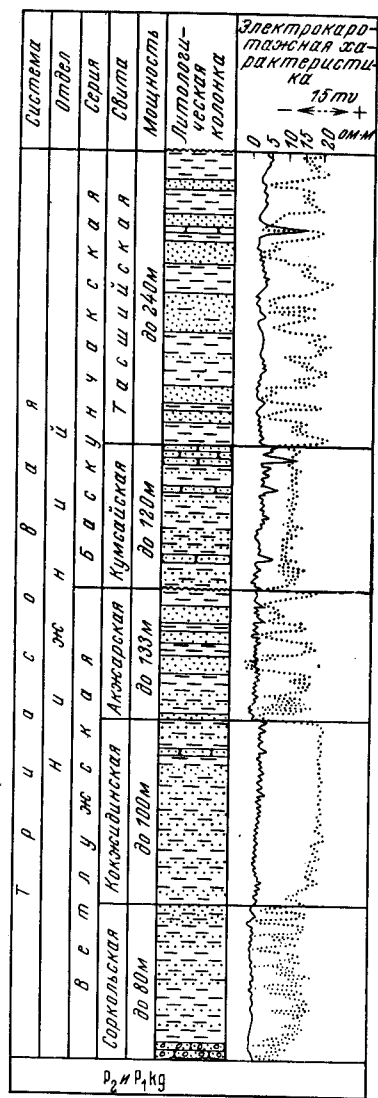


Рис. 43. Геолого-геофизический разрез нижнетриасовых отложений восточной окраины Прикаспийской впадины

1 — пески; 2 — песчанники; 3 — песчанники с галькой; 4 — глины; 5 — кривая КС; 6 — кривая ПС

Песчанники базальной пачки полимиктовые, коричневатосерые, мелко- и среднезернистые, в отдельных прослоях крупнозернистые, косослоистые. Зерна этих песчанников полуокатанные, реже угловатые. На соляных куполах песчанники плотные, хорошо сцементированы известковым цементом и содержат редкую мелкую гальку, а в межкупольных депрессиях они слабо сцементированы глинистым цементом.

Вышеležающие отложения соркольской свиты на соляных куполах представлены чередованием пачек песков и глин, причем в их кровле залегает пачка песков или песчаников мощностью 8—12 м. В межкупольных депрессиях в составе свиты преобладают рыхлые песчано-глинистые породы. На соляных куполах глины соркольской свиты пестроцветные, алевроитистые, известковистые, неслоистые, аргиллитоподобные.

Минеральный состав отложений соркульской свиты, по данным А. Б. Вайнблат (1962), характеризуется повышенным содержанием минералов тяжелой фракции (иногда до 6%), кальция и увеличивающимися значениями Mg, Si, Ti, Sr, что отличает породы нижнего триаса от отложений верхней перми. Тяжелая фракция на 87% состоит преимущественно из непрозрачных минералов (ильменита, магнетита, лейкоксена и др.), эпидота (до 16%), граната (до 7%), циркона (до 4%). Среди минералов легкой фракции присутствуют кварц (до 64%), полевые шпаты (до 36%), кремнистые породы (до 14%), цеолиты (до 14%).

Отложения соркольской свиты хорошо выделяются на электрокаротажных диаграммах повышенными значениями КС и дифференцированной кривой ПС в 15—25 мв. В сводовых частях куполов конгломератам основания свиты и плотным песчаникам соответствуют кривые сопротивления до 25—30 ом·м. В межкупольных зонах пески и песчаники на кривой КС характеризуются сопротивлениями 5—10 ом·м. Мощность отложений соркольской свиты в зависимости от структурного положения изменяется от 0 до 80 м.

Кокжидинская свита впервые была вскрыта скважинами на крыльях купола Кенкияк и на обращенном межкупольном поднятии Кокжиде (скв. К-30). Она согласно залегает на отложениях соркольской свиты, сложена ритмично переслаивающимися тонкими прослоями песчаных и глинистых пород. В сводовых частях соляных куполов Шенгельский, Мортук, Башенколь, Кенкияк, Сарксымола, Тасши, Байганин, Жаркамыс, Киндысай, Шотыкол и др. отложения свиты полностью размыты.

Пески и песчаники кокжидинской свиты розовато-коричневые и пестроцветные, мелко- и неравномернозернистые, полимиктовые, глинистые, слюдястые. Глины ее пестро- и красноцветные, алевроитистые, известковистые, плотные, плитчатые.

Отложения свиты довольно выдержаны по площади. Изредка в присводовых частях отдельных куполов в их составе песчаные разности пород преобладают над глинистыми.

Минеральный состав пород кокжидинской свиты сходен с составом пород соркольской свиты и отличается от последних уменьшенным содержанием непрозрачных минералов (до 70%) и полевых шпатов (до 6%), появлением опала (до 1,5%), ростом содержания эпидота (до 20%), кварца (до 80%).

Отложения свиты имеют специфическую промыслово-геофизическую характеристику и являются четким репером для всего комплекса нижнетриасовых пород. Они отличаются постоянной однозначной электрокаротажной характеристикой и четко выделяются на диаграммах в виде равномерно дифференцированной и мелкозазубренной кривой КС, напоминающей «пилу», с сопротивлением 5—10 ом·м для песчаных и 2—4 ом·м для глинистых пород. Аналогичный характер (в виде слабой зазубренности) имеет и кривая ПС. На кавернограмме отложениям свиты за счет размыва пород при бурении обычно соответствует увеличение диаметра скважины. Это позволяет достаточно

надежно выделять отложения данной свиты в разрезе пород нижнего триаса и уверенно намечать положение ее нижней и верхней границ.

Мощность отложений кокжидинской свиты несколько возрастает от присводовых частей соляных куполов в сторону их далеких крыльев и в зависимости от структурного положения изменяется от 34 до 100 м.

Акжарская свита сложена серией чередующихся пачек песков и глин, согласно перекрывающих отложения кокжидинской свиты. При этом в основании и в кровле свиты повсеместно прослеживаются прослои песков или песчаников мощностью 8—20 м.

Пески и песчаники акжарской свиты коричневато-серые и желтовато-красные, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, глинистые, рыхлые и хорошо сцементированные, неслоистые, с линзочками конгломератов. Глины ее алевролитистые, красновато-коричневые и пестроцветные, неслоистые, участками аргиллитоподобные.

Породы свиты характеризуются увеличением содержания магния и уменьшением кальция. В тяжелой фракции преобладают непрозрачные минералы (до 70%), количество эпидота возрастает до 40%, граната до 20% и циркона до 7%. В легкой фракции содержание кварца достигает 86%, полевых шпатов 32%, кремнистых пород 16%, цеолитов 14%.

На электрокаротажных диаграммах отложениям акжарской свиты соответствуют дифференцированные кривые КС и ПС. При этом пачкам песков на кривой КС обычно соответствуют сопротивления 5—10 ом·м при отрицательном значении ПС в 30—40 мв. Глинистые пласты характеризуются низкими сопротивлениями до 4 ом·м при положительном значении ПС.

Мощность отложений акжарской свиты колеблется от 80 до 133 м.

Характерной особенностью песчано-глинистых отложений ветлужской серии в целом является высокое содержание эпидота (до 40%) и обломков метаморфических пород уральского происхождения (до 20%). Наряду с этим ветлужские отложения образовались также за счет разрушения и переотложения верхнепермских пород. Так, конгломераты, прослеживающиеся в основании серии, состоят из обломков верхнепермских пород и гальки уральских пород. Поэтому минеральный состав ветлужских отложений близок к минеральному составу верхнепермских отложений.

Из рассматриваемых отложений Н. П. Кашеварова, И. Тореханов, В. В. Спирина, Д. А. Кухтинов и С. Г. Рябухина определили комплекс остракод *Darwinula oblonga* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. chramovi* (Gleb.), *D. off. desingata* Schneid., *D. dentosa* Mand., *D. cf. recognita* Mand., *D. cf. dentosa* Mand., *D. ingrata* Lub., *D. accepta* Lub., *D. accuminata* Bel., *D. ex gr. adducta* Lub., *D. sedentis* Mand., *D. inornata* (Spizh.), *D. pseudoinornata* Bel., *D. rotundata* Lub., *D. fromissa* Lub., *D. aff. tersiensis* Mand., *D. ex gr. triasica* Schneid., *Gerdalia noinskyi* Bel., позволяющий датировать возраст вмещающих их пород как ветлужский. Кроме того, из этих же отложений Р. М. Колесников определил харовые водоросли *Stellatachara* aff. *karpinskia* (Dem.), *Stellatachara* aff. *donbassica* (Dem.), а В. В. Зауер — спорово-пыльцевой комплекс: *Pleuromelia* sp., *Hausmania* sp., *Angiopteris* sp., *Нymenozonotriletes* sp., *Zonotriletes* sp., *Leiotriletes* sp., *Zonomonoletes spinosus* Кор., *Caytonia* sp., *Ginkgo pachyexinima* Mal., *Cycadophytus* sp., *Podocarpites* sp.

Баскунчакская серия. Отложения серии по литологическому составу и промыслово-геофизической характеристике могут быть расчленены на две свиты (снизу вверх): кумсайскую и тасшийскую.

Кумсайская свита впервые была вскрыта скважинами на обращенных межкупольных поднятиях Кумсай (у аула Кумсай) и Кокжиде. Она развита на периферии крыльев соляных куполов, в межкупольных депрессиях и представлена чередующимися прослоями песков, песчаников и глин.

Пески кумсайской свиты зеленовато-серые и коричневые, мелкозернистые, чаще с окатанными зернами, глинистые, слоистые, рыхлые. Песчаники ее светло-коричневые, мелко- и неравномернотернистые, полимиктовые, глинистые и известковистые, слоистые, сцементированные карбонатно-глинистым цементом, иногда содержащие мелкую гальку. В составе обломочного материала песков и песчаников преобладают кварц, кремнистые породы, полевые шпаты, кварциты, мергели, помимо которых встречаются одиночные обломки эффузивных и карбонатных пород, зерна магнетита и кристаллы пирита. Глины кумсайской свиты пестроцветные — коричневатокрасные и голубовато-зеленые, алевритистые, слабо известковистые, слоистые и неслоистые, плотные, участками оскольчатые, с зеркалами скольжения.

Отложения кумсайской свиты отличаются от пород нижележащей акжарской свиты пониженной карбонатностью, относительно высоким содержанием Ti, Zr, V, Cr, Cu и залегают на последних с эрозионным несогласием. Минеральный состав пород этой свиты представлен главным образом зернами: кварца (60—76%), непрозрачных минералов тяжелой фракции (до 85%), а также граната (до 6%), эпидота (до 2,5%), циркона (до 5%).

На электрокаротажных диаграммах отложения кумсайской свиты в основном характеризуются почти равномерно дифференцированными кривыми КС и ПС, напоминающими каротажную характеристику отложений кокжидинской свиты, но отличающейся от последней несколько более грубой зубчатостью. Мощность отложений кумсайской свиты колеблется от нуля до 120 м.

Тасшийская свита венчает разрез нижнетриасовых отложений. Ее отложения вскрыты скважинами на куполах Узынкараганда, Итассай, Тасши, Благтыколь, Акжар и др., но к востоку от меридиана Узынкараганда—Тасши выклиниваются. Они представлены чередованием глин, песков и песчаников.

Глины тасшийской свиты коричневатокрасные, вишневые, зеленые и темно-сиреневые, алевритистые, неслоистые, плотные, с зеркалами скольжения. Ее пески коричневые и зеленовато-серые, мелко-, средне- и неравномернотернистые, полимиктовые, глинистые, рыхлые, иногда с линзами песчаников и мелкой галькой.

По минеральному составу и остаткам остракод отложения тасшийской свиты идентичны породам кумсайской свиты. По-видимому, в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины тасшийские отложения полностью размыты. Они сохранились лишь на соляных куполах, расположенных западнее.

На электрокаротажных диаграммах отложения тасшийской свиты выделяются невысокими значениями КС и сильно дифференцированной кривой ПС, образующей против песчаных пластов глубокие отрицательные депрессии до 30—35 мв. Мощность отложений тасшийской свиты изменяется от нуля до 240 м.

Песчано-глинистые отложения баскунчакской серии в целом, по данным А. Н. Дмитриевского (1965), образовались главным образом за счет размыва и переотложения верхнепермских пород и поэтому их минеральный состав сходен. Для баскунчакских отложений характерно резкое уменьшение процентного содержания эпидота (до 2,5—3%), обломков метаморфических пород и увеличение содержания

кварца (до 50%), что позволяет наметить новый этап осадконакопления.

В отложениях баскунчакской серии С. Г. Рябухина, Д. А. Кухтинов и Н. П. Кашеварова определили комплекс остракод: *Darwinula acuta* Misch., *D. oblonga* Schneid., *D. sima* Misch., *D. aff. recognita* Mand., *D. media* Misch., *D. parva* Schneid., *D. aff. promissa* Schneid., *D. longissima* Bel., *D. rotundata* Lub., *D. fragilis* Schneid., *D. lassimosa* Mand., *D. aff. arta* Lub., *D. ex gr. gerdae* Gleb., *D. aff. liassica* Bel., *D. cf. tersiensis* Mand., *Gerdalia clara* Misch., *G. longa* Bel., *G. rara* Bel., в составе которого наряду с видами, перешедшими из ветлужских отложений, появляются новые виды, характерные для баскунчакских отложений.

МАНГЫШЛАК

Отложения триаса характерны для хребтов Каратау и составляют ядро Каратауской мегантиклинали (рис. 44). Более мелкие их выходы прослеживаются в нескольких небольших возвышенностях Восточного

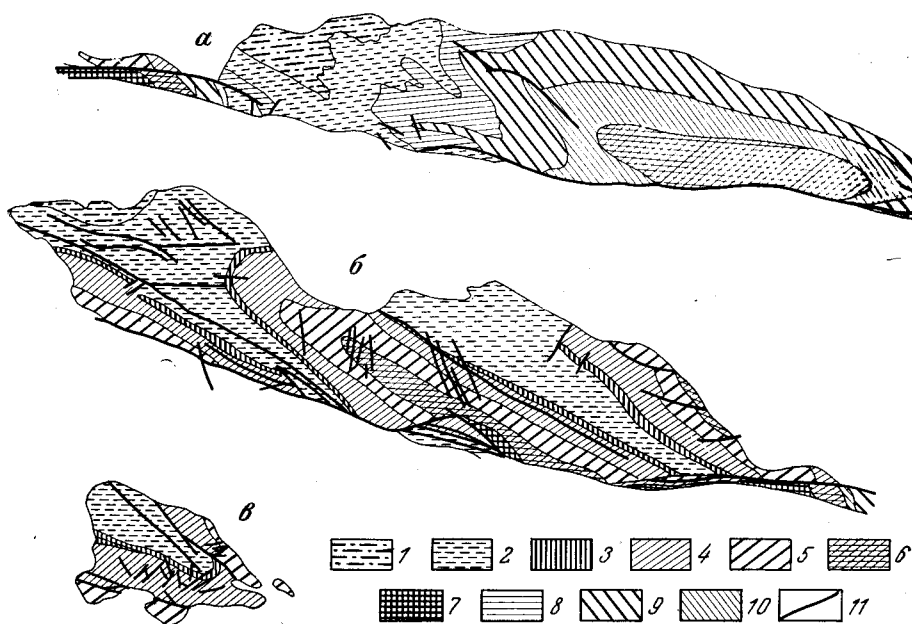


Рис. 44. Геологическая карта районов хребтов

а — Восточного Каратау; б — Западного Каратау; в — Каратаушика. Акмышская серия верхнего триаса: 1 — верхняя свита; 2 — нижняя свита; 3 — карауанская свита среднего триаса; 4 — таушкская свита нижнего триаса; 5 — долнапийская свита перми; 6 — огтанская свита перми; 7 — биркутская свита
Восточнокаратауская серия: 8 — толща д; 9 — толщи г и в; 10 — толщи а и б; 11 — линии разрывных нарушений

Мангышлака. Кроме того, они вскрыты рядом скважин на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях Тюбкараганской мегантиклинали и в районе урочища Карасязь Беке-Башкудукской мегантиклинали.

По литолого-петрографическому составу, мощностям, степени метаморфизма и условиям залегания триасовые отложения очень похожи на нижележащие пермские породы и резко отличаются от вышележащих юрских. Вместе с отложениями перми они известны в литературе под названием каратауского комплекса. М. В. Баярунас (1911, 1915,

1936) доказал триасовый возраст верхней части каратауского комплекса и расчленил его на ряд толщ. Коллективом геологов ЦНИГРИ под руководством В. В. Мокринского в 1935, 1937 и 1946 гг. схема расчленения триасовых отложений М. В. Баярунаса несколько детализирована. Толщам, которые он выделил, были даны названия (Мокринский, 1952; Мокринский и др., 1965). Эта схема с небольшими изменениями и дополнениями может быть принята и в настоящее время. В дальнейшем вопросы стратиграфии триасовых отложений п-ова Мангышлак нашли отражение в работах С. Н. Алексейчика (1941), Л. Д. Кипарисовой (1947, 1958), Т. В. Астаховой (1956, 1958, 1960, 1962), Б. А. Корженевского (1956), Б. Ф. Дьякова (1957, 1959, 1963), А. Е. Шлезингера (1959, 1965), В. Н. Винюкова (1963), В. С. Князева и др. (1965), В. С. Князева и П. В. Флоренского (1965), М. М. Мстиславского (1966). Подробный минералогический и петрографический анализы пород каратауского комплекса приведены в работах Б. А. Корженевского (1961) и Д. Х. Хайрутдинова (1962).

Отложения триаса на п-ове Мангышлак разделены на две свиты (снизу вверх): таушикскую, которая объединяет тарталинскую (цератитовую) и караджатыкскую подсвиты; карадуанскую (конгломератовую) и одну серию — акмышскую, которая включает две свиты: хозбулакскую и шаирскую. На Восточном Каратау установить все указанные свиты не удается, и здесь А. Е. Шлезингером (1959, 1965) под названием восточнокаратауской серии выделена мощная толща пород, соответствующая долнапинской свите перми, таушикской и карадуанской свитам триаса.

Таушикская свита. Первоначально в отложениях нижней части триаса В. В. Мокринским были выделены две свиты: нижняя — тарталинская (цератитовая) и верхняя — караджатыкская. Породы, слагающие эти свиты, по литологическому составу резко разделяются в хребтах Каратаушик и Карашек. В разрезах других хребтов слагающие их породы (особенно пограничные слои) очень близки друг к другу, что крайне затрудняет выделение этих свит. Верхняя граница караджатыкской свиты и нижняя — цератитовой очень четкие. Поэтому более целесообразно выделить этот естественный комплекс пород в единую таушикскую свиту (Шлезингер, 1959). Там, где это возможно, следует разделять две подсвиты.

Отложения таушикской свиты широко распространены в хребтах Каратаушик и Западный Каратау. Более мелкие выходы пород этой свиты обнаружены на юго-востоке Мангышлака, в возвышенностях Кичик-Карашек, Карашек и Кугусем и вскрыты на Беке-Башкудукской мегантиклинали в районе колодца Карасязь.

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы таушикской свиты описаны по северному и южному склонам хребта Каратаушик, где впервые М. В. Баярунасом (1914, 1936), а впоследствии В. В. Мокринским (Мокринский, 1952; Мокринский и др., 1965) и другими исследователями было найдено несколько горизонтов с цератитами. Здесь обнажен следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. На красноцветных породах долнапинской свиты верхней перми с довольно резким переходом, но без видимых следов несогласия и перерыва залегают синевато-зеленые сланцы. Сланцы отличаются прекрасно выраженной грифельной отдельностью. В них отмечаются прослой тонкозернистых песчаников и анкеритовых конкреций, сложенных в зоне выветривания тонкозернистой массой кальцита, окрашенного окислами железа. В конкрециях обнаружена богатая ископаемая фауна: *Doricranites rossicus* Mojs., *D. bogdoanus* Buch., *D. acutus* Mojs., *Subdoricranites* sp. и др. Обилие находок *Doricranites* позволяет выделить эти отложения в самостоятельный дорикранитовый горизонт, прекрасно выделяющийся по всем разрезам хребтов

	Мощность, м
Каратаушик, Западный Каратау и Кунусем. Мощность дорикранитового горизонта в хребте Каратаушик достигает 80 м (Шевырев и Шлезингер, 1960)	80
2. Темно-серые, ржаво-бурые с поверхности песчаники с прослоями кремнистых конкреций	80—100
3. Мергелисто-сланцевые породы с известковистыми конкрециями, содержащими <i>Ophiceras</i> cf. <i>demissum</i> Orr., <i>Xenodiscus</i> sp., <i>Pseudosageceras multilobatum</i> Noetl.	23
4. Подобные же мергелисто-сланцевые породы с конкрециями, в которых обнаружены <i>Pseudosageceras multilobatum</i> Noetl., <i>Meekoceras</i> sp., <i>Procornites</i> sp., <i>Procolumbites</i> sp., <i>Thremolites</i> sp. Здесь же впервые встречены и представители рода <i>Tirolites</i>	30
5. Мергелисто-сланцевая толща с прослоями известняков до 0,3 м мощности и известковистых конкреций, содержащих <i>Columbites</i> cf. <i>parisinsis</i> Huatt et Smith, <i>Tirolites rossicus</i> Kiparisova, <i>Ortoceras</i> sp.	80
6. Горизонт темно-серых глинистых сланцев с редкими конкрециями, содержащими <i>Tirolites</i> sp.	65

Более полные списки ископаемых моллюсков из этих отложений приведены в работах Т. В. Астаховой (1956, 1958, 1960).

Выделенные аммонитовые горизонты указывают на раннетриасовый возраст вмещающих пород и повторяют разрез нижнего триаса Гималаев (Баярунас, 1936). Исключение составляет дорикранитовый горизонт, непосредственных аналогов которого в Гималаях мы не находим. М. В. Баярунас сопоставил дорикранитовый горизонт с отцеразовыми слоями Гималаев, т. е. отнес их к самым низам нижнего триаса (индский ярус).

Вопрос о возрасте дорикранитового горизонта был пересмотрен Т. В. Астаховой (1956) и Б. А. Корженевским (1956). Эти исследователи указывали, что совместно с *Doricranites* обнаружены представители родов *Tirolites rossicus* Kipar. и *T. cassianus* Quenst. Последние, по их мнению, дают возможность повысить возраст дорикранитового горизонта до верхнесейских слоев, т. е. отнести его к оленекскому ярусу. Однако тщательные просмотры разрезов дорикранитового горизонта в хребтах Каратаушик и Западный Каратау, произведенные А. А. Шевыревым и А. Е. Шлезингером (1960), не подтвердили этой точки зрения. Послойные сборы ископаемой фауны показали, что с представителями родов *Doricranites* и *Subdoricranites*, где они образуют массовые скопления, другие роды аммонитов не встречаются. Представители же рода *Tirolites* появляются только более чем на 100 м выше кровли дорикранитового горизонта. Поэтому в настоящее время нет оснований для пересмотра возраста дорикранитового горизонта, установленного М. В. Баярунасом. Однако, если дальнейшими исследованиями будет доказано более высокое положение дорикранитового горизонта (оленекский ярус), то в этом случае к триасовым отложениям необходимо отнести, как это делает в настоящее время Л. Д. Кипарисова (1958), частично красноцветные породы долнапинской свиты. В этом случае граница пермской и триасовой систем на Мангышлаке пройдет внутри континентальных образований. Последнее предположение подтверждают обнаруженные А. И. Левенко в долнапинской свите южного склона горы Отпан остатки двусторончатых листоногих: *Lioestheria opanica* Molin, *L. mokrinskyi* Molin, *L. dadayi* Molin, *L. abescunica* Molin, *Pseudoestheria tumaryana* Novojilov, *P. (Tivinopsis) pliciferina* Novojilov, *P. (Tivinopsis) mangyshlakensis* Molin, указывающие, по данным В. А. Молина (1965), на индский возраст вмещающих пород.

Над темно-серыми глинистыми сланцами с *Tirolites* на Каратаушике залегает толща темно-серых аргиллитов с прослоями плотных ракушечных известняков, иногда окрашенных в черный цвет и содер-

жащих плохо распознаваемые деформированные створки раковин. Мощность толщи 50 м.

Аргиллиты выше переходят в светло-серые глинистые сланцы с прослоями бурых песчаников. Вверх по разрезу количество прослоев песчаников быстро возрастает и они начинают доминировать. Эта часть разреза таушикской свиты (караджатыкская подсвиты) состоит в основном из тонкослоистых буровато-палевых песчаников, образующих тесное переслаивание с глинисто-мергелистыми светло-серыми сланцами. Песчаники листоваты и легко расщепляются на тонкие плитки. В верхних горизонтах толща песчаников приобретает более темно-бурю окраску. Здесь констатированы небольшие пропластки известковистых песчаников с неясными узловатыми образованиями на поверхности. Мощность отложений караджатыкской подсвиты составляет 450 м. Общая мощность отложений таушикской свиты хребта Каратаушик достигает 900 м.

В пределах хребта Западный Каратау нижние горизонты таушикской свиты представлены зеленовато-серыми алевролитами, мергелистыми, с прослоями серых песчаников и известняков, мощность которых достигает 2—3 м. Контакт с нижележащими породами долнапинской свиты, как и на Каратаушике, довольно резкий, но без видимых следов перерыва и несогласия. Вверх по разрезу количество прослоев песчаников постепенно увеличивается и они начинают занимать доминирующее положение. Одновременно песчаники становятся более грубозернистыми, более толстослоистыми, на плоскостях наслонения появляются волноприбойные знаки. В самых верхних горизонтах песчаниковой толщи прослеживается несколько прослоев конгломератов. Мощность пород таушикской свиты по южному склону хребта Западный Каратау достигает 1250 м, по северному она сокращается до 1000 м. Остатки моллюсков приурочены в основном к прослоям известняков. На Западном Каратау удается выделить несколько цератитовых горизонтов, повторяющих разрез Каратаушика. В восточном направлении количество находок окаменелостей резко сокращается и на восточном окончании Западного Каратау фаунистически охарактеризован только самый нижний дорикранитовый горизонт.

Помимо остатков цератитов таушикская свита хребтов Каратаушик и Западный Каратау содержит раковины пелеципод и гастропод (Баярунас, 1911; Астахова, 1956). Отсюда определены *Pecten (Entolium) microtis* Witt., *P. (Velopecten) alberti* Goldf., *P. ussuricus* Bitt., *Pseudomonotis (Claraia) aff. australasiatica* Krumb., *Myophoria laevigata* Ziet., *M. elongata* Wissm., *M. curvirostris* Schloth., *Gervillia mitiloides* Schloth., *Anodontophora fassaensis* var. *brevis* Bitt., *A. canalensis* Cat., *Naticella cf. costata* Mün. var. *acutecostata* Klisp., *Turbo cf. rectecostatus* Hauer., *Terebratula margaritowi* Bitt.

Приведенный комплекс фауны также указывает на раннетриасовый возраст пород таушикской свиты. Значительная часть форм этого комплекса встречается в самых верхах караджатыкской подсвиты, вместе с которыми там был обнаружен *Parastephanites* sp. (Астахова, 1958, 1960а). Это дает возможность с полной уверенностью относить таушикскую свиту целиком к раннему триасу.

На Восточном Мангышлаке отложения нижнего триаса обнаружены в пределах гор Карашек, Кичик-Карашек, Карамая и Кугусем. На Карашеке на темно-красных песчаниках долнапинской свиты, по данным Е. О. Головачевой, залегают серые и темно-серые известняки мощностью до 1,5 м, переслаивающиеся с зеленовато-серыми песчаниками. Выше идет толща глинистых сланцев зеленовато-серых, тонко-

рассланцованных, с прослоями зеленовато-серых алевролитов. В верхних частях сланцевой толщи появляются до 3 м мощности прослойки песчаников с волноприбойными знаками. В песчаниках и алевролитах обнаружены раковины пелеципод. Мощность сланцевой толщи составляет 800 м.

Выше залегает толща палево-серых и бурых песчаников, массивных, с волноприбойными знаками. Мощность толщи песчаников достигает 800 м. Общая мощность отложений нижнего триаса горы Карашек достигает 1600 м.

В глинистых сланцах и песчаниках обнаружены пелециподы *Myophoria* cf. *orbicularis* Bronn., *M. ovata* Goldf., *M. laevigata* Ziet., *Gervillia* cf. *mitiloides* Schloth., *Anodontophora* sp., *Naticella costata* Müll., *Myalina* aff. *delailamae* Verp. Кроме того, в известняках основания разреза горы Карашек С. Е. Петровым обнаружены аммониты дорикранитового горизонта.

Приведенный комплекс пелеципод и аммониты весьма близки к фауне, собранной в хребтах Западный Каратау и Каратаушик из отложений нижнего триаса. Таким образом, породы горы Карашек можно отнести к нижнему триасу и считать их аналогами таушикской свиты хребтов Каратаушик и Западный Каратау. В целом разрез нижнетриасовых отложений горы Карашек хорошо увязывается с разрезами хребта Каратаушик. Здесь также можно выделить тарталинскую (сланцевая толща) и караджатыкскую (толща палево-серых песчаников) подсвиты.

У подножия восточного склона горы Кичик-Карашек узкой полоской обнажены алевролиты серовато-зеленые, тонколистоватые, перемежающиеся с аргиллитами. Часто породы окрашены в коричневые тона. Описываемые породы, по-видимому, по разлому соприкасаются с буровато-красными песчаниками долнапинской свиты и несогласно перекрываются отложениями юры. В этих породах в 1957 г. В. М. Власовым собраны раковины моллюсков, среди которых обнаружены цератиты. Видимая мощность отложений нижнего триаса в пределах горы Кичик-Карашек, вероятно, не более 100 м.

На породах долнапинской свиты горы Кугусем, по данным Е. О. Головачевой, залегает толща слабо слоистых табачно-зеленых песчаников. В верхней части толщи песчаников наблюдается пачка (до 10—15 м) темно-серых глин с прослоями зеленовато-серых и серых песчаных известняков. Видимая мощность толщи составляет 100 м. В прослоях известняков верхней толщи пород горы Кугусем обнаружены *Doricranites* (?) sp. indet., *Anodontophora* cf. *fassaensis* Wissm. и *Mytilus* ex gr. *eduliformis* Schloth., позволяющие отнести эти отложения к нижнему триасу и сопоставить их с нижней частью разреза таушикской свиты хребтов Западный Каратау и Каратаушик.

В пределах Беке-Башкудукской мегантиклинали в районе колодца Карасязь скважиной на глубине около 500 м вскрыты зеленовато-серые плотные алевролиты и глинистые сланцы, которые, по-видимому, следует относить к таушикской свите нижнего триаса. Пройденная их мощность не выходит за пределы первых десятков метров.

В разрезах гор Кунабай и Карамая выше толщи буровато-фиолетовых песчаников долнапинской свиты идут буровато-фиолетовые и зеленовато-серые песчаники и глинистые сланцы, образующие чередование пачек мощностью в несколько десятков метров. Переход их к нижележащим породам долнапинской свиты очень постепенный. По-видимому, эта толща песчаников и сланцев является континентальным аналогом морских фаунистически охарактеризованных зеленоцветных пород нижнего триаса. Сопоставление подтверждается наход-

ками остатков флоры, сделанными В. Н. Колпаковым в самых верхах каратауского комплекса пород разреза Караяя. Эти остатки могут быть отнесены к характерному роду *Pleuromeia* (Сикстель, 1964) ранне-триасового возраста. Сохранившаяся мощность пород нижнего триаса на Кунабае составляет 1000 м, а на Караяе — 300—400 м.

Песчаники таушикской свиты состоят в основном из мелких полукатанных зерен кварца, реже полевых шпатов, слюды и темных минералов и сцементированы кварцево-глинистым цементом. Микрослоистость зависит от неравномерности гранулометрического состава песчаников. Вверх по разрезу отмечается увеличение песчаности.

Основная масса известняков таушикской свиты тонкозерниста. В отдельных участках они почти полностью перекристаллизованы и окрашены окислами железа. В известняках наблюдается примесь корродированных зерен кварца и полевых шпатов. Конкреции сложены тонкозернистым кальцитом с равномерно распределенным глинистым материалом.

Карадуанская (конгломератовая) свита. Отложения карадуанской свиты распространены узкими полосами в хребтах Западный Каратау и Каратаушик и на горе Карашек.

Они представлены глинистыми сланцами, перемежающимися с алевритами и крупнозернистыми песчаниками. Для всей свиты характерна яркая вишнево-красная окраска, чередующаяся в меньшей степени с зеленой и зеленовато-красной. По всей толще отмечается большое количество прослоев конгломератов. Галька конгломератов состоит из тех же песчано-глинистых пород, слегка округлена по краям и по размеру не превышает 3—4 см (обычно ее размер колеблется в пределах 0,3—1 см). Мощность прослоев конгломерата изменяется от 0,5—1,5 до 3—4 м. В самых верхних частях разреза карадуанской свиты преобладают серые и зеленовато-серые песчаники с прослоями конгломератов. Внутри свиты часто наблюдается залегающие песчаники на размытой неровной поверхности глинистых сланцев. Как правило, такие явные следы перерывов осадконакопления прослеживаются на очень небольшом расстоянии. В разрезе горы Карашек карадуанская свита сложена красно-бурыми глинистыми песчаниками. Ее верхние горизонты здесь приведены в соприкосновение с известняками акмышской серии верхнего триаса.

Нижнюю границу карадуанской свиты с породами таушикской свиты следует проводить по мощному прослою конгломератов и появлению красноцветных пород. Мощность отложений карадуанской свиты на Каратаушке достигает 250 м, на Западном Каратау по северному его склону — 330 м, по южному склону сокращается до 200 м. В разрезе горы Карашек она не превышает 200 м.

Фаунистически отложения карадуанской свиты не охарактеризованы, за исключением редко встречающихся остатков хвощей триасового облика (Корженевский, 1956). Но по стратиграфическому положению выше таушикской свиты, верхняя часть которой относится к верхним горизонтам нижнего триаса, карадуанская свита должна, по-видимому, уже принадлежать к среднему триасу.

Восточнокаратауская серия. В разрезах хребта Восточный Каратау выше массивных серых песчаников отпанской свиты перми каратауский комплекс вплоть до отложений акмышской свиты резко отличается от разрезов хребтов Западный Каратау и Каратаушик. Полное отсутствие фаунистических горизонтов и пестрота литологического состава весьма затрудняет здесь расчленение разреза, аналогичное произведенному в Западном Каратау и Каратаушке. В настоящее время в средней части каратауского комплекса Восточного Каратау можно выделить

серию пород, охватывающую разрез от кровли отпанской свиты до подошвы акмышской серии и называемую восточнокаратауской (Шлезингер, 1959). На юго-востоке Мангышлака аналоги восточнокаратауской серии, по-видимому, слагают возвышенности Кунабай и Карамая.

Резкая фациальная изменчивость средней части каратауского комплекса в Восточном Каратау объясняется изменением условий осадконакопления по сравнению с описанными выше разрезами. В пределах Западного Каратау и Каратаушика в течение раннего триаса отлагались типичные морские терригенные и карбонатные осадки, в которых происходило захоронение значительного количества органических остатков. В это же время в пределах современного Восточного Каратау осадки отлагались в условиях континентального режима. Здесь происходило накопление мощной серии пестроцветных пород молассового типа. Береговая линия раннетриасового моря, вероятно, проходила где-то между Западным и Восточным Каратау и ее колебания в течение всего раннего триаса были незначительными. Этим, очевидно, и объясняется столь быстрый и резкий переход морских известняково-сланцевых пород, выходящих на западном окончании Западного Каратау, в сплошную пестроцветную толщу, фиксируемую на западном выступе Восточного Каратау. Появление к юго-востоку от Восточного Каратау в возвышенностях Карашек и Кугусем вновь морских фаций нижнего триаса вполне понятно, если учесть, что раннетриасовое море заходило в интенсивно прогибающийся Мангышлакский геосинклинальный желоб заливом, ось которого проходила к югу от современного положения хребтов Каратау. Поэтому южнее хребтов Каратау морской раннетриасовый залив проникал значительно дальше на юго-восток, к современному положению чинков плато Устюрт.

При геологическом картировании для повышения структурной выразительности карты в восточнокаратауской серии выделяется, основываясь на чисто литологических признаках, ряд толщ, имеющих исключительно местное значение. Количество толщ, выделяемых в восточнокаратауской серии, больше, чем количество свит в соответствующей части разреза Западного Каратау и Каратаушика. Литологическая последовательность отложений восточнокаратауской серии совершенно не похожа на последовательность пород пермотриаса выше отпанской свиты Западного Каратау и Каратаушика. Детальная стратиграфия каратауского комплекса Восточного Каратау требует еще дальнейшего тщательного изучения.

Хотя нижняя часть разреза восточнокаратауской серии относится к пермской системе, характеристику ее мы приводим здесь ввиду единства этого природного комплекса.

Толща *а* распространена на крыльях Бесчокинской антиклинали и представлена песчаниками фиолетовыми, полосчатыми, с редкими прослоями зеленовато-серых алевролитов. Вверх по разрезу породы приобретают все более темную фиолетовую окраску. Нижняя граница проводится по появлению фиолетовых песчаников. Мощность толщи 760 м.

Толща *б* прослеживается на крыльях Бесчокинской антиклинали. Выделяется по появлению массивных зеленовато-серых песчаников и алевролитов среди фиолетовых и серовато-фиолетовых разностей (последние составляют основную массу разреза). Выше идут однородные светло-фиолетовые сильно рассланцованные песчаники. В самых верхах толщи вновь появляются в подчиненном количестве зеленовато-серые песчаники. Мощность толщи достигает 1030 м.

Толща *в* выделяется на крыльях и на периклинали Бесчокинской антиклинали и является как бы маркирующим горизонтом восточно-

каратауской серии. Представлена зеленовато-серыми и зелеными алевролитами с прослоями тонкозернистых песчаников, резко выделяется в обнажениях и легко отделяется как от нижележащих, так и от вышележащих слоев. На восточном окончании хребта появляется несколько маломощных прослоев фиолетовых песчаников. Мощность толщи 200 м.

Толща *г* прослеживается на северном крыле и на периклинали Бесочкойской антиклинали и слагает свод Кызылтамской антиклинали. В районе кладбища Бескемпир представлена зеленовато-серыми и фиолетово-серыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Песчаники часто приобретают полосчатость. Нижняя граница толщи проводится по появлению прослоев фиолетово-серых песчаников. В верхней части толщи преобладают почти однородные зеленовато-серые алевролиты. С запада на восток осадки постепенно грубеют и меняют окраску. Уже в разрезе южнее горы Бешоки толща *г* состоит из зеленовато-серых и фиолетовых песчаников, причем последние явно преобладают. Мощность толщи 1650 м.

Толща *д* прослеживается в центральной и западной частях хребта Восточный Каратау. Выделяется по появлению почти сплошной толщи вишнево-красных глинистых сланцев, с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев и серых с фиолетовым оттенком песчаников. В сланцах отмечается рассеянная галька тех же красноцветных пород. В верхней части толщи появляются мощные прослои массивных песчаников, к которым приурочены прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность толщи 400 м.

Общая мощность восточнокаратауской серии достигает 4040 м.

На юго-востоке Мангышлака, на возвышенностях Кунабай и Карамая, выше толщи буровато-фиолетовых песчаников долнапинской свиты идут песчаники и глинистые сланцы буровато-фиолетовых и зеленовато-серых тонов, образующие чередование пачек мощностью в несколько десятков метров. Переход ее к нижележащим породам долнапинской свиты очень постепенный. По-видимому, эта толща зеленовато-серых и буровато-фиолетовых песчаников и сланцев является аналогом средней части восточнокаратауской серии пород и относится в большей части к нижнему триасу. Мощность описываемой толщи пород в разрезе горы Кунабай достигает 970 м, а в разрезе горы Карамая — 300—400 м.

Акмышская серия. Верхняя часть каратауского комплекса, представленная мощной монотонной карбонатно-терригенной толщей, является сложным объектом для стратиграфического подразделения на свиты. Это ясно из того, что для нее не существовало общепринятой стратиграфической схемы, а имелся ряд различных трудносопоставляемых схем разных авторов (табл. 6).

В 1964—1965 гг. в результате детального картирования и сопоставления ряда послойных разрезов удалось по некоторым маркирующим горизонтам строго увязать разрезы верхней части каратауского комплекса всех трех хребтов: Каратаушика, Западного и Восточного Каратау с выделением новых двух свит — хозбулакской и шаирской (Мстиславский, 1966). Эти свиты объединяются в акмышскую серию, которая без подразделения прослежена и на структурах Восточного Мангышлака.

Хозбулакская свита. Отложения хозбулакской свиты широко распространены в хребтах Каратау, где они слагают крылья синклиналей и реже их центральные части. По литологическому составу четко отделяются от подстилающих пестроцветов карадуанской свиты, с которыми имеют в разных районах различные соотношения.

Сопоставление подразделений на свиты отложений верхнего триаса Мангышлака

В. В. Мокринский, 1952	Б. А. Корженевский, 1956	Б. А. Корженевский, 1957	А. Е. Шлезингер, 1959	Б. Ф. Дьяков, 1959	Т. В. Астахова, 1960	В. Н. Винюков, 1963	М. М. Мстиславский, 1966			
Ю рские отложения										
Азмергенская свита 1000—1500 м T_{2+3}^2	Азмергенская (торышская свита) 450 м (2 под- свиты) T_3^2	Торышская (аз- мергенская) свита 450 м T_3^2	А к м ы ш с к а я с в и т а $T_2^1 - T_3^1$	Верхняя подсвита 1240 м	Азмергенская свита 1000—1500 м T_3	Торышская свита 450 м T_3^1	Торышско-акмыш- ская свита 1000 м $T_3^{2+3} (?)$	Шарская свита не менее 1800 м $T_3^1 + (?)$	Верхняя подсвита не менее 960 м	
Антраконитовая свита 450—1200 м T_{2+3}^1				Антраконитовая свита до 1200 м (5 под- свит) T_3^1	Акмышская (ант- роконитовая) свита 650—1000 м T_3^1	Нижняя подсвита 1600 м			Акмышская свита 1000—1200 м T_3	Акмышская свита до 1000 м T_3^1
	Конгломератовая свита T_1^3	Конгломератовая свита T_2		Карадуанская (конгломератовая) T_2	Карадуанская свита T_2	Конгломератовая свита T_2			Карадуанская свита $T_2^1 (?)$	Карадуанская свита T_2^1
									Верхняя подсвита до 312 м	
									Средняя подсвита до 418 м	
									Нижняя подсвита 0—410 м	

В большинстве районов между отложениями карадуанской и хозбулакской свит имеется постепенный переход. В Западном Каратау во многих участках между этими свитами установлена переходная пачка (обычно мощностью 2—3 м) серых, реже пестрых песчаников и алевролитов с мелкими карбонатными стяжениями в низах пачки и с линзами и прослоями (мощностью 0,05—0,5 м) черных известняков в ее верхах. Непосредственно выше переходной пачки залегают компактные мощные известняки хозбулакской свиты. В Восточном Каратау в низах свиты развитая терригенная пачка алевролитов и песчаников с прослоями известняков мощностью 180 м, которая, по-видимому, соответствует вышеупомянутой переходной пачке в Западном Каратау (рис. 45). В то же время на некоторых участках по северному и южному крыльям Отпанской антиклинали в Западном Каратау из разрезов выпадает не только переходная пачка, но и многие нижние горизонты хозбулакской свиты, а ее более молодые слои трансгрессивно ложатся прямо на карадуанские красноцветы (см. рис. 45, разрезы 7—9).

Хозбулакская свита сложена в основном тремя разностями пород: известняками, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Меньше распространены аргиллиты и в виде единичных прослоев встречаются туфы. В низах разреза на хребте Каратаушик Ю. А. Петрокович (1937 г.) отметил фосфоритизированные слои с содержанием P_2O_5 до 15%. Преобладающие типы пород, группируясь в сходные по строению пачки, обнаруживают все же преимущественную приуроченность к разным частям разреза, образуя три подсвиты.

Нижняя известняковая подсвита (мощностью 410 м) в опорном Хозбулакском разрезе начинается терригенной пачкой (180 м): внизу алевролиты, выше песчаники с прослоями известняков (0,1—0,2 м) и вверху снова алевролиты с прослоями песчаников (0,2—1 м)*. Эта пачка развита только в Хозбулакском разрезе. Вышележащая пачка сложена неслоистыми, грубослоистыми пелитоморфными и зернистыми (раковинными) известняками с прослоями хрупких известняков с белесо-желтой коркой и нередко с черными линзами кремней (халцедон). Известняки крупными слоями перемежаются с алевролитами, песчаниками и аргиллитами.

Средняя известняково-песчано-сланцевая подсвита (418 м) сложена рассланцованными алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками и известняками с четырьмя прослоями роговиковоподобных оранжевых, розово-серых туфов мощностью 0,1—3 м. Два из них (I и II), подробно описанные П. В. Флоренским (1964), М. М. Мстиславским и др. (1966), являются основными маркирующими горизонтами хозбулакской свиты.

Верхняя известняковая подсвита (312 м) представлена внизу толстослоистыми и вверху микрослоистыми (миллиметры) известняками с двумя тонкими прослоями туфов. Маркирующая пачка микрослоистых известняков, нередко с многочисленными скульптурными знаками на плоскостях наслоения, повсеместно венчает разрез хозбулакской свиты и резко, но без размыва сменяется кверху терригенными породами шаирской свиты.

Мощность отложений хозбулакской свиты уменьшается с востока на запад от 1140 м (в Восточном Каратау) до 92 м (на Каратаушике) с осложнением этой общей тенденции в зоне поперечного конседиментационного поднятия в Западном Каратау (см. рис. 45, разрезы 7—9).

* Цвет пород этого разреза в основном черный и серый. Он показан на рис. 45. Песчаники почти повсеместно представлены мелкозернистыми и переходными к алевролитам тонкозернистыми разностями.

Шайрская свита. Отложения шайрской свиты широко распространены в хребтах Каратау, где они слагают центральные части синклиналией. Шайрская свита более простая по строению, также подразделяется на три подсвиты, хорошо картируемые по всему району, особенно в Западном Каратау и Каратаушике.

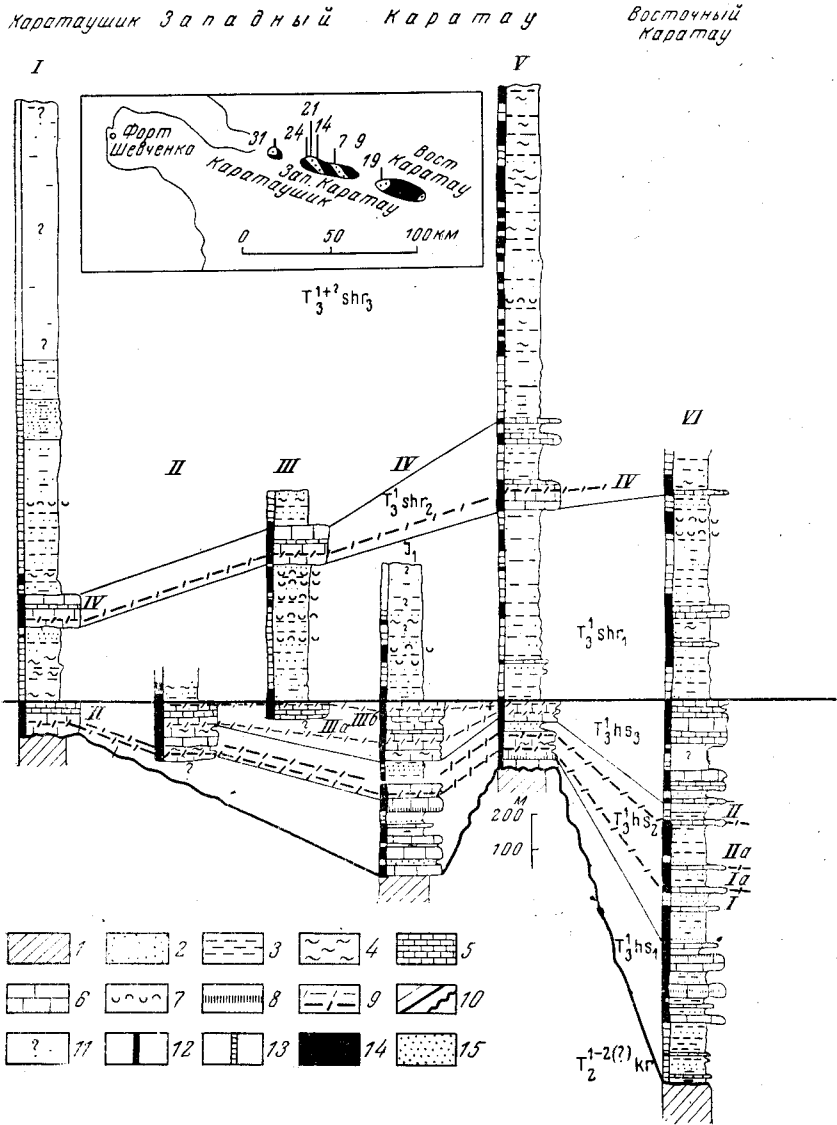


Рис. 45. Схема сопоставления разрезов хозбулакской и шайрской свит Мангышлака
Разрезы: I—31 (в 0,5 км северо-восточнее Таушика); II—24 (колодец Бастил); III—21 (в 2 км южнее родника Торыш); IV—14 (в 3 км северо-западнее Карадуака); V—7—9 (в 4 км восточнее Шайра); VI—19 (в 1 км восточнее родника Хозбулак)

I — красноцветы карадуанской свиты среднего триаса; хозбулакская и шайрская свиты верхнего триаса, их литологический состав: 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки тонко- и микрослоистые; 6 — известняки грубослоистые, неслоистые; 7 — известняки с остатками фауны, ракушечники; 8 — известняки хрупкие «звонкие», с линзочками кремней; 9 — прослои туфов и их номера; 10 — стратиграфические границы и линия стратиграфического несогласия (волнистая); 11 — необнаженные участки разрезов; цвет пород: 12 — черный и темно-серый; 13 — серый и зеленовато-серый. Карта-врезка: 14 — выходы доверхнетриасовых отложений; 15 — выходы верхнетриасовых отложений. Индексы: $T_2^{1-2kr(?)}$ карадуанская свита среднего триаса; T_3^1hs — хозбулакская свита верхнего триаса; $T_3^1hs_1$ — нижняя подсвита, $T_3^1hs_2$ — средняя подсвита, $T_3^1hs_3$ — верхняя подсвита; $T_3^{1+2shr(?)}$ шайрская свита верхнего триаса; $T_3^{1+2shr_1(?)}$ — нижняя подсвита, $T_3^{1+2shr_2(?)}$ — средняя подсвита, $T_3^{1+2shr_3(?)}$ — верхняя подсвита

Нижняя терригенная подсвета представлена монотонным пере-
слаиванием алевролитов (преобладают) и песчаников. Характер чере-
дования слоев постепенно изменяется от нескольких метров алевроли-
тов и нескольких дециметров песчаников (реже наоборот) до несколь-
ких десятков метров алевролитов и нескольких метров песчаников
(с другими комбинациями, вплоть до флишеоидных — редко). Аргил-
литы и особенно карбонатные породы имеют подчиненное значение, но
иногда в местах, полностью обнаженных (например, по саю в 2 км
южнее родника Торыш), заметное развитие обнаруживают тонкие (от
5—30 см до 2 м) прослой ракушечников (см. рис. 45). Мощность под-
светы уменьшается на запад от 600 м в Восточном Каратау и 560 м
в Шаирском разрезе Западного Каратау до 220 м на Каратаушике.

Средняя карбонатная подсвета сложена в основном известняками,
обогащенными органикой (особенно в низах), с прослойками долами-
тов и одним маркирующим зеленовато-серым слоем сильно изменен-
ного туфа мощностью 0,5—1 м. Мощность карбонатной подсветы, все
более расслаивающейся к востоку, увеличивается в том же направле-
нии от 100 м на Каратаушике до 270 м в Шаирском стратотипическом
разрезе. В Восточном Каратау, в районе аула Аусар, эта часть разреза
смята в многочисленные складки, что затруднило составление там
разреза.

Верхняя терригенная подсвета в Шаирском разрезе начинается
пачкой (185 м) переслаивания неслоистых и неяснослоистых песчаников
и алевролитов того же типа, как и в нижней подсвете. Однако выше и
до конца Шаирского разреза идет своеобразная толща преимущест-
венно тонкого чередования, вплоть до микропереслаивания аргиллитов,
алевролитов и мелкозернистых песчаников, незаметно сменяющих друг
друга, но периодически образующих пачки с преобладанием какого-либо
одного типа пород. Видимая мощность верхней подсветы в Шаирском
разрезе до подошвы нижеюрских отложений составляет 960 м.

Общая мощность отложений шаирской свиты достигает не менее
1800 м.

Возраст хозбулакской и шаирской свит определяется на основа-
нии находок раковин пелеципод, перечисленных в работах Б. А. Кор-
женевского (1956), Л. Д. Кипарисовой (1958) и Т. В. Астаховой (1960).
Из общего списка отметим руководящие формы. В известняках сред-
ней части хозбулакской свиты установлены *Modiola gracilis* Klipst.,
M. cf. pygmaea Münst., *M. aff. raibliana* Bittn., *Palaeoneilo* (?)
lineata Coldf., *P. (?) praeacuta* Klipst., *P. (?) elliptica* Klipst. По
этому комплексу пелеципод вмещающие породы можно отнести к кар-
нийскому ярусу верхнего триаса. В верхах свиты найдены только плохо
сохранившиеся раковины пелеципод рода *Myophoriopsis*. В шаирской
свите большая часть двустворок обнаружена в прослоях ракушечников
из нижней подсветы. Здесь определен ряд форм, из которых руководя-
щими являются *Anodontophora lettica* Quenst. и *A. münsteri* Wissm.,
также датирующие карнийский ярус верхнего триаса. Из средней под-
светы фауна не установлена, а из низов верхней подсветы определены
только в Торышском разрезе пелециподы рода *Anodontophora*, ближе
не определяемые. В низах шаирской свиты В. В. Мокринским обнару-
жены плохо сохранившиеся растительные отпечатки из группы
Articulatae. Из этой же части разреза в Западном Каратау у родника
Уч-Мергень известны кости и позвонки *Ichtyosaurus* sp. Фаунистически
не охарактеризованными остаются самые верхи шаирской свиты мощ-
ностью более 1000 м и самые низы хозбулакской свиты мощностью
180 м. Не исключено, что палеонтологически не изученная верхняя
часть шаирской свиты может включать и отложения норийского яруса.

На Восточном Мангышлаке отложения акмышской серии выходят в сводовой части Тумгачинской мегантиклинали, образуя ряд мелких выходов. Обнаружены они также по южному склону горы Карашек, где по разрывному нарушению граничат с отложениями нижнего триаса. В сводовой части Тумгачинской мегантиклинали отложения акмышской серии обнажены в подножие юго-западного склона горы Жанааулие и в двух пунктах к югу от нее. К юго-востоку от горы Кунабай в урочище Белясень И. С. Плещеевым в 1957 г. обнаружены еще две небольшие останцовые выскочки, сложенные породами акмышской серии. Все эти выходы пород имеют незначительную площадь распространения и соприкасаются с юрскими и меловыми отложениями по разрывам.

Отложения акмышской серии представлены, как и на хребтах Каратау, преимущественно черными известняками, массивными, с сильно деформированными и не поддающимися определениям раковинами пелеципод, с прослоями темно-серых глинистых сланцев и серых песчаников. Известняки горы Карашек издают запах сероводорода. В подножии горы Жанааулие и к югу от нее наблюдаются черные аспидные сланцы с характерным раковистым изломом и серые песчаники. Во всех выходах эти породы сильно выветрелые, за счет чего отдельные пласты приобретают фиолетовую, лиловую и буроватую окраску. Такое сильное выветривание обусловлено значительной раздробленностью тектоническими трещинами.

Видимая мощность пород акмышской серии на горе Карашек и на останцах к юго-востоку от Кунабая не превышает 100 м; в районе горы Жанааулие она составляет несколько десятков метров.

В последние годы в крайней западной части Мангышлака, на п-ове Тюбкараган, на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях отложения акмышской серии вскрыты несколькими скважинами непосредственно под породами средней юры, соответственно на глубинах около 800 и 1300 м. Они сложены, как и в обнаженной части Мангышлака, темно-серыми глинисто-известковистыми сланцами и известняками, обогащенными глинистым материалом. К какой части разреза акмышской серии (нижней или верхней) они относятся, в настоящее время остается не ясным. Наибольшая вскрытая мощность пород акмышской серии зафиксирована в скв. Г-1 на Тюбеджикской антиклинали, где она составляет около 500 м.

Сланцы акмышской свиты состоят главным образом из глинистого материала, насыщенного мелкозернистым кальцитом. Присутствуют также мелкие зерна кварца.

В известняках выделяется несколько разновидностей. Крупнокристаллические разновидности содержат перекристаллизованные раковины и отдельные зерна кварца, полевого шпата и слюды. Мергелисто-ракушечные разновидности имеют значительную, более или менее послойную, примесь глинисто-мергелистого материала. Отдельные прослои в них целиком состоят из мельчайших частей дробленых раковин *Pelecypoda*. Наконец, мелко- и скрытокристаллические известняки содержат местами значительную примесь мелкообломочного материала и становятся песчаными. У зон разломов известняки иногда нацело замещаются окислами железа.

Петрографическое изучение триасовых отложений показало, что их состав в основном постоянен для всего разреза. Они состоят из зерен ограниченного количества минералов, сцементированных глинистым, иногда карбонатным или глинисто-кремнистым цементом. Среди песчаников преобладают мелкозернистые разновидности, широко развиты алевролиты, а в глинистых сланцах больше всего пелитовых частиц.

Размер зерен в песчаниках изменяется в пределах 0,06—0,03 мм, изредка увеличиваясь до 0,5 мм. Минеральный состав пород триасового комплекса представлен в основном кварцем, полевыми шпатами (ортоклаз, плагиоклаз и реже микроклин), мусковитом. Другие минералы встречаются значительно реже.

Пелитовая масса состоит из мелкодисперсного материала, среди которого выделяются чешуйки серицита и каолинита. В некоторых местах встречаются хлоритизированные минералы.

Из вторичных минералов, выполняющих многочисленные трещины, в каратауских породах отмечены кварц, кальцит, иногда барит, а также сидерит и гипс. Позднейший рудный комплекс в толще этих пород представлен железной слюдой, бурыми и красными железняками, а также минералами медного оруденения.

Характерной чертой каратауского комплекса пород Мангышлака является присутствие во всех свитах медистых песчаников, которые наиболее часто встречаются в отложениях долнапинской свиты (Домарев, 1938, 1948; Хайрутдинов, 1954). Они несут следы регионального метаморфизма. Глинистые осадки превращены в сланцы, а карбонатные породы местами метаморфизованы. В песчаниках и глинистых сланцах наблюдается хлоритизация. Мнение М. И. Варенцова и А. И. Левенко (1963) о приуроченности зоны повышенного метаморфизма к разломам вряд ли является справедливым.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Отложения триаса на территории Западного Казахстана развиты в морских и континентальных фациях. В триасовое время на п-ове Мангышлак существовал интенсивно погружавшийся прогиб, в котором накапливались морские терригенные и в меньшей степени карбонатные осадки общей мощностью до 4—4,5 км. Только в среднетриасовое время откладывались сравнительно маломощные (первые сотни метров) континентальные пестроцветные осадки. Триасовый морской бассейн Мангышлака был связан непосредственно с морским бассейном альпийской геосинклинальной области Кавказа. По-видимому, эта связь происходила на территории, занятой в настоящее время водами Каспийского моря. По прогибу море в виде сравнительно узкого залива далеко проникало в глубь Мангышлака. С запада на восток морские условия становились все более мелководными, и в районе хребта Восточный Каратау уже накапливались мощные толщи преимущественно континентальных осадков. Однако морской бассейн к югу от Восточного Каратау проникал еще на значительное расстояние к востоку и доходил, по-видимому, до центральных районов Устюрта.

К северу и югу от Мангышлакского прогиба на территории Южного Мангышлака и п-ова Бузачи мощности отложений триаса резко сокращаются (первые сотни метров) и в его строении участвует только нижний отдел, сложенный пестроцветными континентальными породами. Аналогичные фациальные толщи нижнего триаса в близких мощностях накапливались и на всей территории Северного Устюрта.

На территории Прикаспийской впадины в первой половине раннетриасового времени накапливались преимущественно красноцветные песчано-глинистые отложения. В баскунчакский век произошло постепенное изменение условий осадкообразования. Вначале еще продолжалось накопление озерных осадков — сероцветных и зеленоватых песчаников и глин с углистыми примазками. Во второй половине баскунчакского века произошло постепенное опускание Прикаспийской впадины и трансгрессия раннетриасового моря. Морской бассейн из об-

ласти альпийской геосинклинали Кавказа через современную площадь Каспийского моря проник в пределы Прикаспийской впадины. Восточная его граница отмечена прослоями детритусовых известняков в разрезах Индера и купола Кусанбай у г. Гурьева. Временами море распространялось далее на восток и доходило почти до современных берегов среднего течения р. Эмбы.

В восточной части Прикаспийской впадины развиты в основном континентальные и в виде прослоев лагунные отложения с фауной остракод.

Максимальные мощности нижнетриасовых отложений отмечаются в межкупольных депрессиях междуречья Урала и Волги, где они измеряются несколькими километрами. Такие большие мощности наблюдаются и на территории восточной части Прикаспийской впадины. В окраинных ее частях и в Актюбинском Приуралье мощность триасовых отложений резко сокращается и измеряется сотнями метров. С юго-запада на северо-восток в пределах Прикаспийской впадины наблюдается постепенное замещение морских фаций континентальными. В этом направлении в разрезе увеличивается количество грубозернистых разностей за счет приближения к Уральскому горному сооружению, являвшемуся в то время источником сноса.

Отложения среднего триаса на территории Прикаспийской впадины выделяются условно и палеогеографическая обстановка этого времени пока еще не совсем ясна. Можно предполагать, что в конце среднего или начале позднего триаса вновь произошло опускание поверхности осадконакопления и проникновение из альпийской геосинклинальной области Кавказа морского бассейна, распространившегося на ограниченной области центральной части Прикаспийской впадины. В этом морском бассейне накапливались карбонатные осадки, известные в районе оз. Индер.

Морской бассейн конца позднего триаса существовал непродолжительное время и вслед за его регрессией установились континентальные условия накопления осадков, сохранившиеся в течение всего позднего триаса. В это время почти на всей территории Прикаспийской впадины происходило накопление озерных, дельтовых и речных осадков. В них часто встречаются растительный детритус и обугленные остатки наземных растений, которые приносились реками вместе с терригенным материалом. В междуречье Ори и Илека в поздне триасовую эпоху накапливались промышленные пласты бурого угля. В рэтский век в обширном мелководном водоеме или в системе озер накапливались осадки, слагающие толщу зеленовато-серых глин и песчаников Южной Эмбы и песчано-глинистую толщу со спорами и пылью в центральной части впадины. Мощности верхнетриасовых отложений в пределах Прикаспийской впадины измеряются первыми сотнями метров.

Триасовые отложения Западного Казахстана требуют еще серьезных исследований. На п-ове Мангышлак одним из основных нерешенных вопросов является граница пермской и триасовой систем. В настоящей работе она проводится, как было принято большинством исследователей, в основании таушикской свиты. Континентальные красноцветные отложения долнапинской свиты целиком относятся к перми. Однако, если сопоставлять разрезы Мангышлака с Прикаспийской впадиной, то границу перми и триаса надо проводить несколько ниже, внутри отложений долнапинской свиты. Имеющиеся биостратиграфические материалы не противоречат такому предположению. Дальнейшие находки палеонтологических остатков в отложениях долнапинской свиты должны окончательно решить этот вопрос. Недостаточно также биостратиграфически обоснован среднетриасовый возраст карадуанской

свиты п-ова Мангышлак. В породах, слагающих эту свиту, необходимо провести более тщательные поиски палеонтологических остатков.

В пределах Прикаспийской впадины большое значение имеет детальное изучение триасовых отложений в глубоководных межкупольных депрессиях и компенсационных мульдах. Здесь могут быть обнаружены в наиболее полных разрезах отложения среднего его отдела.

С отложениями триаса на п-ове Мангышлак связаны непромышленные проявления медистых песчаников, бурого железняка, свинца, кобальта, горного хрусталя. На территории Прикаспийской впадины к ним приурочены промышленные скопления нефти, а в междуречье Ори и Илека — пласты бурого угля.

ВЕРХНИЙ ТРИАС — НИЖНЯЯ ЮРА

ПЕРИФЕРИЯ МУГОДЖАР И СЕВЕРНЫЙ УСТЮРТ

На юге Шошкаккольской мегантиклинали, в сводах Южно-Шошкаккольской и Узынтальской брахиантиклиналей, под пестроцветными породами неокома и сероцветными углистыми осадками узынтальской свиты средней — верхней юры в восьми скважинах, пробуренных в 1952—1956 гг., обнаружена своеобразная мощная толща сероцветных отложений, краткое описание которой приведено в статьях А. Л. Яншина (1955), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1956, 1958). Позднее Р. Г. Гарецким (1959) эта толща была более полно описана и выделена под названием чушкакульской серии. В дальнейшем породы той же чушкакульской серии вскрыты опорными скважинами, пробуренными в 1958—1961 гг. на п-ове Куланды (М. А. Ясенева и И. Я. Петрова) и на Северном Устюрте (М. Е. Букаев и И. Г. Гринберг). Их описание имеется в работах Р. Г. Гарецкого (1962), Р. Г. Гарецкого и др. (1963), И. Г. Гринберга (1964), И. Г. Гринберга и В. Н. Сухина (1965).

Чушкакульская серия на юге Шошкаккольской мегантиклинали сложена аргиллитами, переслоенными алевролитами и песчаниками. Аргиллиты темно-серые, иногда почти черные, часто слегка песчанистые, с многочисленными включениями обуглившегося растительного детрита. Алевролиты светло-серые и серые, слюдястые, с сидеритовым цементом и многочисленными углистыми остатками. Песчаники светло-серые и серые, полимиктовые (плохо окатанные обломки кварца, полевых шпатов, кварцитов, сланцев, кремниевых пород и различных эффузивов — кислых и основных, иногда серпофита), мелко-, реже средне- и крупнозернистые, с глинисто-слюдястым сидеритизированным цементом. Вся толща значительно уплотнена и содержит новообразованные минералы: эпидот, мусковит, биотит, сидерит, кальцит, хлорит, а иногда даже гранат и сфен. Большая уплотненность и значительная дислоцированность пород серии заставляли вначале рассматривать их даже как оригинальную фацию верхнего палеозоя. На Узынтальской брахиантиклинали в чушкакульской серии (в нижней части вскрытого разреза, в 334 и 429 м от кровли) встречены прослои сильно уплотненного темно-бурого и коричневатобурого аргиллита.

Наиболее полно чушкакульская серия вскрыта глубокими скважинами Г-3 и Г-6, расположенными на восточном крыле Южно-Шошкаккольской брахиантиклинали в основном профиле глубоких скважин.

Изучение электрокаротажных диаграмм этих скважин показало, что отложения чушкакульской серии здесь можно подразделить на две

толщи: верхнюю аргиллитовую и нижнюю песчано-аргиллитовую (рис. 46).

Верхняя из них сложена главным образом аргиллитами, значительно реже в ней встречаются алевролиты и еще реже песчаники. На электрокаротажной диаграмме она выделяется довольно ровной кривой КС (с небольшими пиками до 5 *ом·м*, соответствующими прослоям алевролитов, и редко с пиками песчаников до 8—12 *ом·м*) и еще более ровной кривой ПС.

Нижняя толща содержит значительно больше прослоев песчаников и алевролитов (они составляют более 50% от общей мощности по-

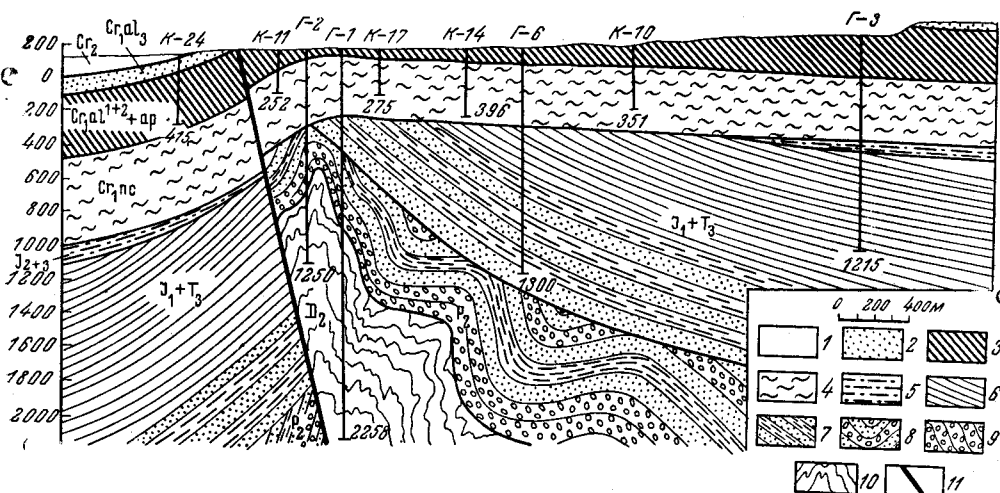


Рис. 46. Геологический разрез через Южно-Шошкакольскую брахиантиклиналь

1 — верхний мел; 2 — верхний альб; 3 — средний, нижний альб и апт; 4 — неоком; 5 — верхняя и средняя юра; 6 — аргиллитовая толща чушкакульской серии верхнего триаса — нижней юры; 7 — песчано-аргиллитовая толща чушкакульской серии; 8 — песчано-аргиллитовая пачка верхней перми (?); 9 — песчано-конгломератная пачка верхней перми (?); 10 — средний девон (?); 11 — разлом

род). На электрокаротажной диаграмме эта толща характеризуется весьма расчлененными кривыми КС и ПС, отвечающими частому чередованию аргиллитов (КС равно 1—5 *ом·м*), алевролитов (3—7 *ом·м*) и песчаников (до 8—18 *ом·м*). Мощность отдельных пластов колеблется от первых десятков сантиметров до 1—3 м.

Скважина Г-6, расположенная ближе к своду брахиантиклинали, вскрыла обе толщи: верхнюю аргиллитовую в интервале 470—755 м и нижнюю песчано-аргиллитовую до забоя (1300 м), не выйдя из нее; скважина Г-3, заложенная на 2 км дальше от свода, чем скв. Г-6, вошла только в верхнюю аргиллитовую толщу, вскрыв ее на глубину в 570 м. Скважина Г-1, заложенная близ самого свода антиклинали, судя по электрокаротажной диаграмме (керн здесь поднято не было), вскрыла только нижнюю песчано-аргиллитовую толщу (вероятно, ее самую нижнюю часть), пройдя до ее подошвы в интервале 370—609 м (мощность 239 м).

Слои чушкакульской серии близ свода Южно-Шошкакольской брахиантиклинали залегают с довольно большими углами наклона, достигающими в скв. Г-3 12—18°, а в скв. Г-6 28—32°, иногда 34°. На наибольшую глубину, равную 570 м, аргиллитовая толща вскрыта скв. Г-3, что, при средних углах падения слоев 15°, соответствует истинной мощности 551 м. Песчано-аргиллитовая толща вскрыта в скв. Г-6 на глу-

бину 545 м, что соответствует мощности 463 м, учитывая, что углы падения в этих породах равны в среднем 30°. Таким образом, суммарная вскрытая истинная мощность отложений чушкакульской серии на Южно-Шошказольской брахиантиклинали измеряется не менее чем 1014 м. На Узынтальской брахиантиклинали чушкакульская серия вскрыта на глубину 432 м. Все слои чушкакульской серии и в других скважинах как на Южно-Шошказольской, так и на Узынтальской брахиантиклиналях имеют довольно значительные углы падения — от 10 до 35°.

О возрасте отложений чушкакульской серии можно судить на основании спорово-пыльцевых анализов, проведенных С. Н. Наумовой. Образцы пород скв. Г-3 (Южно-Шошказольская брахиантиклиналь) с интервалов 710—713, 775—780, 860—865, 920—925, 950—955 м дали комплексы, состоящие из спор папоротникообразных и пыльцы голосемянных. Среди папоротникообразных преобладают споры типа *Dictyophyllum*, *Selaginella*, *Phleboteris*. В незначительном количестве встречены споры типа *Osmunda*, *Matonia*, *Coniopteris* и *Cyathea*. Из голосемянных преобладает пыльца типа *Podocarpus*, *Araucaria*, *Bennettites*, *Ginkgoaceae* и *Cycadaceae*. В незначительном количестве наблюдается пыльца типа *Pinus*, *Cedrus*, *Piceae* и *Abies*. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы получены из скв. Г-6. Несомненно, что эти комплексы мезозойские. Совместное нахождение в них спор папоротников *Dictyophyllum* и *Coniopteris* говорит скорее всего о его раннеюрском возрасте. Такое заключение подтверждается найденными А. Л. Яншиным (1955) в керне скв. Г-6 отпечатками вай папоротников, которые, по определению М. Ф. Нейбург, принадлежат к роду *Dictyophyllum*, распространенному преимущественно в рзте и нижней юре.

На глубине 865—870 м в керне скв. Г-6 обнаружен отпечаток хвоща, отнесенного В. А. Вахрамеевым к роду *Equisetites*, который редко появляется в карбоне, но широко распространен в триасе.

Из образцов интервалов 1100—1102, 1125, 1175—1178 м скв. Г-6 (Узынтальская брахиантиклиналь) С. Н. Наумовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором споры папоротникообразных преобладают над пыльцой голосемянных. Споры папоротникообразных представлены: *Osmunda triasicus* К о р., *Leiotriletes simplex* N a u m., *Stenozonotriletes conformis* N a u m., *Hymenozonotriletes triasicus* N a u m. Пыльца голосемянных содержит *Podocarpus*, *Araucaria*, единично *Ginkgo* и *Cycas*. Этот спорово-пыльцевой комплекс близок к комплексу, выделенному Э. А. Копытовой из верхнетриасовых отложений Актюбинского Приуралья.

Таким образом, данные спорово-пыльцевого анализа позволяют отнести отложения чушкакульской серии к ранней юре и позднему триасу.

В скв. Г-8 (Узынтальская брахиантиклиналь) на глубинах 955—960 и 975 м Р. Г. Гарецким обнаружены пресноводные остракоды, отнесенные Г. Ф. Шнейдер в большинстве своем к роду *Darwinulla* и в небольшом количестве к роду *Iniella*. Представители рода *Darwinulla* распространены от карбона до четвертичных отложений, в большом количестве встречаются в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях. Кроме того, встречены представители новых, а также малоизвестных родов. В общем, комплекс остракод является новым и пока что ничего определенного для уточнения возраста чушкакульской серии не дает.

Интересно отметить, что в районе оз. Кушмурун в эффузивно-осадочной толще северной части Тургайской равнины, относимой А. Г. Бер (1958) к верхам среднего триаса — низам средней юры, М. И. Ман-

дельштамом выделен своеобразный комплекс остракод, в составе которого в одном горизонте присутствуют главным образом виды рода *Darwinulla*, а в другом — виды рода *Iniella*. Толщу, в которой встречены эти остракоды, М. И. Мандельштам отнес к лейасу. Совместное нахождение видов рода *Darwinulla* отмечалось также в пермских отложениях Кузнецкого бассейна, в среднем карбоне Караганды и установлено М. И. Мандельштамом в нижнеюрских угленосных отложениях месторождения Таскумырсай в хребтах Каратау (Бер, 1958).

В скважинах Г-6 в интервалах 475—480 и 520—525 м и Г-4 на глубине 530—536 м, т. е. в верхней аргиллитовой толще чушкакульской серии, в темно-серых и черных аргиллитах с характерным раковистым изломом встречено большое количество неопределимых обломков пеллеципод, по-видимому, пресноводных.

Отложения чушкакульской серии вскрыты также опорной скважиной на п-ове Куланды. По данным М. А. Ясеновой и И. Я. Петровой, наиболее древние отложения чушкакульской серии, относимые ими к верхнему триасу, пройдены в интервалах глубин 1275—1305 м выше плоскости надвига и 2054—2140 м ниже ее. Они представлены светло-серыми и серыми песчаниками и алевролитами, причем выше надвига преобладают алевролиты, ниже — песчаники. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, алевролитистые, глинистые, с обуглившимися растительными остатками. Кластический материал песчаников состоит из зерен кварца (30—35%), полевых шпатов (10—15%), обломков кремнистых пород, глин, агрегатов разнозернистого кварца, эффузивов, пегматита (20%), мусковита, биотита и хлорита (10%). Изредка встречаются черные рудные и нерудные непрозрачные минералы. Зерна и обломки угловатые. Цемент песчаника тонкочешуйчатый, глинистый. Алевролиты состоят из зерен кварца (40—55%), полевых шпатов (15—30%), слюд (7—10%), аксессуарных минералов и обломков различных пород. В верхнем триасе по сравнению с нижележащими песчаниками верхней перми больше устойчивых титансодержащих и нерудных непрозрачных минералов и, наоборот, меньше слюд, черных рудных минералов и бурых окислов железа и почти совсем отсутствует эпидот.

И. Я. Петровой в интервале 1281,5—1285,5 м встречены редкие споры папоротниковых *Bracteolina proteae* Mal., *B. rotunda* Mal., *Cyclina glabra* Mal., *Rubinella media* Mal., *Exinella magnituberculata* Mal., *E. obducta* Mal., споры хвощевых *Quadrella plicata* Mal. и бобовидных *Monoletella media* Mal. Кроме спор обнаружены единичные зерна пыльцы хвойных и кордаитовых растений. Этот спорово-пыльцевой комплекс сопоставляется с комплексом, выделенным В. С. Малявкиной из верхнетриасовых отложений Приуралья.

Мощность отложений верхнего триаса (без учета углов падения слоев, достигающих 28—30°) равна 30 м выше плоскости надвига и 86 м ниже этой плоскости.

Нижнеюрская часть отложений чушкакульской серии пройдена в интервалах 1190—1275 и 1640—2054 м и связана постепенными переходами с их верхнетриасовой частью. М. А. Ясеновой и И. Я. Петровой в опущенном крыле надвига нижнеюрские отложения подразделены на три толщи (снизу вверх): песчаниково-галечниковую, аргиллито-песчаниковую и песчаниковую.

Нижняя (песчаниково-галечниковая) толща пройдена в интервале 1885—2054 м. Она сложена песчаниками с большим количеством галек и гравийного материала, с прослоями гравелита и реже темно-серых аргиллитов, алевролитов и угля. Песчаники серые, светло-серые, иногда с буроватым и зеленоватым оттенками, полимиктовые, слабо карбонатные, алевролитовые и глинистые, с галькой и гравием. Они состоят из

зерен полевого шпата (20—36%), плагиоклазов (5—10%), кварца (5—30%), обломков кремнистых пород (15—17%), кварцитов (8—16%), эффузивов (2—8%), углисто-кремнистых (3—5%), глинисто-кремнистых (3—20%) и кварцево-сланцевых (2—10%), углисто-сланцевых (5—15%). Большинство калиевых шпатов затронуты вторичными изменениями: наблюдается альбитизация, реже хлоритизация или преобразование в агрегаты чешуек гидрослюды. Гальки размером 0,5—5 см и более состоят из кремнистых и эффузивных пород и тонкозернистого сидерита. Цемент песчаников — мелкозернистый сидерит, доломит или глинисто-углистая масса. Гравелиты состоят из полуокатанных и угловатых обломков кремнистых, кремнисто-глинистых и других пород (45%), зерен калиевых полевых шпатов (20%), плагиоклазов (5%) и кварца (15%). Мощность песчаниково-галечниковой толщи (без учета углов падения пород — до 25—35°) 169 м.

Аргиллито-песчанниковая толща (1747—1885 м) сложена серыми, светло-серыми, темно-серыми с зеленоватым и буроватым оттенками и серыми, темно-серыми аргиллитами с редкими тонкими прослоями гравелитов и алевролитов. Песчаники полимиктовые, в низах толщи мелкозернистые, в верхах разнозернистые, слабо карбонатные, алевритовые и глинистые. Среди обломков, составляющих песчаники, встречаются зерна полевого шпата (20—35%), кварца (20—30%), обломки кварцевых, кремнистых (4—30%), эффузивных и магматических (3—15%) пород. Цемент карбонатный, сидеритовый либо глинистый, углистый, порового или пленочного типа. В песчаниках встречается галька сидерита. Аргиллиты алеврито-песчаные, сидеритизированные, с многочисленными растительными остатками и примазками углстого вещества, с зеркалами скольжения. Мощность аргиллито-песчанниковой толщи (без учета углов наклона слоев в 30—60°) 138 м.

Песчанниковая толща (1640—1747 м) состоит из серых, светло-серых, реже темно-серых с голубоватым и буроватым оттенками песчаников с редкими прослоями темно-серых, почти черных аргиллитов и алевролитов. Песчаники полимиктовые, мелко-, средне-, реже крупнозернистые, алевритовые, местами с тонкими миллиметровыми прослойками угля, с включением растительных остатков, с гравием и галькой сидерита, кварца и каолинита (размером от 1 мм до 5 см). Песчаники состоят из зерен кварца (32—70%), полевых шпатов (10—25%), кремнистых (2—20%), эффузивных (1—2%), глинистых (1—4%) и глинисто-кремнистых (1—2%) пород. Обломки плохо отсортированы, имеют угловато-окатанную, угловатую, реже окатанную форму. Цемент глинистый, местами доломитовый и сидеритовый. Углы наклона слоев: толщи 60—80°. Без их учета мощность песчанниковой толщи равна 107 м.

Выше плоскости надвига нижнеюрские отложения пройдены на глубине 1183—1275 м. Они представлены алевролитами и песчаниками, а в верхней части среди них появляются аргиллиты и глины. Песчаники серые, светло-серые, разнозернистые, слабо карбонатные, состоят из зерен кварца (35—60%), полевого шпата (30—35%), слюды и обломков кремнистых пород. Встречаются включения галек осадочных и изверженных пород. Алевролиты темно-серые, серые и светло-серые, глинистые, полимиктовые, слюdistые, слоистые. Аргиллиты темно-серые, почти черные, слоистые, алевритовые, сильно сидеритизированные, с растительным детритом. Породы нижней юры с несогласием перекрываются батскими отложениями. Углы наклона слоев нижней юры достигают 40°. Вертикальная мощность описанных отложений 92 м.

К. Е. Аристовой в интервале 1805—1999 м песчаниково-галечниковой толщи выделен спорово-пыльцевой комплекс, который характеризуется высоким содержанием пыльцы (30—60%) *Coniferae* древнего

облика, пыльцы *Ginkgo* (21—35%), несколько меньше содержится пыльцы *Bennettitales* (5—10%) и *Cycadaceae* (1,5—5%). В среднем пыльца голосемянных составляет 70—90%. Споры представлены *Coniopteris* sp., *Osmunda* sp., *O. jurassica* K.-M., *Lycopodium* sp., *Cheiropleuria bicuspis* Volkh., *Phlebopteris*, *Cibotium*, *Chomotriletes* sp., *Acanthotriletes* sp. Этот спорово-пыльцевой комплекс близок к раннеюрскому комплексу, выделенному Г. М. Романовской в районе Тургайской равнины.

В верхней части аргиллито-песчаниковой и в песчаниковой толщах в интервале 1695—1769 м К. Е. Аристова выделила комплекс, в котором доминирует пыльца голосемянных над спорами. Среди первых преобладает пыльца древних *Coniferae* (40—50%). Встречается пыльца *Ginkgo*—*Cycadaceae* (8—23%), *Cupressacites* sp. (3,6%), *Psophosphaera* (11,2%). Споры представлены *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Chomotriletes* sp., *Cyatheaceae*, *Coniopteris* sp., *Lophotriletes* sp., *Leiotriletes* sp., *Tromatozonotriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Acanthotriletes* sp. Данный спорово-пыльцевой комплекс имеет сходство с комплексами из лейасовых и рэт-лейасовых отложений Юго-Восточного Казахстана. Аналогичный комплекс выделен К. Е. Аристовой из нижнеюрских отложений, пройденных выше плоскости надвига.

Из пород в интервале глубин 1260—1264 м выделен спорово-пыльцевой комплекс, по мнению С. Н. Наумовой характерный для лейасовых отложений. В нем среди спор папоротникообразных преобладают *Dictyophyllum* sp., *Bernoullina* sp., *Danaeopsis* sp., *Dennstaedtia tubeensis* Volkh.; среди пыльцы беннеттитовых — *Bennettites medius* Volkh., гингковых — *Ginkgo typica* Naum., хвойных — *Piceites asiaticus* Volkh., *P. latens* Volkh., *Protopicea cerina* Volkh. и др. Близкий спорово-пыльцевой комплекс С. Н. Наумовой получен из пород с глубин 1789, 1835, 1949, 1974 и 1998 м.

В. А. Вахрамеевым в образце из интервала 1841—1845 м определены отпечатки листьев *Podozamites* sp. и *Pityophyllum nordenskioldii* Heeg. Эти отпечатки принадлежат растениям, имеющим широкий диапазон распространения — от верхнего триаса до конца юры.

Таким образом, основываясь на определении спор и пыльцы, возраст отложений чушкакульской серии, вскрытых Куландинской опорной скважиной, определяется как поздний триас — ранняя юра.

Общая мощность отложений чушкакульской серии, пройденных в поднятом крыле надвига, равна 122 м без учета наклона слоев и примерно 88 м с учетом углов падения. Вертикальная мощность чушкакульских отложений ниже плоскости надвига равна 500 м, а истинная около 350 м.

Северо-Устьуртская опорная скважина ниже почти горизонтально залегающих отложений нижнего бата на глубине 2289 м после резкого контакта вскрыла толщу пород, характеризующуюся иными условиями залегания и степенью уплотнения и относящуюся к чушкакульской серии. Эта толща сложена серыми и темно-серыми переслаивающимися между собой аргиллитоподобными глинами, песчаниками, алевролитами и реже сидеритами, слои которых наклонены под углом 44—75°. Преобладают глины (в разных частях толщи их содержится 48—70%), далее идут песчаники (17—33%) и алевролиты (7—22%). Глины аргиллитоподобные, обычно известковистые, иногда углистые, часто слоистые, с неровным изломом, с многочисленными зеркалами скольжения. Песчаники серые, светло-серые, реже зеленовато-серые, мелкозернистые, часто алевролитистые и глинистые, полимиктовые, редко известковистые. Алевролиты мелко- и среднезернистые, глинистые, полимиктовые, тонкослоистые. Сидериты тонкозернистые с трещинками, запол-

ненными кальцитом. Мощность прослоев сидерита достигает 0,35 м. По всей толще встречается большое количество углистых растительных остатков. Более подробная литологическая характеристика описываемой толщи приведена И. Г. Гринбергом и В. Н. Сухининым (1965).

По данным В. И. Муравьева, в верхней части толщи наблюдаются явления I зоны эпигенеза (раннего), в нижней — II зоны эпигенеза (позднего). В верхней части конформные структуры имеют зачаточную форму, в нижней явление конформности получает полное развитие, и здесь можно наблюдать нормальные кварцитовидные структуры. По всей толще отмечена повсеместная серицитизация.

Из материалов В. А. Атанасян (Гринберг, Сухинин, 1965) видно, что отложения чушкакульской серии от вышележащих пород средней юры мало отличаются по минералам тяжелой фракции. Они различны по минералам легкой фракции и особенно резко отличаются по рудным минералам. Так, кварца в описываемых породах обычно содержится 65—80%, редко менее 60%, а иногда до 90%. В вышележащих же породах его содержание достигает 30—45%, иногда поднимаясь до 50—60% и лишь в двух случаях — выше 80%. Полевых шпатов, наоборот, много (до 40—60%) в среднеюрских отложениях и относительно мало (2—15, редко 18—23%) в нижележащих породах. Среди рудных минералов в среднеюрских отложениях преобладает пирит (от 30 до 100%) и обычно отсутствует в породах чушкакульской серии (только отдельные прослои содержат его до 55%). Наоборот, ильменит (до 49—66%), гидроокислы железа (до 25—47%) и лейкоксен (от 5 до 29%) присутствуют в большом количестве в описываемых породах и редко встречаются (а лейкоксен даже вовсе отсутствует) в отложениях средней юры.

Из различных глубин пород чушкакульской серии С. Н. Наумовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором среди папоротников преобладают споры *Dictyophyllum* sp., *Danaea* sp., *Angiopteris* sp., *Coniopteris* sp., *Alsophila parvispinosa* Volkh., *Osmunda* sp., *Cyathea* sp., *Stenozonatriletes minor* Naum., *Chomotriletes* sp. Среди пыльцы гинкговых выделяются *Ginkgo typica* Naum. и *G. parva* (Naum.) Volkh. Встречается пыльца беннеттитовых, пыльца хвойных представлена *Araucaria* sp., *Protopinus subluteus* Volkh., *Protopodocarpus mollis* Volkh., *Walchiites* sp. Единично встречается пыльца хвойных с ребристым телом *Striatopinus* sp., которые особенно характерны для рэта. Найдена также пыльца кейтониювых. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс, по мнению С. Н. Наумовой, говорит о рэтском возрасте толщи. Он имеет большое сходство с комплексом, полученным из рэт-лейасовых отложений юга Шошкакольской мегантиклинали, но носит несколько более древний облик. Последнее в особенности относится к комплексу, обнаруженному с глубины 2707 м и до забоя (2830 м). Он сходен с комплексом, выделенным Э. А. Копытовой (1947) из норийской по возрасту курашасайской свиты верхнего триаса междуречья Урала и Илека. В частности, в комплексе появляются *Danaeopsis* sp. и крупные формы *Polypodites* sp.

В. С. Малявкина на основании проведенных ею спорово-пыльцевых исследований, а вслед за ней И. Г. Гринберг и В. Г. Сухинин (1965) в описываемой толще выделяют рэтский ярус (в интервале 2732—2821 м), а среди нижеюрской части — геттангский (2585—2732 м), синемюрский (2500—2585 м) и лотарингский (2437—2500 м) ярусы. Верхи чушкакульской серии (2290—2437 м) они относят к верхнему байосу.

В. А. Вахрамеев из пород интервала 2438—2518 м определил отпечатки внутренних полостей обрывков стеблей крупных хвощей типа

Neocalamites beanii В и п. б. и, видимо, *Equisetites arenaceus* J a g., которые указывают на рэт-лейасовый возраст вмещающих их пород.

Как видно, отложения чушкакульской серии, вскрытые Северо-Устюртской опорной скважиной, в основном принадлежат к рэт-лейасу, хотя возраст самых ее верхов и низов остается не совсем ясным. Не исключена возможность, что верхи относятся к более молодым горизонтам юры, а низы — к более древним слоям верхнего триаса.

Вертикальная вскрытая мощность пород чушкакульской серии в Северо-Устюртской скважине равна 541 м, а истинная мощность с учетом углов падения около 290 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Долгое время в Прикаспийской впадине отложения верхнего триаса были неизвестны. Это определялось тем, что в основном буровые работы проводились в присводовых частях куполов, где наблюдается сокращенный разрез мезозойских отложений. В последнее время при разбуривании глубоких межкупольных депрессий скважинами была вскрыта мощная толща сероцветных песчано-глинистых пород континентального происхождения, подстилаемых отложениями нижнего триаса и перекрытых породами средней юры. Наиболее широко она распространена в межкупольных депрессиях центральных районов междуречья Урала и Волги, где недавно выделена и описана под названием аралсорской свиты (Шаля, 1965).

Отложения аралсорской свиты вскрыты скважинами в Аралсорской (СГ-1, Г-2А), Мастексайской (П-28), Порт-Артурский (П-27-бис, Г-14, Г-15, Г-17 и др.) межкупольных депрессиях, а также на крутых крыльях куполов Ушкультас (Г-5, Г-9), Болганмола (Г-1), Акоба (Г-6) и др. В западных (скв. 31 Шунгай, Паромненская и Ленинская площади) и северных (скважины П-17 Куриловка, П-16 Орловка, площади Питерская, Таловская и др.) районах междуречья Урала и Волги аналогии аралсорской свиты пока неизвестны (рис. 47).

К востоку от р. Урал верхнетриасовые — нижнеюрские отложения обнаружены в районе оз. Индер, на куполах Южной Эмбы (Соколова, 1959; Соколова и др., 1961), а также в разрезе Хобдинской опорной скважины.

В западной части Прикаспийской низменности наиболее полный и мощный разрез аралсорской свиты вскрыт в верхнем течении р. Ащизек в Аралсорской межкупольной депрессии Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 и скв. Г-2. Здесь на терригенных отложениях с фауной сстракод баскунчакской серии нижнего триаса в интервале 2630—3260 м прослеживается сероцветная толща (до 630 м) аргиллитоподобных глин и аргиллитов, переслаивающихся с плотно сцементированными песчаниками и алевролитами.

Глины и аргиллиты темно-серые, почти черные, с темно-зеленым или сиреневым оттенком, изредка с вишнево-бурыми пятнами ожелезнения, очень плотные, в разной степени алевролитистые. Основная масса их сложена глинистыми минералами из группы гидрослюд и чешуями хлорита, как правило, взаимно и параллельно ориентированными, что придает породе сланцеватую текстуру.

Более светло окрашенные массивные песчаники и алевролиты имеют кварцево-полевошпатовый состав и содержат примесь слюд и обломков кремнистых пород. Обломочные зерна несут следы значительных эпигенетических изменений: кварц глубоко корродирован, полевые шпаты пелитизированы и частично хлоритизированы, слюды превращены в гидратированные расщепленные пакеты с новообразованиями

хлорита вдоль спайности. Изменен и цемент песчаников: по первичному глинистому материалу, обладающему обломочным строением, развиты длинночешуйчатые хлоритовые минералы и микроконкреции сидерита. Последние легко окисляются и неравномерно окрашивают породу в красно-бурые тона. Отмеченные изменения глин и песчаников характерны для ранней стадии глубинного эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1963), обусловленной в основном гравитационным давлением вышележащей трехкилометровой толщи пород.

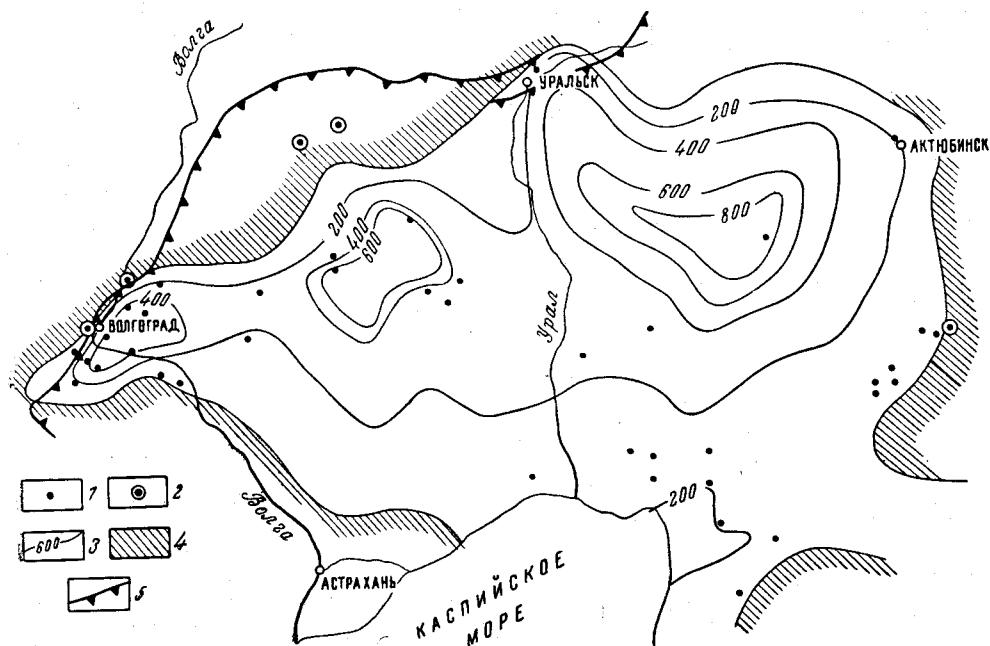


Рис. 47. Схематическая карта мощностей отложений аралсорской свиты
 1 — скважины, вскрывшие отложения аралсорской свиты; 2 — скважины без отложений аралсорской свиты; 3 — изопакиты (через 200 м); 4 — область отсутствия отложений аралсорской свиты и ее аналогов; 5 — бортовой уступ Прикаспийской впадины

Аргиллиты и особенно песчаники в обилии содержат обрывки фюзенизированных растительных остатков и линзовидные прослойки угля. В нижней части разреза Порт-Артурской скв. П-27-бис прослеживается пачка глин и песчаников (80 м) с тонкими пропластками угля кларенового типа.

По данным стандартного электрокаротажа, шламу и образцам керна, аралсорскую свиту в разрезе Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 можно подразделить на три пачки.

Нижняя пачка, вскрытая в интервале 3050—3260 м, представлена равномерным переслаиванием аргиллитов и песчаников. На электрокаротажной диаграмме ей отвечает резко дифференцированная кривая кажущегося сопротивления (КС) с отдельными пиками, имеющими сопротивление 8—10 ом·м. Значительная уплотненность пород и хлоритоглинистый цемент песчаников делают в целом толщу малопроницаемой, что отражается на кривой спонтанной поляризации (ПС) устойчивым развитием максимальных значений с редкими минимумами, повторяющимися через несколько десятков метров (рис. 48, см. вкладку).

Средняя пачка, вскрытая в интервале 2745—3050 м, сложена главным образом аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В основании прослеживается мощный пласт песчаных пород.

Кривая КС данной пачки имеет менее изрезанный облик, максимальные кажущиеся сопротивления не превышают 4—6 ом·м. На кривой ПС более четко прослеживаются минимумы, соответствующие песчаникам, по-видимому менее уплотненным, чем песчаники низов аралсорской свиты.

В составе верхней пачки, вскрытой в интервале 2645—2745 м преобладают аргиллитоподобные глины с обильным содержанием углефицированного детрита, переслаивающиеся с алевролитами. В основании пачки также прослеживается пласт хорошо проницаемых песчаников или песков, имеющих региональное распространение.

О возрасте аралсорской свиты можно судить исключительно на основании палинологических данных. В спорово-пыльцевом комплексе пород нижней пачки (Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1, интервал 3135—3260 м) преобладает пыльца голосемянных растений и споры папоротникообразных: *Marattiacea*, *Equisetites* sp., *Leiotriletes rotundus* N. f. *plicata* К.-М., *Zonotriletes laevigatififormis* N., *Sphaerina parvispinellata* Mal., *Calamoleiotriletes* Lub., *Azonaletes tenuis* Lub., *A. levis* Lub., *Circella rotata* К.-М., *Iunctella ovalis* К.-М. Этот комплекс, по мнению А. П. Морозовой, характерен для кейпера (Чарыгин и др., 1964).

В средней части разреза на границе средней и верхней пачек (интервал определений 3135—3027 м) появляются рэтские виды спор: *Auritulina angulata* Mal., *Cyclina glabra* Mal., *Coniopteris* sp., *Hausmannia*, *Leiotriletes alatus* К.-М., *L. pyramidalis* К.-М., *Patellina plicata* Mal., *Neocalamites punctata* Mal. Из этой же части разреза в скв. П-28 Мастексай (материалы треста «Уральскнефтегазразведка») В. В. Зауэр определены *Lebachia* sp., *Lebachites ritundapatella* Mal., *L. ovalipatella* f. *typica* var., *rimata* Mal., *Neocalamites quasiglabra* Mal., *Equisetallites subglabrata* Mal., *Marattiaceae*, *Palaeobietipites lebachiiiformis* Mal., *Podocarpus* sp., *Bullilina* sp.

Наиболее высокие горизонты аралсорской свиты (верхняя пачка в Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1) содержат, по данным Н. Н. Жильцовой (материалы ВНИИГаза), нижнеюрский спорово-пыльцевой комплекс. Среди пыльцы встречается пыльца группы *Saccata* с двумя воздушными мешками, среди которой были встречены типичные для лейаса *Dipterella latipes* f. *typica* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Quadraeculina anellaeformis* Mal., *Aliferina variabilis* Mal. Все перечисленные виды занимают в комплексе до 50%. Из других форм очень часто встречается пыльца саговников *Platyphila prologata* Donck. Безмешковая пыльца представлена *Aggerella bullulinaeformis* Mal. Среди спор преобладают споры папоротников *Triangulina spinosella* Mal., *Triquetrella minuscula* Mal., *Auritulina vulgaris* f. *typica* Mal., *A. trilateroides* f. *typica* Mal.

Мощность аралсорской свиты колеблется в значительных пределах. Она достигает наибольших значений в Порт-Артурской и Аралсорской межкупольных депрессиях (соответственно 780 и 630 м), но сокращается в Мастексайской межкупольной депрессии до 354 м, а на крутых крыльях купола Ушкультас до 320 м и менее (см. рис. 47). Изменения мощности отложений аралсорской свиты обусловлены размывом пород ее верхней пачки, которая, по-видимому, на куполах отсутствует. Кроме того, при сопоставлении разрезов свиты в межкупольных депрессиях обнаруживаются колебания мощности двух нижних пачек, обус-

ловленные либо внутриформационными размывами, либо первичными условиями осадконакопления.

В восточной части Прикаспийской низменности на восточном берегу р. Урал известны лишь нижние горизонты аралсорской свиты. По данным глубоких скважин в районе оз. Индер и купола Матенкожа над палеонтологически охарактеризованными известняково-глинистыми отложениями нижнего триаса залегает толща переслаивания темно-серых, изредка пестроокрашенных аргиллитов и более светлых полевошпатово-кварцевых песчаников и песков. Эти породы в обилии содержат обугленный растительный детрит, располагающийся параллельно слоистости. Сопоставление геоэлектрических разрезов (см. рис. 48) показывает, что к востоку от р. Урал присутствуют две нижние пачки аралсорской свиты.

На Южной Эмбе аналогом аралсорской свиты междуречья Урала и Волги, по-видимому, является толща зеленовато-серых глин и песчаников, которую Е. И. Соколова (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961) относит к рэту. Однако в составе ее спорово-пыльцевого комплекса наряду с преобладающими рэтскими формами встречаются рэт-лейасовые и поэтому не исключено, что эта толща имеет рэт-лейасовый возраст. По сравнению с отложениями аралсорской свиты междуречья верхнетриасовые — нижнеюрские отложения Южной Эмбы отличаются значительно меньшей мощностью (20—100 м) и содержат большее количество грубообломочных пород. Кроме того, в их составе совершенно отсутствуют аргиллиты. Сохранение первичного состава и структуры глин обусловлено гораздо меньшими глубинами залегания и соответственно меньшим эпигенезом пород.

На Подуральском плато, в его северной части, в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума на локальном максимуме Кандык в разрезе Хобдинской опорной скважины (по предварительным материалам треста «Актюбнефтеразведка») аналоги аралсорской свиты могут быть выделены в интервале 867—2005 м. Над фаунистически охарактеризованными красноцветными отложениями нижнего триаса эта скважина вскрыла толщу сероцветных переслаивающихся глинистых и песчаных пород (1105—2005 м) и толщу каолиновых песков (867—1105 м). В отличие от междуречья Урала и Волги, где отложения аралсорской свиты залегают на большей глубине, в разрезе Хобдинской опорной скважины преобладают глины, а аргиллиты появляются лишь в нижних горизонтах. Кроме того, отложения, вскрытые этой скважиной, значительно обогащены терригенными прослоями, представленными в основном песками. Глинистые разности имеют характерную темно-серую окраску с темно-зелеными или темно-бурыми оттенками, причем некоторые их прослойки пестро окрашены за счет бурых пятен ожелезнения. Глины зачастую приобретают полосчатый облик благодаря тонкому линзовидному переслаиванию с более светлыми алевролитами. Среди них встречаются прослой черных углистых тонкоплитчатых глин и аргиллитов с отпечатками листьев и стеблей растений. Пески и песчаники аралсорской свиты здесь светло-серые, полевошпатово-кварцевые, с мусковитом и обломками кремнистых пород, чаще с хлоритовым или каолиновым цементом, реже цемент их вторичный — кальцитовый. Размерность обломочных зерен меняется от слоя к слою: преобладают мелкозернистые разности, тесно связанные с алевролитами, но отдельные прослой сложены песками крупнозернистыми с кварцевым гравием. Как и в Аралсорской межкупольной депрессии, наиболее мощные пласты обломочных пород здесь приурочены к основанию пачек.

Большая по объему сероцветная толща разреза по данным О. П. Ярошенко (ГИН) в интервале 2000—1230 м на основании спорово-пыльцевого анализа, видимо, не одновозрастна. Нижняя часть ее содержит споры и пыльцу, описанные из различных подразделений триаса. Так, формы *Punctatisporites triassicus* Schulz. определены из среднего пестрого песчаника (Buntsandstein) Германского бассейна. *Illinites chitinoides* Klaus, *Verrucosisporites remyanus* Mädlер исследованы Медлером (Mädler, 1964) из верхнего пестрого песчаника (Röt) и нижнего раковинного известняка (Muschelkalk), распространение спор *Carnisporites mesozoicus* (Klaus) Mädlер отмечено в отложениях от нижнего раковинного известняка до верхнего кейпера Тюрингии (ГДР). Постоянно присутствуют *Aratrisporites* sp. sp., *Senftenbergiites* sp., *Ginkgocycadophytus* sp., *Gnetaceapollenites* sp., отмеченные и выше по разрезу. Для верхней части этой толщи в интервале 1600—1230 м наблюдаются, с одной стороны, компоненты, перечисленные в нижележащих горизонтах, с другой стороны, появляется значительное количество спор и пыльцы, описанных из кейперских отложений других районов. К последним относятся *Punctatisporites crassexinus* Mädlер, *Papillotriletes grandis* Mädlер, *Cyclogranisporites arenosus* Mädlер, выделенные Медлером из отложений нижнего кейпера Тюрингии; споры *Carnisporites telephorus* (Pautsch) Mädlер определены Пауч в кейпере Польши, Клаусом в карнийских отложениях Восточных Альп и Медлером в отложениях от нижнего до верхнего кейпера. Характерно появление большого количества спор *Aratrisporites parvoispinosus* Leschik, *Aratrisporites fischeri* Klaus, описанных Лешиком (Leschik, 1955) из тростникового песчаника (Schilfsandstein) Базеля (Швейцария), Клаусом (Klaus, 1960) из карнийских отложений Восточных Альп (Австрия), а также спор *Leschikisporise aduncus* (Leschik) Pot., прослеженных в нижнем и среднем кейпере Тюрингии. Кроме того, встречены формы *Minutosaccus* sp., *Umbrosaccus* sp., *Chordasporites* sp. и др., отмеченные в комплексах с пестрого песчаника до кейпера Тюрингии. Такой неоднородный состав спор и пыльцы большей, нижней части сероцветной толщи не позволяет однозначно решить вопрос о возрасте. Можно лишь предположительно комплекс интервала 1600—1230 м сопоставить с комплексом нижнего кейпера Тюрингии.

Что касается верхней части разреза 1116—873 м, то отложения ее характеризуются новым комплексом спор и пыльцы, который не был встречен в нижележащих горизонтах. Большинство характерных форм *Kraeuselisporites* sp., *Camaronosporites rudis* (Leschik) Klaus, *Lycopodiacidites kuepperi* Klaus, *Zebbrasporites corneolus* (Leschik) Klaus, *Ovalipollis* sp., *Stereisporites* sp. sp. описано из отложений тростникового песчаника Базеля и карнийских отложений Восточных Альп. В этом комплексе присутствуют в значительных количествах споры *Leiotriletes* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Concavisporites* sp., *Chasmatosporites* sp., описанные Нильсоном из рэт-лейасовых отложений Швеции (Nilsson, 1958). Последние преобладают в спектре горизонта 873 м наравне со спорами *Kyrtomisporis speciosus* Mädlер, описанными из верхнего рэта Гота (ГДР). Все это позволяет отнести интервал 1116—873 м в целом к верхнему триасу, а горизонт 873 м, возможно, к рэту или рэт-лейасу.

Таким образом, в разрезе Хобдинской опорной скважины выше нижнетриасовых отложений выделяются толща переслаивания сероцветных глин и песков в большей своей части поздне триасового возраста и толща песков поздне триасово-лейасового возраста. В восточных районах впадины, основываясь на большом количестве палиноло-

гических данных, толщу светлых песков датируют ранней юрой (Посадская, 1965). По-видимому, на междуречье Урала и Волги толща каолиновых песков частично замещается песчано-глинистыми сероцветными породами, а частично размыта — там аралсорская свита перекрыта отложениями байоса (рис. 49).

Следы верхнетриасовых отложений можно найти также и в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины. На куполе Кенкияк скв. Г-32 вскрыла пачку (40 м) темно-серых аргиллитов, переслаивающихся с песками, в которых Л. Поземова определила верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс. В отличие от внутренних районов Прикаспийской впадины в ее восточной прибортовой части эти отложения имеют локальное распространение.

Приведенный материал показывает, что в центральных и восточных районах Прикаспийской впадины широко распространены сероцветные терригенно-глинистые отложения верхнего триаса — нижней юры. Это континентальные осадки аллювиально-озерной равнины с теплым влажным климатом. По имеющимся в настоящее время данным, максимальные мощности этих образований приурочены к междуречью Урала и Волги и к зоне Хобдинского регионального гравитационного максимума.

Возрастной объем этой мощной серии отложений недостаточно ясен. Большая по мощности нижняя часть аралсорской свиты повсеместно и однозначно датируется поздним триасом. Возраст верхних горизонтов свиты определяется как поздний триас — лейас. Установление истинных объемов отложений верхнего триаса и нижней юры в разрезе аралсорской свиты на основании палинологических данных принципиально невозможно. Рассмотренные отложения составляют единый комплекс сероцветных образований поздне триасового — раннеюрского времени, отвечающих моменту интенсивного прогибания юго-восточной окраины Русской платформы, последовавшего за поднятием всей территории в конце среднего триаса.

Интересно проследить распространение аналогов аралсорской свиты и далее на юго-восток, вне пределов Русской платформы. Сравнивая вещественный состав, фациальный облик и степень эпигенетических изменений пород, насыщенность их органическим веществом, заключенные в них спорово-пыльцевые комплексы, характерные для позд-

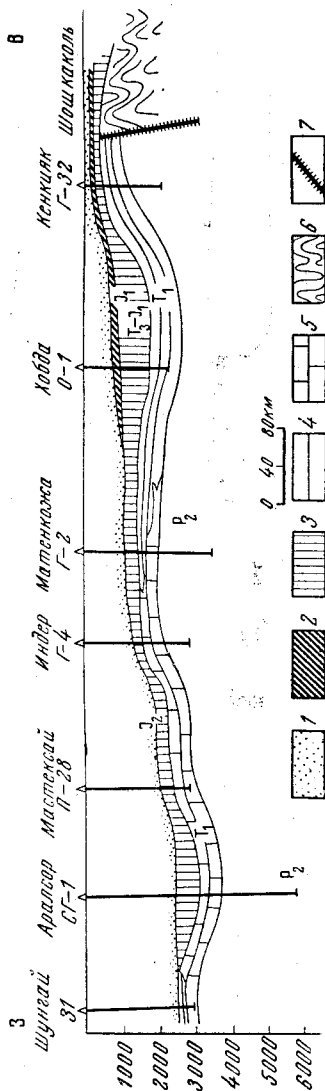


Рис. 49. Принципиальный схематический профиль условий залегания аралсорской свиты
 1 — средняя юра; 2 — нижняя юра; 3 — аралсорская свита верхнего триаса — нижней юры; 4 — нижний триас (терригенные породы); 5 — нижний триас (известняки); 6 — подсолоневые отложения; 7 — предполагаемые разломы и флексуры

него триаса — ранней юры, аралсорскую свиту можно сопоставить с чушкакульской серией (верхний триас — нижняя юра) платформенного чехла периферии Мугоджар, Чушкакульской мегантиклинали и Северного Устюрта, мощность которой превышает 1000 м (Гарецкий, 1959, 1962; Гарецкий и др., 1963).

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

Орь-Илекская возвышенность

На Орь-Илекской возвышенности, как и на всей громадной территории от Енисейского кряжа до Урала и Тянь-Шаня, распространена древняя триасово-юрская кора выветривания. Как и на всей Урало-Сибирской эпипалеозойской платформе, на Орь-Илекской возвышенности кора выветривания приурочена к пенепленизированной поверхности складчатого палеозойского основания и перекрыта осадками платформенного чехла (Разумова, Херасков, 1963). Маломощные элювиальные горизонты встречаются и на поверхности размыва внутри осадочного покрова, но роль их не столь велика.

Триасово-юрская кора выветривания на Орь-Илекской возвышенности в настоящее время уже в значительной степени размыта и сохранилась главным образом на широких водораздельных площадях. Здесь с областями ее развития связаны месторождения ряда полезных ископаемых: никелевых и кобальтовых руд, железных руд, бокситов, каолинов, отбеливающих земель, минеральных красок и магнезитов.

В области водоразделов кора выветривания выходит непосредственно на поверхность или перекрыта осадками мезо-кайнозойского возраста. В Орском грабене она подстилает отложения рэт-лейаса и юрскую угленосную толщу (Разумова, 1963), а в других частях района срезана под один гипсометрический уровень морскими осадками мелового и эоценового возраста. В наиболее приподнятых осевых частях водораздела покров морских осадков размыт и в отпрепарированные эрозией остаточные карманы коры выветривания врезаны котловины, выполненные континентальными олигоценowymi и неогеновыми отложениями, представленными в нижних горизонтах переотложенными продуктами коры выветривания.

Древняя кора выветривания вместе с продуктами ближнего размыва представляет собой закономерный парагенезис пород, выделяемый в настоящее время в самостоятельную формацию — формацию коры выветривания (Казаринов, 1958; Разумова, Херасков, 1963 и др.).

Распространение и морфология

В пределах Орь-Илекской возвышенности кора выветривания распространена очень неравномерно. На севере территории она не опускается ниже отметки 300—350 м. Этот уровень приблизительно совпадает с краем приподнятого пенеплена, что особенно хорошо видно в верховьях мелких рек, впадающих в р. Урал (реки Киргильды, Эбеты, Косагаш, Колдымбай и др.), а также по рекам бассейна р. Жаксыкаргала. В пределах пенеплена кора выветривания местами уничтожена главным образом действием абразии мелового моря. Во многих обнажениях хорошо видно, как базальный конгломерат меловой трансгрессии ложится непосредственно на свежие породы. В дру-

гих участках, где кора выветривания слагала глубокие карманы, чехол ее достаточно хорошо сохранился. Более детальное изучение отдельных пятен коры выветривания показывает, что в нее врезаны большие ложбины, выполненные палеогеновыми и неогеновыми глинами и песками. Все это создает крайне неравномерное распределение участков, сложенных корой выветривания. Большие и практически наиболее интересные площади ее распространения приурочены к Кемпирсайскому гипербазитовому массиву, породы которого во многих местах на большую глубину сильно изменены.

На юге Кемпирсайского массива плащ коры выветривания еще более расширяется и прерывистыми пятнами покрывает значительные площади как по внешнему контакту гипербазитов, так и в центральной части района их распространения. Наиболее значительные выходы коры выветривания на юге массива встречаются выше отметки 450 м, но в других случаях спускаются до 400 м и ниже. Отметим пятна коры выветривания на водоразделе рек Тыгаш, Шандаш и Тассай, к востоку от пос. Степного и обширное поле на водоразделе рек Кызылкаин и Акжар, к северу от пос. Донского. В районе пос. Донского известные хромитовые месторождения частично расположены в пределах площадей, занятых корой выветривания (Филимонова и Кофанов, 1941).

Севернее Кемпирсайского массива к востоку от пос. Херсон кора выветривания отдельными пятнами выступает из-под покрова меловых и палеогеновых отложений. Здесь она развита на серпентинитах и породах ордовика и каляинской свиты рифея.

На запад от массива под покровом меловых отложений кора выветривания почти не сохранилась. На восток от Кемпирсайского массива область распространения коры выветривания протягивается вплоть до Орского грабена, вдоль которого палеозойские породы, а с ними и кора выветривания уходят на большую глубину. Кора выветривания развита на метаморфических сланцах, кремнистых сланцах и эффузивах силура и девона. Кроме того, известны элювиальные горизонты и среди пород осадочного покрова.

Далее на восток вдоль левого берега р. Орь кора выветривания почти не сохранилась. В пределах указанной площади отмечены лишь отдельные выходы продуктов выветривания диабазов.

Поверхность коры выветривания в зависимости от характера покровных отложений то более или менее ровная — абразионная, то неровная, связанная с эрозионной сетью. Относительно ровная поверхность соответствует подошве морских меловых отложений. Напротив, кайнозойские аллювиальные, озерные и делювиальные образования обычно выполняют в коре выветривания более или менее глубоко врезанные карманы, впадины и котловины, в смягченном виде повторяющие поверхность подземного рельефа основания коры. Сходный рельеф кровли коры выветривания развит и на участках, перекрытых юрскими угленосными отложениями. Там, где продукты выветривания выходят на поверхность, почва часто приобретает ту или иную яркую окраску, свойственную рыхлым продуктам выветривания, и нередко растрескивается, образуя столбчатую отдельность; помимо этого, часто наблюдаются бугорки вспучивания, описанные Е. В. Рухиной (1939).

Подошва коры выветривания в отличие от кровли всегда представляет собой очень сложную поверхность, состоящую из чередования выступов и впадин (Разумова и др., 1963), обычно ориентированных в одном или нескольких направлениях. Амплитуда колебаний подошвы коры выветривания на коротких расстояниях достигает 10—20 м и более. Изучение трещиноватости пород показало, что процессы выветривания следуют определенной системе трещин. Так, на никеле-

вых месторождениях восточного контакта массива Н. П. Херасковым установлено, что процессы выветривания идут избирательно вдоль трещин, совпадающих с магматической полосчатостью.

Большое влияние на структуру коры выветривания оказывают и зоны развалцевания, но их роль учеть трудно. Такие зоны постоянно наблюдаются в серпентинитах в контакте с габбро-диабазовыми дайками. Поэтому вдоль каолинизированных габбро-диабазовых жил мы постоянно встречаем карманы, выполненные охрами и нонтронитами. Образование таких карманов, вдоль зон с повышенной трещиноватостью можно видеть и среди сланцев, например по р. Шошка к западу от пос. Лушники. Мощные карманы имеются и в контакте серпентинитовых тел с вмещающими породами. Появление таких карманов также обусловлено повышенной трещиноватостью пород вдоль контакта, иногда осложненного разрывными нарушениями. Многие никелевые месторождения представляют собой такого рода нонтронитовые карманы, что впервые было установлено М. А. Цибульчиком. Повышенное содержание в приконтактных нонтронитовых карманах никеля и никелевых силикатов, возможно, обусловлено присутствием в первичном субстрате никелевых сульфидов.

Интенсивность процессов выветривания определяется не только степенью трещиноватости пород, но зависит также и от их петрографического состава. Поскольку образование рыхлых продуктов выветривания связано с процессами выщелачивания и гидролиза, сопровождающимся резким изменением объема пород, в рыхлых элювиальных толщах нередко наблюдаются просадки (суффозионный карст). Просадки на месте мощных карманов коры выветривания, видимо, определяли и мелкие ложбины стока. Этим, по-видимому, объясняется и приуроченность углублений, выполненных третичными глинами, к карманам коры выветривания. Явления проседания проявляются также в деформации включенных в глинистую массу мелких каолинизированных даек габбро-диабазов, в смещении друг относительно друга глыб слабо выветрелых пород, в раздроблении и смещении прожилков опала и др. Под влиянием просадок местами, по-видимому, происходит и деформация охристо-глинистых масс, о чем свидетельствуют постоянно наблюдающиеся зеркала скольжения, имеющие в отличие от тектонических плоскостей неправильно изогнутую поверхность.

Мощность коры выветривания даже в тех случаях, где она сравнительно мало размыта, очень непостоянна. Обычно мощность не превышает 10—20 м, но в раздробленных зонах рыхлые продукты выветривания прослеживаются иногда на глубину порядка 50—100 м.

Строение коры выветривания

Кора выветривания представляет собой весьма своеобразный литологический комплекс. В основном это рыхлые охристые, охристо-глинистые и глинистые образования, сохранившие структуру материнских пород, переходящих с глубиной в неизменные породы. Для кор выветривания всех пород характерна более или менее ясно выраженная вертикальная зональность, заключающаяся в последовательной смене свежих пород вверх по разрезу все более и более разложившимися. Состав этих зон меняется с изменением петрографического состава пород и может значительно видоизменяться в зависимости от типа выветривания и от последовательности наложения разновозрастных, различных по характеру процессов выветривания. Некоторое разнообразие и осложнение в разрезы коры выветривания вносят про-

дукты цементации, связанные с привнесом компонентов, освободившихся в процессе выщелачивания самих пород или привнесенных извне.

Если зона цементации возникла в процессе формирования основного профиля коры выветривания, то минерализованные горизонты располагаются в соответствии с зонами профиля. Если же процесс минерализации протекал значительно позднее, то вторично минерализованные породы залегают в профиле азонально, переходя из одного горизонта в другой, захватывая нередко материнские породы и покровные отложения. Наиболее интенсивно минерализованы продукты выветривания гипербазитов.

Чрезвычайно существенно, что продукты выветривания, образовавшиеся при одной физико-географической обстановке, с изменением ее становились неустойчивыми и испытывали новые минеральные преобразования.

Глинистые продукты выветривания с характерными для них мутабильными соединениями значительно легче поддаются воздействию агентов выветривания, чем свежие породы. Поэтому возникшая кора выветривания становится местом развития все новых и новых процессов преобразования, аналоги которых не всегда могут быть прослежены в свежих породах.

Возраст и типы профилей разновозрастных кор выветривания Орской депрессии

Возраст коры выветривания Южного Урала и Орь-Илекской возвышенности определяется как доюрский или триаство-юрский на основании того, что к северу от р. Урал в Халиловском районе, а также на левобережье р. Орь кора выветривания покрывается юрскими угленосными отложениями (Безруков и Яншин, 1934, 1937; Петренко, 1938; Хабаков, 1935, 1941; Никифорова, 1948 и др.).

В последние годы в Орской депрессии было установлено, что выветрелые палеозойские породы подстилают отложения рэт-лейаса и что процессами выветривания захвачены и сами рэт-лейасовые отложения. Аналогичная картина наблюдается в Челябинском буроугольном бассейне. Эти наблюдения уточняют возраст коры и говорят о том, что главный этап ее развития приурочен к границе юры и триаса.

В Орской депрессии основной профиль коры выветривания сформировался уже в позднем триасе. Это доказывается тем, что в районе пос. Романколь под отложениями рэт-лейаса вскрыт хорошо развитый латеритный профиль диабазовых пород. По А. Г. Черняховскому (1963), разрез (сверху вниз) следующий:

	Мощность, м
1. Вторично обеленные, обогащенные гиббситом каолины	0,5
2. Красные и пестроокрашенные ломкие глинистые породы, образованные выщелоченными и окисленными гидрохлоритами	16
3. Темно-зеленые хлоритизированные диабазовые порфириды	15,8
4. Выветрелые, сильно трещиноватые (темно-зеленые) диабазовые порфириды с сетью кальцитовых жил	—

Процесс разложения диабазовых порфиритов заключается в гидратации хлоритов, выщелачивании цеолитов и монтмориллонитизации и последующей каолинизации плагиоклаза. В верхних горизонтах профиля происходит разложение гидрохлоритов с выделением гематита и гиббсита.

Однако в слабо измененном виде латеритный профиль сохранился только под отложениями рэт-лейаса. Породы латеритного профиля, за-

легающие под среднеюрскими угленосными отложениями, несут уже ясные следы последующих преобразований: как породы латеритного профиля, так и покрывающие их лептохлоритовые глины рэт-лейаса, залегающие под базальными горизонтами средней юры, превращены в белый каолиновый элювий (Черняховский, 1963). Интересно отметить, что при этом процессе гиббсит латеритного профиля сохраняется без изменения. Далее на размытом латеритном профиле, перекрытом более высокими горизонтами среднеюрской толщи, развит уже иной элювий — зеленый ферримонтмориллонитовый. Микроскопическое изучение А. Г. Черняховским ферримонтмориллонитового элювия, вскрытого скважинами в районе р. Катынадыр, показало, что процессом монтмориллонитизации изменена гидрохлоритовая зона поздне триасовой коры выветривания диоритов. В соответствии с этим профиль ферримонтмориллонитовой коры выветривания состоит из двух зон: зоны дезинтеграции, унаследованной от латеритного профиля, и зоны новообразованной, ферримонтмориллонитовой.

В средней юре ферримонтмориллонитовый элювий, как и продукты более древнего выветривания, оказались погребенными под мощной толщей угленосных отложений. Поэтому в конце средней юры, когда осадконакопление прекратилось, новый элювий развивался уже на осадках средней юры. Элювий среднеюрской толщи красноцветный, гидрослюдистый, мощностью до 10 м и более. Выветрелая зона сложена глинами и алевритами, окрашенными в пестрые и красные тона, а углистые прослои превращены в сажу. Процесс выветривания, по А. Г. Черняховскому (1963), заключается в гидратации слюд с выделением окислов железа. В урочище Кызылсай красноцветный элювий перекрыт неокомом. Следовательно, время образования пестроцветного гидрослюдистого элювия падает на позднюю юру.

На Кемпирсайском гипербазитовом массиве кора выветривания широко развита на серпентинитах, габброидах и такситах приконтактного комплекса. Кора выветривания носит красноцветный характер и, по-видимому, также имеет триасово-юрский возраст. Наиболее древними породами, перекрывающими кору выветривания на Кемпирсайском массиве, являются бокситоносные отложения среднего альба Восточно-Кемпирсайского никелевого месторождения.

Кора выветривания серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива

Кора выветривания серпентинитов характеризуется следующим разрезом (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Охры красные и бурые, полосчатые	5—10
2. Нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты — оливково-зеленые восковидные глинистые породы	10
3. Осветленные выщелоченные серпентиниты (содержат 13—23% MgO против нормальных серпентинитов, содержащих MgO 36—40%), в верхних горизонтах опализованные	10
4. Серпентиниты, в верхних горизонтах обогащенные гнездами и жилами магнезита	—

Минералогически процесс разложения серпентинитов характеризуется следующими преобразованиями: хризотил → выщелоченный хризотил → нонтронит → гематит и гётит (с пониженным содержанием MgO). Начальный процесс разложения серпентинитов, протекающий с образованием осветленных выщелоченных серпентинитов, обусловлен выносом главным образом MgO, за счет которого и обра-

зуются отмеченные в нижних горизонтах профиля гнезда и жилы магнетита.

Значительно более сложен процесс нонтронитизации. С химической точки зрения этот процесс характеризуется окислением железа и выносом из серпентинита наряду с магнием значительных количеств кремнезема; при этом железо остается в силикатной форме. Часть кремнезема фиксируется в выщелоченных породах в виде гнезд, прожилков и пятен опала. Превращение существенно магнитного силиката в железистый, по-видимому, обусловлено остаточным накоплением окисного железа. Это доказывается как сильной деформацией включенных в нонтрониты каолинизированных габбро-диабазовых даек, так и исчезновением в процессе нонтронитизации первичной микроструктуры серпентинитовых пород.

Процесс обохривания нонтронитов связан уже с полным разрушением силикатной решетки. Кремнезем целиком выносится и на месте остаются лишь гидроокислы железа. Реликтовый характер охры отчетливо проявляется в ее пористости, а полосчатость охр, по-видимому, связана с явлениями оседания и уплотнения пористой массы. Химические анализы охр свидетельствуют о присутствии в породе свободных гидратов глинозема. Однако микроскопически минералы глинозема не установлены, поэтому можно думать, что глинозем входит в состав породообразующих минералов — гематита и гётита.

Зоны нонтронитового профиля коры выветривания гипербазитов не являются зонами единого профиля, возникшими одновременно при одних и тех же физико-географических условиях, а образовались в триасово-юрское время в результате изменений климата во времени.

Разновозрастность процессов выщелачивания, нонтронитизации и обохривания вытекает из особенностей морфологии нонтронитового профиля. В разрезах коры выветривания можно видеть, что процесс нонтронитизации начинается на разных стадиях процесса выщелачивания, иногда даже почти на свежих серпентинитах. Точно так же охры могут целиком съедать нонтронитовую зону и спускаться вплоть до выщелоченных пород. В связи с этим границы свежих серпентинитов с выщелоченными, выщелоченных серпентинитов с нонтронитами и нонтронитов с охрами идут далеко не параллельно друг другу. Эта особенность заставляет рассматривать процессы выщелачивания, нонтронитизации и обохривания как самостоятельные, последовательные процессы.

Образование охр из нонтронитов происходило одновременно с образованием красных каолинов на габброидах и габбро-диабазлах. Поэтому охры нонтронитового профиля серпентинитов нельзя считать эквивалентом красноцветного гиббситоносного горизонта латеритного профиля поздне триасовой коры выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии.

Время формирования отдельных зон нонтронитового профиля точно не установлено. Вполне вероятно, что образование нонтронитов происходило в юрское время одновременно с формированием ферри-монтмориллонитового элювия на гидрохлоритовом элювии поздне триасовой коры выветривания диоритов Орской депрессии (табл. 7).

Таким образом, по мнению автора, зональное строение коры выветривания гипербазитов связано не со строением профиля, при постоянных физико-географических условиях (Гинзбург и Савельев, 1939), а обусловлено изменениями климата во времени.

Кроме процессов минерализации, одновременных с основным процессом выветривания (опализация и отложение магнетита),

Изменения триасово-юрских профилей кор выветривания основных и ультраосновных пород Орь-Илекской возвышенности

Район	Орский грабен (по Черняховскому, 1963)		Кемпирсайский гипербазитовый массив		
Возраст коры выветривания	Позднетриасовая	Конец лейса-начало бата	Триасово-юрский		
Покрывающие кору выветривания породы	Рэтские отложения с обломками гиббситизированных пород	Средние горизонты средней юры с обломками выветрелых и гиббситизированных пород	—		
Зоны профиля коры выветривания	Гиббсито-каолинитовая зона 0,5 м Красноцветная зона выщелоченных и окисленных гидрохлоритов 16 м	—	Малиново-красные каолины и вишнево-красные мумии до 5—10 м	Полосчатые каолины малиновой и сиреневой окраски 3—10 м	Красные полосчатые охры до 5—10 м
	Глинистая каолинитогидрохлоритовая зона 15,8 м	Зелено-серый ферримонтмориллонитовый элювий 16 м	Зеленовато-серый ферримонтмориллонитовый элювий 4—5 м	Зеленовато-белые полосчатые породы ферробейделлитового состава 5—6 м	Оливково-зеленые нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты до 10—20 м
	Зона дезинтеграции (или гидратизированных хлоритов)	Зона дезинтеграции (или гидратизированных хлоритов) 2 м	Побурелые мало измененные габбро-диабазы 0,5 м	Мало измененные габбро-амфиболиты 0,5 м	Осветленные выщелоченные серпентиниты до 5—20 м
Материнские породы	Хлоритизированные диабазовые порфириты	Хлоритизированные диориты	Габбро-диабазы	Габбро-амфиболиты	Черно-зеленые серпентиниты

основной триасово-юрский нонтронитовый профиль выветривания серпентинитов нередко осложнен более молодыми, наложившимися процессами. Среди последних наиболее существенное значение имеет процесс окремнения. Этот процесс местами настолько интенсивно преобразует первичный профиль коры выветривания, что для серпентинитов обычно выделяется наряду с нонтронитовым профилем и профиль окремненных пород. Особенно широкого распространения кремнистые породы достигают на юге Кемпирсайского массива.

Вопросы генезиса и времени образования окремненных (силицифицированных) пород до последнего времени вызывали дискуссии (Алешков, 1941; Гинзбург, 1946; Корин, 1952; Разумова, 1956 и др.).

На Кемпирсайском гипербазитовом массиве установлено три типа кремнистых пород: 1) парагенетически тесно связанные с доломитизированными серпентинитами; 2) ассоциирующие с карбонатизированными серпентинитами, имеющие среднеолигоценый возраст, и 3) бурые кремнистые (кремневидные) серпентиниты, подстилающие морские кампанские отложения.

Окремненные породы первого типа достигают наибольшей мощности и залегают в нонтронитовом профиле азонально. Они то покрывают нонтрониты, то подстилают их, местами переслаиваются с ними или, наконец, в некоторых случаях залегают под слоем выщелоченных серпентинитов. Там, где окремненные серпентиниты залегают на выщелоченных серпентинитах, последние обычно сильно доломитизированы. Отметим, что еще А. П. Карпинский (1891) указывал, что окремненные породы Урала являются продуктом метасоматического замещения первоначально карбонатизированных пород. Главным образом кремнистые породы развиваются по выщелоченным и доломитизированным серпентинитам, но в некоторых случаях окремнению подвергаются нонтронитизированные серпентиниты или даже нонтрониты. В этом случае образуются кремнистые стяжения конкреционного типа (месторождение Кемпирсай-Бугор). При большей интенсивности процесса происходит почти полное превращение серпентинитового вещества в агрегат кварца, халцедона и бурых окислов железа. Количество кремнезема может доходить до 82%. Относительно молодой возраст кремнистых пород устанавливается на основании их азонального положения в нонтронитовом профиле и в результате того, что окремненные породы образуются за счет любых пород нонтронитового профиля вплоть до магнезитоносных серпентинитов, слагающих «корни» коры выветривания. Следовательно, приходится предполагать, что глинистые продукты выветривания были предварительно частично размыты и только после этого подвергались доломитизации и окремнению. Мощность окремненных и доломитизированных пород достигает местами 10—15 м (месторождение Кемпирсай-Бугор).

Процесс окремнения в отличие от процессов нонтронитизации и обохривания не является процессом разложения серпентинитов (Гинзбург и Савельев, 1939; Гинзбург, 1946; Савельев, 1941; Корин, 1952), а представляет собой сложный процесс, связанный с привнесом новых компонентов (CaCO_3 и SiO_2) и явлениями метасоматоза (Разумова, 1945). С этим процессом, по-видимому, связаны миграция никеля и образование никелевых силикатов типа гарниерита и ревинскита как в самих окремненных серпентинитах, так и во вмещающих породах. Окремненные серпентиниты благодаря значительной стойкости к процессам размыва обычно слагают бугры, гряды, реже возвышенности неправильной формы и языками спускаются в понижения, где перемежаются с нонтронитами.

Возраст окремнелых и доломитизированных серпентинитов точно не установлен. Но Н. П. Херасковым в процессе региональной геологической съемки было установлено, что пространственно они тесно связаны с областями распространения переотложенных нонтронитов, содержащих валуны и гальку железистого бобовника.

Для второго типа установлено, что процессы окремнения имели место в среднем олигоцене, так как на восточном участке Батамши в основании среднеолигоценых песков постоянно встречаются огромного размера гнезда карбонатизированных окремнелых (и иногда опализированных) серпентинитов и нонтронитов, а сами пески содержат караваи и глыбы (размером до 2—3 м в диаметре) кремнистых и известняковых песчаников, обломки опализированных стволов деревьев и псевдоморфозы никелевых силикатов (типа гарниерита) по растительным остаткам. Горизонт окремнения основания среднего олигодена также тесно связан с переотложенными нонтронитами (в основании переотложенных каолинов и охр его нет), но кремнистые породы ассоциируют в данном случае не с доломитизированными, а с карбонатизированными серпентинитами. Несмотря на эти различия, не исключено, что и кремнистые породы первого типа имеют также среднеолигоценый возраст.

Горизонт окремнения основания среднего олигодена, по-видимому, возник под влиянием кремнистых растворов, образующихся в процессе перемива нонтронитового элювия с образованием бейделлитовых глин. Мощность кремнистого горизонта достигает здесь 1—1,5 м.

Наконец, в третьем типе значительной мощности процесс окремнения, по-видимому, достиг в мелу, так как на юге Кемпирсайского массива по балке Жалгызагаш около пос. Сусановки на протяжении нескольких километров под базальным галечником кампана залегает тонкая (5—10 см) корка бурого окремнелого серпентинита. Очевидно, процесс окремнения на юге Кемпирсайского массива непосредственно предшествовал меловой трансгрессии или сопровождал накопление кампанских отложений.

Другим мощным наложенным метасоматическим процессом является процесс бейделлитизации (Разумова, 1963). Особенно четко этот процесс выражен в краевых частях Батамшинской депрессии, выполненной континентальными отложениями олигоценового и миоценового возраста. Здесь процесс бейделлитизации наложился на сильно размытый профиль коры выветривания гипербазитов. Поэтому в зависимости от эрозионного среза измененными оказались породы различных горизонтов профиля: красные полосчатые охры, нонтрониты, а местами даже выщелоченные серпентиниты. Там же, где нонтрониты перекрыты бобовыми железняками верхнего олигодена, в пестроцветную бейделлитовую глину превращен и этот горизонт осадочной покровной толщи. Мощность бейделлитизированных пород достигает 5—7 м.

Возраст процесса бейделлитизации датируется второй половиной позднего олигодена. Это доказывается тем, что бейделлитизированы как продукты выветривания серпентинитов, так и покрывающие их бобовые железняки наурзумской свиты верхнего олигодена. Наиболее резко процесс бейделлитизации выражен на нонтронитизированных серпентинитах. Разрез измененной элювиальной толщи следующий (сверху вниз):

Мощность, м

1. Красно-бурые гематито-ферримонтмориллонитовые глинистые породы с прожилками голубовато-серого бейделлита. В петлях бейделлитовой сетки иногда стяжения плотного красного железняка ореховатой структуры . . . 1—1,5

Мощность, м

- | | |
|---|------|
| 2. Осветленные, пигментированные окислами железа монтмориллонитизированные нонtronиты | 0,5 |
| 3. Оливково-зеленые, восковидные нонtronиты с прожилками и сажистыми выделениями асболана | до 1 |

Процесс монтмориллонитизации нонtronитов начинается с трещин отдельности и постепенно охватывает всю массу породы. Процесс этот протекает с привнесом алюминия. Одновременно выносятся железо, магний и никель. В процессе монтмориллонитизации нонtronиты из оливково-зеленой восковидной породы превращаются в зеленовато-серую вязкую глину ферримонтмориллонитового состава. Процесс монтмориллонитизации заключается в замещении в решетке нонtronита окисного железа глиноземом. В соответствии с этим в породе содержание Fe_2O_3 убывает с 24,47 до 5,58%, а содержание глинозема возрастает с 3,58 до 19,54%. При дальнейшем развитии процесса ферримонтмориллонит, образовавшийся по нонtronиту, постепенно вдоль трещин замещается голубовато-серым «бейделлитом», представляющим смесь ферримонтмориллонита, дисперсного плохо кристаллизованного каолинита и хлорита. Никель, освобождающийся при монтмориллонитизации и бейделлитизации нонtronитов, адсорбировался подстилающими нонtronитизированными серпентинитами и, кроме того, высаживался (вместе с кобальтом) в подошве пестроцветного бейделлитизированного элювия в виде прожилков и сажистых выделений асболана. Бейделлитизированный элювий серпентинитов перекрывается пластом выщелоченного сильно осветленного и разрыхленного бобового железняка (наурзумской свиты верхнего олигоцена), пронизанным прожилками голубовато-серого бейделлита инфльтрационно-метасоматического происхождения. Выше лежат пестроцветные бейделлитовые глины. В бокситовой толще альбского возраста Восточно-Кемпирсайского месторождения процесс бейделлитизации сменяется процессом галлуазитизации. Процесс галлуазитизации протекает с замещением гиббсита галлуазитом и обусловлен притоком кремнистых растворов.

Другие процессы преобразования нонtronитового профиля изучены гораздо хуже, и все данные о них носят весьма отрывочный характер.

В среднем альбе в результате размыва пород коры выветривания происходило образование бокситов на продуктах выветривания габброидов и красных железняков бобовой структуры — на продуктах разрушения серпентинитовых пород. Эти породы как бы венчают нормальный профиль коры выветривания. С сеноманским веком, по-видимому, связано образование в коре выветривания гнезд и жил красного железняка в связи с выносом окислов железа при обелении бокситов альбского возраста. Далее в подошве среднеолигоценовых песков, как уже было отмечено, зафиксирован горизонт окремнения и опализации. С олигоценовой эпохой, по-видимому, связаны дополнительное обохривание и интенсивная карбонатизация пород нонtronитового профиля: образование нескольких карбонатных горизонтов, непосредственно протягивающихся из коры выветривания в толщу глин. Часть карбонатов, а также гипс имеют более молодой возраст и связаны с современными и плиоценово-четвертичными процессами.

Наконец, к плиоценово-четвертичному времени относится побурение пород близ поверхности: побурение охр, красных железняков, окремнелых серпентинитов и красных железистых пятен в пестроцветных глинах бейделлитового состава.

Кора выветривания пород приконтактового комплекса Кемпирсайского гипербазитового массива

Кроме серпентинизированных гипербазитов в краевых частях Кемпирсайского массива распространен своеобразный такситовый комплекс контаминированных пород, представляющий собой серпентинизированные дуниты или перидотиты с тонкими слоечками и линзочками пироксенитового и амфиболитового состава, а также хлоритовыми обособлениями. Такситы отличаются пониженной серпентинизацией и обычно содержат значительное количество несерпентинизированного оливина.

Ход выветривания такситов заметно отличается от выветривания серпентинитов существенным обохриванием уже на ранних стадиях процесса (в связи с присутствием несерпентинизированного оливина) и появлением в нонтронитах обильных прожилков зеленых хлоритов. Охры на такситах обычно достигают большой мощности и имеют характерную оранжево-бурую или вишневую окраску. Кроме того, в этих охрах встречаются прожилки каолинизированного хлорита и часто наблюдается высокое содержание зерен шпинели. В отличие от профиля выветривания серпентинитов контакт между охрами и нонтронитами, как правило, нерезкий, и породы переходного типа иногда достигают мощности 5—10 м.

В целом профиль выветривания амфиболито-дунитовых такситов характеризуется таким разрезом (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-------|
| 1. Оранжево-красные или вишнево-черные охры с пропластками каолинизированного хлорита, в верхних горизонтах нередко переходящие в сухую однородную желто-бурую охру | 10—15 |
| 2. Бурые охристые нонтрониты с прожилками и пропластками выветренного зеленого хлорита, иногда с непуитом и гарниеритом | 10—20 |
| 3. Бурые, более или менее выщелоченные амфиболито-дунитовые такситы | — |

Глинистые продукты выветривания такситов обычно представляют собой богатую никелевую руду, особенно в тех случаях, когда к никелевым хлоритам примешиваются непуит и гарниерит.

С охрами такситового комплекса часто связаны глыбы кварцитов и пещеристые кварцевые образования, нередко с красивыми щетками горного хрусталя вдоль трещин. Выделение кварца несомненно связано с процессами выветривания, так как звездчатая форма кварца показывает, что рост их происходил в рыхлой среде. На восточном контакте массива пещеристые кварцевые образования часто ассоциируют с тектоническими зонами. Одна такая зона, выраженная надвигом протяженностью в несколько километров, была прослежена С. П. Булычевым от Промежуточного месторождения, через Ново-Батамшинское и Батамшинское месторождения. На Промежуточном месторождении надвигом захвачены и молодые палеогеновые отложения. С этой зоной связано окварцевание пород коры выветривания и образование в плоскости надвига линзовидно развальцованного сепиолита мощностью 0,5 м. Пещеристые кварцевые породы в сочетании с сепиолитом очень напоминают комплекс пород Аккермановского никелевого месторождения.

Породы такситового комплекса обычно отличаются большой раздробленностью и, кроме того, по-видимому, были первично заражены сульфидной вкрапленностью, что резко повысило интенсивность процессов их выветривания. Поэтому вдоль полосы распространения полосчатого приконтактового комплекса развиваются глубокие карманы, и мощность коры выветривания резко возрастает, часто удваиваясь

по сравнению с примыкающими к ним нормальными серпентинитами. Особенно это хорошо видно на Ново-Батамшинском месторождении.

Хлоритовые породы, состоящие из пеннина и развитые в породах полосчатого комплекса, при выветривании также испытывают сложные преобразования. Так, в зоне глинистых образований хлоритовые породы приобретают глинистый облик и ярко-зеленую окраску, становятся пластичными и жирными на ощупь; содержание в них никеля резко повышается. В зоне охр зеленые продукты разрушения хлоритовых пород постепенно обесцвечиваются, почти полностью утрачивают никель и переходят в жирные на ощупь, белые или буроватые породы каолинитового состава, сохраняющие чешуйчатое сложение материнской породы. Интересно отметить, что другой хлорит — клинохлор, встречающийся по трещинкам среди пород полосчатого приконтактового комплекса в виде крупных чешуек и листочков, похожих на слюду, в отличие от пеннина почти не поддается выветриванию.

Повышенное содержание никеля в выветрелых хлоритах, а также в нонтронитизированных серпентинитах связано с адсорбционными процессами.

Профили выветривания габброидов и габбро-диабазов

Наряду с профилем выветривания серпентинитов хорошо, хотя и менее детально, изучены профили выветривания габброидов, слагающих подошву и кровлю Кемпирсайского массива, и габбро-диабазовых даек, секущих серпентинитовый массив.

Профиль выветривания габбро-диабазов относительно прост и может быть охарактеризован следующим разрезом (сверху вниз):

1. Малиново-красные каолины и вишнево-красные, иногда черные мумии.
2. Буровато- или зеленовато-серый ферримонтмориллонитовый элювий с реликтоводиабазовой структурой.
3. Буроватые, слабо измененные габбро-диабазы зернистого сложения.

Продукты выветривания габбро-диабазов состоят из агрегатов монтмориллонита и ферримонтмориллонита, а обохривание верхних горизонтов разреза связано с разложением железосодержащего монтмориллонита (заместившего в породе темноцветные минералы), с выделением гидроокислов железа и образованием каолинита.

Продукты разрушения габбро-диоритов в отличие от продуктов выветривания серпентинитовых пород обычно минерализованы слабо, но почти всегда содержат прожилки и небольшого размера гнезда монтмориллонита и пленочки вада. Изредка в верхних горизонтах встречаются стяжения арагонита и доломита.

Известны также и окремненные габбро-диабазы, состоящие из агрегата зерен доломита, халцедона и бурых окислов железа. От окремненных серпентинитов они часто отличаются лишь характером отдельности.

Более сложную картину мы получаем при изучении коры выветривания габбровых пород, слагающих подошву (восточный контакт) и кровлю (западный контакт) Кемпирсайского массива. По составу и строению этот комплекс чрезвычайно сложен и объединяет собой метаморфические породы типа амфиболитов, габбро-амфиболитов и метаморфические же породы состава габбро и габбро-норитов (эпигаббро и эпигаббро-нориты). Для некоторых разновидностей характерно присутствие граната или сапфирина и зеленой шпинели. Все эти породы отличаются более или менее резко выраженной полосчатой текстурой.

Этот сложный комплекс в настоящее время еще недостаточно изучен, но для некоторых его пород, развитых в пределах никелевых месторождений, профиль выветривания хорошо установлен. Так, профиль выветривания амфиболитов и габбро-амфиболитов может быть охарактеризован следующим разрезом (сверху вниз):

1. Неясно полосчатые каолины бурой, малиновой и сиреневой окраски.
 2. Зеленовато-белые полосчатые глинистые породы ферримонтмориллонитового состава.
 3. Мало измененные амфиболиты и габбро-амфиболиты.
- Общая мощность всей толщи 20—30 м.

Образование белых и зелено-белых глинистых продуктов по габбро-амфиболитам и амфиболитам обусловлено переходом плагиоклаза в буроватый агрегат монтмориллонита, а роговой обманки в бледноокрашенные глинистые продукты ферримонтмориллонитового состава. Красная окраска верхних зон профиля обусловлена распадом железо-глиноземистых монтмориллонитов на каолинит и окислы железа.

На Западно-Кемпирсайском месторождении В. Ф. Попковым были установлены и кремнелые габбро-амфиболиты.

Менее точные данные мы имеем для эпиноритов и эпигаббро-норитов. Продукты их разрушения были вскрыты на Восточно-Кемпирсайском, Батамшинском и Бурановском месторождениях. Как эпинориты, так и эпигаббро-нориты залегают здесь среди пород полосчатого приконтактового комплекса в виде дайковидных тел, переходящих в краях в такситы сложного состава.

Эпигаббро-нориты и эпинориты часто также имеют такситовое сложение, причем размер меланократовых и лейкократовых полос часто колеблется в значительных пределах (от нескольких сантиметров до 1—2 м). В связи с полосчатым строением всего комплекса в целом продукты разрушения эпиноритов и прилегающих к ним такситов представляют собой полосчатые образования, состоящие из различной мощности полос нонтронитового, джефферизитового, гидрохлоритового и ферримонтмориллонитового состава, сменяющихся вверх по разрезу охристыми продуктами с прожилками и полосами каолина.

На западном контакте массива среди эпиноритов и амфиболитов развиты породы типа форелленштейна, состоящие из битовнита и серпентинизированного оливина с келифитовой каймой сапфирино- или шпинелево-эденитового состава. Такого типа породы дают при выветривании глинистые продукты нонтронито-галлуазитового состава, переходящие в верхних горизонтах профиля в красновато-белые каолины крапчатой текстуры.

Коры выветривания других пород

Кора выветривания на других породах Орь-Илекской возвышенности изучена плохо. Судя по беглым наблюдениям, это однообразные палевые, желтые, серые, реже красноватые каолиновые породы, развитые на основных эффузивах верхнего силура, глинистых сланцах девона и на кристаллических сланцах. Для кристаллических сланцев наряду с глинистой корой выветривания отмечаются кремнистые породы, представленные охристыми и светлыми кварцитами, которые отличаются от кварцитов метаморфического происхождения окраской, отсутствием слоистой и сланцеватой текстуры и иногда наличием пустот.

Отдельно следует отметить кору выветривания девонских туффито-кремнистых сланцев. В районе пос. Анастасьевки Д. Д. Пенинским

было констатировано развитие по ним чистых бейделлитовых глин. Последние представляют собой пластичные, чрезвычайно тонкие голубовато-серые глины, в нижних горизонтах полностью сохранившие структуру материнских пород. По свойствам и внешнему облику они чрезвычайно сходны с неогеновыми бейделлитовыми глинами и отличаются от последних лишь реликтами первичной структуры кремнистых сланцев и отсутствием песчаных примесей. Возможно, что образование их синхронно бейделлитизированному элювию коры выветривания гипербазитов и габброидов Кемпирсайского массива.

В овраге Медес около пос. Херсон на диабазах и туфах силура кора выветривания представлена белыми и буроватыми глинистыми продуктами, часто сохранившими шаровую отдельность материнских пород. Микроскопически было установлено, что процесс разложения диабазов сопровождается образованием по плагиоклазу серицитоподобных минералов и каолинита, а по пироксену — зеленых минералов хлоритового и иддингситового типов. Ильменит обычно разрушается с образованием лейкоксена.

Из приведенной выше серии наиболее изученных профилей выветривания различных типов пород видно, что характер их чрезвычайно разнообразен и резко меняется в зависимости от состава пород, от возраста элювиального процесса, а также от характера вторичных наложенных процессов. Следует подчеркнуть, что все минеральные преобразования в коре выветривания протекают с постепенной перестройкой кристаллических решеток и образованием псевдоморфоз, а взаимодействия минералов друг с другом практически не наблюдается (табл. 8).

МУГОДЖАРЫ

В районах Мугоджар кора выветривания изучена значительно слабее, чем на Орь-Илекской возвышенности. Некоторые сведения по коре выветривания Мугоджар и их обрамления приводятся в работах Г. И. Водорезова, Е. П. Бойцовой, Б. М. Михайлова, Н. К. Овечкина, Р. А. Сегедина, Г. С. Трошина, Л. И. Киселева.

На ряде участков кора выветривания изучена сравнительно хорошо в связи с поисками бокситов, никеля, вермикулита и первичных каолинов. В описываемом районе древняя кора выветривания весьма широко распространена. В прошлые геологические эпохи она, по-видимому, покрывала плащом все домезозойские породы. В позднемеловое, палеогеновое, неогеновое и четвертичное время кора выветривания на значительных площадях была смыта, однако и сейчас ею сложены обширные площади водораздельных пространств или пологих склонов выступов домезозойского фундамента.

В северо-восточной части Мугоджар кора выветривания имеет площадное распространение. Не затронутые древним выветриванием породы фундамента наблюдаются только по немногочисленным речкам и суходолам. В Южных Мугоджарах, возможно, за счет более развитой гидрографической сети участки, лишённые коры выветривания, встречаются чаще. Горная часть Южных Мугоджар, совпадающая с зоной силурийских зеленокаменных пород, практически лишена покрова древней коры выветривания, что связано с продолжающимся до настоящего времени подъемом складчатого фундамента этого участка. В пределах Восточно-Мугоджарского плато корой выветривания заняты водораздельные пространства в интервале высот 180—300 м. К западу от Мугоджарских гор кора выветривания перекрыта отложениями мела и палеогена, под которыми она вскрывается сква-

Характеристика минеральных преобразований в коре выветривания основных и ультраосновных пород Кемпирсайского гипербазитового массива

Материнские породы	Первичные минералы	Зона коры выветривания			
		Дезинтеграция	Нонтронито-ферробейделлитовая	Охры красных каолинов	
Габбро-диабазы	Лабрадор (альбитизирован и соскюритизирован) →	прожилки монтмориллонита →	монтмориллонит криптокристаллический →	каолинит криптокристаллический окислы железа каолинит волокнистый + окислы железа каолинит лейкоксен	каолинит — чешуйчатый + окислы железа
	Авгит →	нонтронитизован →	нонтронит →		
	Роговая обманка →	прожилки ферробейделлита →	ферробейделлит →		
	Биотит →	гидробиотит →	гидробиотит →		
	Ильменит →	лейкоксен →	лейкоксен →		
Амфиболиты	Лабрадор →	прожилки монтмориллонита →	монтмориллонит (бурый криптокристаллический) →	каолинит криптокристаллический	
	Роговая обманка зеленая или эденит	прожилки ферробейделлита →	ферробейделлит →	(каолиноподобные волокнистые агрегаты + гематит)	
Эпинориты	Плагиоклаз (пренизитизирован и серицитизирован) →	пренит, серицит →	гидрослюда + пренит (мало) →	каолинит и гидрослюда →	каолинит
	Роговая обманка →	прожилки ферробейделлита →	ферробейделлит →	бейделлит + гематит →	обесцвеченный волокнистый агрегат (не прослежены)
	Энстатит →	серпентинизирован →	хризотилоподобные агрегаты →	обесцвеченные агрегаты + гематит →	

Форелленштейны	Оливин → Хризотил (по оливину) → Битовнит → Эденит → Зеленая шпинель →	частично обохрен → нонtronитизированный хризотил → прожилки галлуазита → прожилки ферробейделлита → без изменения →	бурые окислы железа нонtronит → галлуазит → ферробейделлит → обохрена →	окислы железа криптокристаллический каолинит окислы железа бурые окислы железа	
Серпентиниты	Хризотил → Бастит → Магнетит → Пикотит	выщелоченный хризотил → выщелоченный бастит → магнетит →	нонtronит → магнетит →	окислы железа магнетит	
Хлоритовые породы	Пеннин →	гидратизированный пеннин →	разбухающий гидрохлорит (богатый NiO) →	каолинит + Fe ₂ O ₃	
Клинохлор (слодоподобные пластинки по трещинам в серпентините)	→ без изменения → без изменения → без изменения				

жинами на отметках 160—170 м. По восточному обрамлению Мугоджар древняя кора выветривания также повсеместно развита под покровными отложениями. Гипсометрическое положение ее резко изменяется от 260 до 30—50 м в зависимости от структурного положения участка. Далее к востоку, в Юго-Западном Тургае, кора выветривания подсекалась скважинами на отметках от +60 до —20 м.

По периферии Мугоджар образования древней коры выветривания перекрыты различными горизонтами мезо-кайнозойских отложений. В удалении от Мугоджар на коре выветривания залегают отложения альба, на их периферии — отложения сантона, а в пределах Мугоджар — отложения эоцена. В основании этих отложений повсеместно наблюдаются галечники и продукты перемыва коры выветривания. Поэтому верхи разреза коры выветривания оказываются в большинстве случаев размытыми, а поверхность ее выровненной. Нижняя граница повсеместно неровная, карманообразная. Карманы коры выветривания чаще всего наблюдаются по контактам различных пород в условиях их крутых падений, вдоль тектонических зон или участков рассланцованных пород. Кроме того, мощность коры выветривания зависит от палеорельефа. В участках понижений домелового рельефа эти мощности минимальные, а на выступах — максимальные. По данным многочисленных скважин, мощности коры выветривания изменяются в широких пределах — от 0 до десятков метров. Максимальные известные мощности составляют в районе Уимшилского месторождения первичных каолинов 45 м, на Богеткольском месторождении никелево-кобальтовых руд 70 м, в районе месторождения бокситов Талдык-Ащисай 75,8 м, на Кировском месторождении бокситов 40 м, на Актогайском 39,6 м.

Состав и характер кор выветривания обуславливаются составом материнских пород, поэтому их характеристику удобнее привести по типам.

Кора выветривания существенно кварцево-полевошпатовых пород, таких, как граниты, гнейсы, некоторые кристаллические сланцы, довольно широко развита в Мугоджарах. Она обычно имеет белый цвет, в ряде случаев с зеленоватым и буроватым оттенками в зависимости от количества в первичной породе темноцветных минералов и представлена песчано-глинистой массой с сохранившейся структурой материнских пород. Корродированные и остроугольные зерна кварца присутствуют во всех зонах коры выветривания.

Разрез коры выветривания гранитов, по данным разведки Уимшилского месторождения первичных каолинов, следующий (сверху вниз).

1. Зона слабо ожелезненных розоватых каолинистых глин с остаточными угловатыми зернами кварца, порода содержит 60—70% каолинита и до 30—40% кварца.
2. Зона белых и голубовато-белых каолинистых глин с остаточным кварцем и с примесью до 5—10% гидрослюд.
3. Зона зеленовато-белых каолинито-гидрослюдистых глин с зернами кварца и с примесью хлорита и сильно-хлоритизированного биотита.
4. Зона кварцево-полевошпатовой дресвы.
5. Зона выветрелых гранитов.

Верхняя часть коры выветривания гранитов бедна окислами железа, магния, калия и натрия, а глинозем и кремнезем в ней накапливаются.

Кора выветривания гнейсов близка по составу к коре выветривания гранитов, но в этом случае наблюдается более интенсивное ожелезнение и более четкая зона гидрохлоритов за счет того, что гнейсы более обогащены темноцветными минералами, чем граниты.

Кора выветривания кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев имеет розовато-белый цвет и шелковистый облик за счет гидрослюд и гидрохлорита. Кварц и кварцевые прожилки в породе сохраняются.

Кора выветривания средних и основных бескварцевых пород также довольно широко распространена. Она развита на таких породах, как габбро, диабазы, габбро-амфиболиты, порфириды, туфы, туфобрекчии основного и среднего состава. Наиболее полно кора выветривания этого типа изучена в районах месторождений бокситов Актотай, Кировского и Талдык-Ащисайского.

В разрезе коры выветривания этого типа выделяются следующие зоны (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Зона пестроокрашенных, преимущественно красновато-бурого цвета железистых глин гиббсито-каолинитового состава, иногда содержащих железистые бобовины	3—5
2. Зона желтовато-белых и пестроокрашенных каолинитовых глин	30
3. Зона зеленых с бурыми пятнами глин монтмориллонито-хлоритового состава	5—7
4. Зона выщелоченных материнских пород	—

Если проследить изменение содержания основных компонентов в разрезе коры выветривания снизу вверх, то выяснится вполне определенная закономерность: увеличение содержаний глинозема и гидрокислов железа, уменьшение содержаний SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O и закисного железа. Эти изменения происходят настолько интенсивно, что в верхних частях коры выветривания даже накапливается свободный глинозем, судя по пересчету данных анализов на каолинит, в количестве до 6—9%. Наибольшая масса свободного глинозема в виде гиббсита на Актотайском и Кировском месторождениях бокситов заключена в бобовых породах, залегающих непосредственно на глинах коры выветривания. Все это свидетельствует о том, что мезозойская кора выветривания в Мугоджарах латеритная.

Кора выветривания песчаников и сланцев широко развита по западному склону Мугоджарских гор на породах верхнего девона. Так же как и в других случаях, кора выветривания здесь имеет зональное строение. При переходе от одной зоны к другой наблюдается та же картина распределения и изменения основных компонентов. В верхней части разреза коры выветривания содержится свободного глинозема 1,37% (по пересчету валовых содержаний в породе SiO_2 и Al_2O_3). Повидимому, содержание свободного глинозема в действительности значительно больше, так как часть кремнезема обусловлена присутствием кварца. Необходимо отметить, что обломки кварца в коре выветривания превращаются в рыхлую массу, легко раздавливающуюся в руке, за счет замещения кварца гиббситом и окислами железа. Отсюда следует, что и на западном склоне Мугоджарских гор развита кора выветривания латеритного типа.

Кора выветривания ультраосновных пород в Орь-Иргизском междуречье и в Заиргизье имеет локальное распространение в связи с ограниченным распространением самих интрузий гипербазитов. Характер ее во многом сходен с корой выветривания Кемпирсайского массива, описанной подробно в предыдущем очерке. Следует лишь отметить, что на Богеткольском месторождении никелево-кобальтовых руд кора выветривания имеет площадное распространение, а состав ее отличается от состава коры выветривания на Кемпирсайском массиве большим количеством кремнистых образований.

В разрезе коры выветривания Богеткольского гипербазитового массива сверху вниз выделяются следующие зоны: охристо-кремнистые образования, охры, силицифицированные серпентиниты, обохренные нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты, слабо нонтронитизированные серпентиниты, выщелоченные и карбонатизированные серпентиниты, затронутые нонтронитизацией, и, наконец, выщелоченные серпентиниты. В направлении снизу вверх наблюдается та же картина изменения состава коры выветривания: увеличение содержания окислов железа, титана и глинозема и уменьшение содержания кремнезема, окисей кальция и магния и щелочей.

К образованию коры выветривания на карбонатных породах можно отнести окремнение и образование вторичных кварцитов, иногда с реликтами отпечатков брахиопод и кораллов. Эти кварциты сохраняют текстуру и цвет известняка, на глубине переходят сначала в окремненные, а затем в чистые известняки.

В описываемом районе с образованиями коры выветривания связаны месторождения бокситов, каолина, талькистов, никелево-кобальтовых руд.

Кора выветривания на материнских породах в Мугоджарах образовывалась и видоизменялась, по-видимому, в течение длительной истории континентального развития этого региона в мезо-кайнозойское время. Но образование коры выветривания латеритного типа ограничивается интервалом времени апт—средний альб, поскольку бокситоносные отложения, представляющие собой продукт переотложения и дальнейшей переработки кор выветривания бескварцевых пород, подстилаются отложениями неокома, образовавшимися в условиях щелочной среды и резко аридного климата, а перекрываются сероцветными угленосными отложениями верхнего альба с платановой флорой (Киселев, 1963).

Образование коры выветривания происходило в условиях слабо расчлененного рельефа с относительными превышениями, судя по данным разведки бокситовых месторождений склонового типа, до 100—150 м. При этом наиболее глубоко процессы выветривания протекали в пределах выступов фундамента с крутизной склонов до 3—4°, где были наиболее благоприятные условия для миграции атмосферных и грунтовых вод. На более крутых склонах кора выветривания не накапливалась из-за интенсивного ее разрушения и сноса, а на равнинных участках образовывалась лишь маломощная кора (3—5 м), причем процесс выветривания заканчивался образованием самой нижней (гидрохлоритовой) зоны.

МАНГЫШЛАК

Мезозойская кора выветривания наблюдается почти повсеместно на породах каратауского комплекса пермотриаса, чаще всего приурочиваясь к подножию хребтов в зонах контакта с вышележащими отложениями юры. Наиболее хорошие обнажения мезозойского элювия наблюдаются в районе поселков Тущибек и Шетпе, у родника Хозбулак и в районе горы Қарадиирмен.

Кора выветривания развивается на осадочных породах пермотриаса и покрывается пестроцветными отложениями нижней юры, которые участками также несут следы аналогичного выветривания.

Характерной особенностью мезозойского элювия является отсутствие ясно выраженного зонального строения. Уже в самых нижних горизонтах выветрелой зоны материнские породы, представленные полимиктовыми, нередко окрашенными гидроокислами железа песча-

никами и алевритами с гидрослюдисто-хлоритовым цементом, по трещинкам отдельности подвергаются обелению. В результате получаются мозаичные пятна с буровато-серым или красновато-бурым ядром, сохранившим цвет материнской породы, и с зеленовато-серой, почти лишенной железистого пигмента оторочкой. На первых стадиях выветривания основные преобразования породы сводятся к выносу железистого пигмента и, видимо, гидратации биотита. Полевые шпаты и чешуйки мусковита остаются без изменения. Не замечается выноса окислов титана.

Хлориты цемента в массе также заметно не изменяются. Среди них появляются только отдельные чешуйки высокодвупреломляющих слюдоподобных хлоритов (джефферизитов). Обеление в нижних горизонтах коры выветривания не сопровождается разрыхлением породы.

Уменьшение плотности выветривающихся пород начинается в несколько более высоких горизонтах элювия и сопровождается разрушением хлоритов и полевых шпатов, а также гидратацией мусковита. На этой стадии выветривания свежие полевые шпаты в зернах песчаника почти отсутствуют. На их месте развиваются буроватые, труднодиагностируемые глинистые минералы. Судя по уменьшению в породе количества FeO (табл. 9), начинается окисление содержащегося в хлоритах закисного железа. При этом количество окисного железа в породе почти не увеличивается, а затем резко падает. Другими словами, железо по мере окисления выделяется из решетки выветривающихся минералов и выносится из коры выветривания.

Таблица 9

Содержание FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 в различных горизонтах мезозойского элювия Мангышлакского Каратау (%)

Порода		FeO	Fe_2O_3	TiO_2	SiO_2 (кварц)
Нижние горизонты элювия	Буровато-серые невыветрелые участки	0,96	11,90	0,44	32,60
	Осветленные участки	1,22	3,06	0,37	37,11
Осветленные рыхлые песчаники		0,44	3,65	0,48	39,65
Белые каолинизированные песчаники		0,28	1,54	0,84	47,99

Хлориты цемента теряют зеленую окраску и превращаются в бурый чешуйчатый глинистый минерал гидрохлорито-джефферизитового типа. Разрушение хлоритов, по данным рентгеновского анализа, сопровождается образованием смешанно-слоистой структуры с беспорядочным чередованием хлоритовых и вермикулитовых слоев. Смешанно-слоистая структура на рентгенограмме насыщенного образца определяется серией базальных отражений от $d(001) 14,4 \text{ \AA}$, которые после прокаливании исчезают. Вместо них появляются рефлексы с $d/n=11,7 \text{ \AA}$ — вермикулитовых обезвоженных слоев. В образце остается диоктаэдрическая гидрослюда и появляется каолинит.

Разрушение и каолинизация хлоритов и полевых шпатов свидетельствуют о том, что вместе с железом из элювиальной зоны начи-

нают выноситься кремнезем и алюминий. В зависимости от условий дренажа часть этих элементов выносится из элювия, а часть фиксируется в нем самом, образуя железистые и кварцевые жилы. Жилы, обычная мощность которых от долей сантиметра до 0,3 м, ориентированы в горизонтальном или близком к горизонтальному направлениях и не связаны с первичной слоистостью и сланцеватостью вмещающих пород. Характерен шестоватый габитус кристаллов кварца и губчатое строение жил. Длинные оси кристаллов кварца ориентированы перпендикулярно зальбандам жил. В пределах описываемой зоны кварцевые жилы, как правило, ассоциируют с железняками. Обычно периферические зоны жилы образованы бурым железняком, судя по данным термического анализа, гидротетитового состава с примесью свободных гидроокислов алюминия. Внутренние части жил образованы шестоватым железненным кварцем.

Верхние горизонты элювия сложены белыми рыхлыми марками каолинизированными песчаниками и алевритами со структурой материнских пород и жилами нежелезненного молочно-белого шестоватого губчатого кварца. Песчано-алевритовые зерна в элювии состоят из сильно корродированных глинистой массой цемента зерен кварца с отдельными листочками гидратированного и каолинизированного мусковита в каолининовом цементе. Обычно сохраняется небольшое количество реликтового хлорита. Это объясняется тем, что исследовались не самые верхние горизонты элювия. Последние уничтожены эрозией. Преобладание каолининового компонента среди глинистой составляющей этой части разреза коры выветривания подтверждается данными рентгеновского и термического анализов. Общая мощность элювия местами превышает 20 м.

Мезозойский элювиальный процесс в пределах Мангышлакского Каратау характеризуется обелением и каолинизацией выветривающихся пород. При этом отчетливо фиксируется вынос из элювия помимо других элементов кремния, железа и алюминия. Как уже указывалось, последние представлены в пределах элювиальной зоны в виде секущих жил. Совершенно естественно можно ожидать выноса этих элементов и концентрации их за пределами элювия. В этом случае при выветривании малокремнистых пород, например аргиллитов, могут возникнуть промышленные месторождения осадочных бокситов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения юрской системы на территории Западного Казахстана весьма широко распространены, но обнажены далеко не повсеместно. Наиболее обширные площади выхода занимают в бассейне р. Илек и на левобережье р. Орь. К западу и юго-западу, в сторону Прикаспийской впадины, они быстро погружаются под нижне- и верхнемеловые отложения и лишь изредка прослеживаются в сводах немногочисленных, наиболее приподнятых соляных куполов на Подуральском плато. Еще западнее, уже в пределах Прикаспийской низменности, отложения их известны только на куполах Индер и Эльтон. Однако их почти повсеместное распространение в Прикаспийской впадине доказано бурением. Эти отложения отсутствуют лишь на присводовых частях тех куполов, вершины соляных массивов которых подвергались размыву в предмеловое время, а также на открытых куполах, соляные массивы которых обнажены при современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозийном срезе.

К югу от Прикаспийской впадины незначительные пятна и полосы юрских отложений прослеживаются только в ядрах антиклиналей Центрального Мангышлака к северу, югу и востоку от хребтов Каратау. Между тем их наличие подтверждено в последние годы большим числом скважин, пробуренных в ряде пунктов Центрального и Южного Мангышлака, на полуостровах Тюбкараган и Бузачи. Восточнее они опять же по скважинам известны на Устюрте, близ его северо-западных чинков и на границе Казахстана и Каракалпакии, а к северо-востоку отсюда прослежены скважинами от южной периферии Мугоджар к северному побережью Аральского моря.

Датой установления в Западном Казахстане юрской системы следует считать 1863 г., когда появилась статья Г. А. Траутшольда (Trautschold, 1863) о юрских ископаемых Индерских гор. Вслед за этим в 1871 г. морские верхнеюрские отложения были установлены Э. И. Эйхвальдом на Мангышлаке и И. Ф. Синцовым (1871) на левом берегу р. Урал выше г. Уральска.

Дальнейшее изучение юрских отложений Западного Казахстана в отдельных его районах происходило различно. В бассейне р. Илек основные подразделения морских верхнеюрских отложений были установлены в дореволюционные годы работами Д. Н. Соколова (1901, 1903, 1905, 1906, 1908_{1, 2}, 1918, 1921) и Н. Н. Тихоновича (1905_{1, 2}, 1911, 1914, 1927). Ими было определено стратиграфическое положение подстилающих их континентальных угленосных юрских отложений, которые здесь были известны еще с начала прошлого века, но не были отделены от континентальных пород верхнего триаса. Стратиграфия верхнеюрских отложений была уточнена в 1930—1935 гг. во время поисковых и разведочных работ на фосфориты и нефть, которые проводили сотрудники Научного института по удобрениям — Е. А. Кудинова и К. А. Шахварстова (1932), В. Е. Руженцев (1930_{1, 2}), В. И. Тамман (1932), А. Л. Яншин (1932), Яншин и Фокин (1932, 1934) и нефтяных организаций — Л. П. Смирнов (1933), П. И. Климов (1935) и Н. А. Храмов.

Стратиграфия нижележащих угленосных отложений средней и нижней юры была разработана относительно недавно, в военные и первые послевоенные годы, при поисковых и разведочных работах на бурые угли, в которых принимали участие Г. П. Леонов, К. Д. Мусатов, В. С. Журавлев, Э. А. Копытова, В. В. Пономарев, Р. А. Сегедин и другие геологи Западно-Казахстанского геологического управления и треста «Южуралуглеразведка».

В бассейне р. Орь юрский возраст угленосных отложений был установлен в 1932 г. А. А. Петренко (1933) и подтвержден в 1933 г. исследованиями П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937). Особенности их разреза были определены позднее при поисках и разведках бурых углей, которые выполнялись рядом организаций.

В Прикаспийской впадине изучение отложений юрской системы проводилось при поисковых и разведочных работах на нефть и бурые угли, а также при геологической съемке разных масштабов. Сводные работы по стратиграфии доверхнеюрских нефтеносных и угленосных отложений промысловых и разведочных площадей восточной части Прикаспийской впадины составлены И. А. Юркевичем (1943), А. И. Егоровым (1944, 1945), К. Ф. Абрамовичем (1948) и Г. Е.-А. Айзенштадтом (1951). Обобщение данных по стратиграфии верхнеюрских отложений той же территории дали Е. И. Соколова (1939), А. Л. Яншин (1943) и В. С. Журавлев (1960). Однако во всех перечисленных обобщениях не мог быть учтен тот обширный фактический материал, который получен в последние годы, главным образом по Прикаспийской низменности, при той сплошной геологической съемке, которую проводят на терри-

тории впадины сотрудники Всесоюзного аэрогеологического треста, треста «Союзбургаз» и других организаций.

Юрские угленосные отложения Мангышлака в связи с разведками бурых углей начали изучаться еще в середине прошлого века, но в то время их относили к меловой системе. Предположение о их юрском возрасте высказал в 1870 г. Г. П. Гельмерсен (1870) и уже в следующем году его подтвердил Э. И. Эйхвальд (1871). Впоследствии юрские отложения Мангышлака изучали Н. П. Барбот де Марни (1889), М. М. Васильевский (1908) и Н. А. Андрусов (1915).

В 1935—1936 гг. В. В. Мокринский детально исследовал юрские континентальные отложения Каратау в связи с начавшимися разведками бурых углей и почти одновременно с ним Ю. А. Колодяжный и С. Н. Алексейчик предприняли изучение юрских отложений Восточного Мангышлака для оценки перспектив их нефтеносности.

В послевоенные годы в связи с развернувшимися поисковыми и разведочными работами на нефть, которые наиболее интенсивно проводились и проводятся на Южном Мангышлаке, юрские отложения Мангышлака изучены достаточно подробно. Вопросам их стратиграфии посвящены многочисленные публикации, из которых необходимо отметить наиболее полные и последние по времени выхода в свет статьи и монографии Т. А. Ишиной (1961), Р. И. Вяловой и А. В. Дрогокупец (1963), К. И. Кузнецовой и А. Е. Шлезингера (1963), А. А. Савельева (1963), Н. В. Мелик-Пашаевой (1965), К. В. Виноградовой и В. Н. Семова (1965), А. Е. Шлезингера (1965) и др.

Юрские отложения, вскрытые скважинами недавно на Устюрте, описываются в статьях Р. Г. Гарецкого, И. Б. Дальяна и др. (1963), Р. Г. Гарецкого, И. З. Котовой и А. Е. Шлезингера (1964), И. Г. Гринберга (1964), И. Г. Гринберга и В. Г. Сухнина (1965).

Сведения о стратиграфии юрских отложений Примугоджарья и Северного Приаралья приведены в работах Р. Г. Гарецкого (1957, 1959, 1962).

При рассмотрении отложений юрской системы принято их порайонное описание в обычном для данной монографии порядке, причем в пределах каждого района сохранена стратиграфическая последовательность изложения имеющихся сведений о составе и мощности пород, составляющих ярусы, свиты или толщи местных разрезов.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЮРА СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР

Континентальные юрские отложения в Северных Мугоджарах прослеживаются с севера на юг от границы Казахстана с Оренбургской областью до широтного участка долины р. Орь южнее р. Ойсылкара. Эта полоса шириной до 35 км пересекает долины левых притоков Ори. Восточная граница распространения юрских отложений почти совпадает с меридиональным участком среднего течения р. Орь, проходя по левому, реже по правому ее берегу.

В структурном отношении область распространения юрских континентальных отложений лежит в пределах южной части Магнитогорского мегасинклиория, где имеются обширные Орская и Кредиковская и меньшие по размерам Акжарская и Усть-Кокпектинская раннемезозойские впадины, объединяемые некоторыми авторами под общим названием Орской депрессии.

Выходы юры на поверхность немногочисленны, они встречаются в нескольких местах на левом берегу р. Орь и вдоль западного борта

Орской депрессии, где были обнаружены и изучены первыми исследователями. В настоящее время юрская угленосная толща вскрыта большим количеством скважин механического бурения.

Сведения о мезозойских угленосных отложениях в районе Орской депрессии содержатся в работах разных авторов. Начиная с 1836 г. о них писали К. Г. И. Сози (1836), А. П. Карпинский (1874), Н. Н. Тихонович (1903—1911 гг.), В. И. Яворский (1914), Д. Н. Соколов (1918), О. П. Смирнова (1932). Исследователями по-разному определялся их возраст (от триаса до третичного), чаще всего они относили образование угленосных отложений к третичному периоду.

В 1932 г. А. А. Петренко впервые указал на юрский возраст угленосной толщи на основании определения В. Д. Принадой остатков флоры, отнесенной условно к нижней юре.

А. Л. Яншин, П. Л. Безруков и А. Г. Фокин (1934) изучали мезозойские отложения Южного Урала в связи с поисками бокситов. Для района, расположенного к северу от параллели г. Орска (бассейн р. Таналык), были установлены две свиты: хайбулинская, состоящая из галечниковой и песчано-глинистой толщ (нижняя юра), и зиреньгагачская, состоящая из галечников и конгломератов (средняя юра).

На территории Орской депрессии и к западу от нее неоднократно проводились поисково-разведочные работы на бурые угли (Е. В. Воинова, И. М. Куття, Р. Д. Беседина, А. М. Шубин, М. Е. Керенский и др.), однако эти работы не внесли ясности в вопросы стратиграфии, так как неглубокими скважинами проходились только различные части угленосной толщи.

В 1951 г. геологической партией треста «Южуралуглеразведка» на левобережье р. Орь было открыто Мамытское (Восточно-Уральское) бурогольное месторождение. В связи с этим поисково-разведочные работы на уголь проводились в больших масштабах по всей территории развития юрской угленосной толщи. Большой фактический материал, полученный в результате бурения, обрабатывался и обобщался коллективом геологов геологоразведочной партии и исследователями из других организаций.

Первая стратиграфическая схема юрских угленосных отложений Орского бассейна, основанная на изучении этих материалов, предложена К. Ф. Абрамовичем (1948). Существенным недостатком этой схемы является отсутствие палеонтологической характеристики выделенных свит и горизонтов. Несколько отличную схему стратиграфии дал Е. П. Силивря в 1953 г.

В течение нескольких лет изучением литологии и стратиграфии угленосной толщи занималась З. А. Малютина (1956, 1961). Угленосная толща и все нижележащие отложения (вплоть до коры выветривания и пестроцветов — продуктов ее переотложения) относятся З. А. Малютиной к средней юре и разделяются на три согласно залегающие свиты (снизу вверх): хайбулинскую*, мамытскую и зиреньгагачскую*. Обоснование возраста автор приводит по собственным данным и по данным Р. З. Генкиной и Н. А. Черняевой.

Специальным изучением остатков флоры, собранных в 1954—1955 гг. из керна буровых скважин, занималась Р. З. Генкина (1959, 1963), которой для отдельных частей разреза угленосной толщи выделены руководящие формы ископаемых растений, составлен атлас ископаемой флоры среднеюрских угленосных отложений южной части Орской депрессии. Всего определено 115 видов ископаемых растений. К сожа-

* Эти свиты отличаются от свит, выделенных под теми же названиями А. Л. Яншиным (1934), по объему и возрасту.

лению, работы Р. З. Генкиной проведены на сравнительно небольшой территории и, кроме того, характеризуют в основном лишь верхнюю, среднеюрскую часть разреза.

С 1955 по 1961 г. континентальные нижнемезозойские отложения Северных Мугоджар всесторонне изучались коллективом сотрудников Лаборатории геологии угля АН СССР. Вопросами стратиграфии занимались Н. И. Леоненко, И. З. Фаддеева, Е. М. Маркович, при участии В. Н. Волкова, И. Б. Волковой и Н. В. Ренгартен. Комплексное изучение материалов позволило расчленить триасово-юрские отложения на свиты, которые отличаются друг от друга по литологическому составу и содержащимся в них органическим остаткам.

Г. К. Летовой (1959) было произведено петрографическое изучение пород разреза. И. З. Фаддеева (1959) изучила послойно спорово-пыльцевые комплексы, содержащиеся в нижнем мезозое, и обнаружила, что состав их в различных свитах различен и по возрасту соответствует позднему триасу, ранней и средней юре.

Е. М. Маркович (1959) продолжила исследования остатков флоры, охватив более широкие площади, чем Р. З. Генкина, причем особенно тщательно послойные сборы растительных остатков производились в нижней части разреза нижнемезозойских отложений (в миндыбайской, кызылкаинской и катынадырской свитах), слабее изученной предыдущими исследователями.

Н. И. Леоненко в юрских отложениях впервые найдены остатки пресноводной фауны, которые изучены Ч. М. Колесниковым и И. С. Спаской (1959). В результате была составлена новая схема стратиграфии (Леоненко, 1959). В разрезе нижнемезозойской толщи Орской депрессии, расположенной в южной части Магнитогорского мегасинклинория, выделены верхнетриасовые (миндыбайская и кызылкаинская свиты), нижнеюрские (катынадырская свита) и среднеюрские (орская и романкольская свиты) отложения (табл. 10).

Нижний отдел

Катынадырская свита. Нижнеюрские отложения широко распространены в районе Орской депрессии. В большинстве случаев они скрыты под более молодыми отложениями (среднеюрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными), изредка встречаются их выходы на поверхность.

Литологический состав пород катынадырской свиты несколько отличается в разных районах. Для восточной части Орской депрессии характерны светлые, почти белые галечники, конгломераты и разнотеррастные пески с подчиненными прослоями глинистых и алевролитовых пород. В западной части Орской депрессии преобладают тонкозернистые толстослоистые породы.

Катынадырскую свиту слагают пески, песчаники с линзами и прослоями гравийно-галечных конгломератов, алевролиты, глинистые и сидеритизированные породы. Мелкий кластический материал плохо сортирован, песчаные и алевролитовые частицы слабо окатаны. Они представлены главным образом кварцем, в подчиненном количестве калиевым полевым шпатом, хлоритизированными слюдами и акцессорными минералами (эпидот, щелочные роговые обманки, пикотит, циркон). Крупный обломочный материал хорошо окатан, состоит преимущественно из кварцитов (обычно рассланцованных), кварца и обломков глинистых каолиновых пород (из древней коры выветривания). Цементирующим является гидрослюдисто-каолиновый материал,

очень светлый, серовато-белый. Очень светлая (до белой) окраска пород и плохая сортировка обломочного материала являются характерными признаками катынадырской свиты. Крупнообломочные породы из нижней части разреза обычно грубослоисты, мелко- и тонкозернистые, нередко тонкослоистые.

В верхней части свиты преобладают алевролиты, неравномерно обогащенные песчаным материалом с прослоями и линзами сидеритизированных глин и углей, иногда достигающих рабочей мощности. Изредка в породах встречаются обломки обугленной древесины, отпечатки листьев растений, остатки пеллеципод.

В западной части Орской депрессии грубые обломочные породы отсутствуют. Здесь катынадырская свита представлена светлыми зеленовато-серыми алевролитами, серыми и желтовато-серыми алевроитовыми глинами, иногда уплотненными аргиллитоподобными глинами с раковистым изломом.

Глины каолиновые, гидрослюдистые, с каолинизированным гидрослюдистым веществом, с тонкорассеянными мельчайшими кристалликами пирита и редкими зернами сидерита, с мельчайшими обрывками гелифицированной растительной ткани. Желтоватая окраска глин связана с окислением пирита и сидерита.

Алевролиты западной части Орской депрессии отличаются несколько лучшей сортировкой, более тонкой слоистостью, более высоким содержанием акцессорных минералов (группы эпидота), сильной каолинизацией слюдистого материала.

Нижнеюрские отложения с разрывом залегают на верхнетриасовых и более древних. Они покрываются без видимого несогласия среднеюрскими отложениями, так что границу между средней и нижней юрой в большинстве случаев, пользуясь только литологическими признаками, провести трудно. Однако эта граница довольно четко отбивается по изменению спорово-пыльцевых комплексов. В нижнеюрских отложениях наблюдается значительное преобладание пыльцы над спорами, причем в составе пыльцы обычно присутствуют древние хвойные. В среднеюрских отложениях в нижней части орской свиты в спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры, а пыльца древних хвойных отсутствует. Отличия в литологическом составе нижнеюрских и среднеюрских отложений также выявляются при более углубленном их изучении. Максимальная мощность катынадырской свиты достигает 90 м.

Катынадырская свита неравномерно охарактеризована палеонтологически. В тонкослоистых глинистых породах и алевролитах изредка встречаются створки раковин и ядра пеллеципод. По определению Ч. М. Колесникова и И. С. Спасской, здесь присутствуют *Pseudocardinia rotunda* Ch. Kolesn., *P. elliptica* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. magna* Ch. Kolesn., *P. curta* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. carinatoides* Ch. Kolesn., *P. angulata* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. ovalis* Mart., *P. cf. elongata* Mart., *P. ventricosa* Ch. Kolesn., *P. longa* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. cf. kysiltalensis* (Tschern.), *P. listeri* (Tschern.), *Ferganoconcha cf. golovae* Rag. и др.

Фауна представлена преимущественно новыми видами, поэтому для определения возраста решающего значения не имеет.

Возраст катынадырской свиты устанавливается на основании изучения содержащихся в ней остатков флоры. Растительные остатки (в том числе споры и пыльца) содержатся в прослоях тонкообломочных пород. В грубообломочных породах (особенно в нижней части разреза) листовые остатки растений, споры и пыльца содержатся очень редко.

Из катынадырской свиты И. З. Фаддеева (1965) определила два спорово-пыльцевых комплекса (III и IV), относящиеся к ранней юре. Комплекс III содержится в прослоях тонкозернистых пород среди грубообломочных в нижней части разреза свиты. Он характеризуется преобладанием пыльцы над спорами и представлен следующими формами: *Sphagnales* — ед., *Lycopodiaceae* — ед., *Selaginellaceae* — ед., *Angiopteris* sp. — 1,5%, *Osmundaceae* — 5,5%, *Schizaeaceae* — 0,5%, *Coniopteris* sp. — 7%, *Cibotium junctum* K.-M. — 2,5%, *Matonia* sp. — 3%, *Cyatheaceae* — 1%, *Cheiropleuria* sp. — 1%, *Leiotriletes* — 3,5%, *Caytomales* — ед., *Cycadales* — 0,5%, *Bennettitales* — 4,5%, *Ginkgoales* — 11%, *Podozamites* sp. — 4%, *Podocarpaceae* — 1%, *Araucariaceae* — ед., *Palaeoconiferus asaccatus* Bolkh. — 2%, *Protoconiferus funarius* Naum. — 2%, *Protopicea cerina* Bolkh. — 2%, *Pinaceae* — 8,5%, *Coniferales* — 22%, *Patellina* cf. *plicata* Mal. — ед., *Cupressaceae* — 5%, *Incertae sedis* — 2%, прочие формы — 2,5%.

В верхней части катынадырской свиты пыльца также преобладает над спорами, но состав спорово-пыльцевого комплекса несколько отличен.

Средний состав спорово-пыльцевого комплекса (IV комплекс по И. З. Фаддеевой) следующий: *Sphagnales* — ед., *Lycopodiaceae* — 3%, *Selaginella* — ед., *Osmundaceae* — 3%, *Schizaeaceae* — ед., *Gleicheniaceae* — 0,5%, *Hymenophyllaceae* — ед., *Coniopteris* sp. — 10%, *Cibotium junctum* K.-M. — 1%, *Cyatheaceae* — ед., *Dipteridaceae* — ед., *Matoniaceae* — ед., *Polypodiaceae* — ед., *Leiotriletes* sp. — 9%, *Campotriletes cerebrefomis* Naum. — ед., прочие споры — 3%, *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — ед., *Ginkgoales* — 5%, *Podozamites* — 2,5%, *Podocarpaceae* — 5%, *Palaeoconiferus asaccatus* Bolkh. — 4,5%, *Protoconiferus funarius* Naum. — 2,5%, *Protoconiferus flavus* Bolkh. — ед., *Pinaceae* — 18,5%, *Coniferales* — 23,5%, *Cupressaceae* — 3%, прочие формы — 6%.

Макроскопические остатки флоры из пород катынадырской свиты собирались и определялись разными исследователями (А. А. Петренко, А. Л. Яншин, Н. Д. Василевская и др.) начиная с 30-х годов текущего столетия. Однако раньше эти сборы не были достаточно достоверно привязаны к разрезу. Е. М. Маркович (1959), производившая послонные сборы и изучение остатков флоры, учла также все материалы предшествовавших исследований. Сборы из некоторых мест были повторены ею. Удалось установить, что находки флоры в обнажении около пос. Акъяр и в 13 км к юго-западу от г. Орск у дороги Орск—Актюбинск (в верховьях р. Кызылсай), о которых неоднократно упоминалось в литературе, относятся к одной части разреза — к верхней части катынадырской свиты. Из темно-серых глин из нижней части обнажения на левом берегу р. Таналык у пос. Акъяр (стратиграфически ниже места сбора флоры) выделен III спорово-пыльцевой комплекс.

Е. М. Маркович приводит следующий общий список флоры катынадырской свиты: *Neocalamites carreri* (Zeill.) Halle, *Paracalamites* (?) sp., *Marattiopsis* sp., *Coniopteris furssenkoi* Pryn., *C. nerifolia* Genkina, *C. zindanensis* Brick, *Phlebopteris affinis* (Schenk) Sew., *Ph. cf. angustiloba* (Presl) Hirm. et Horch., *Hausmannia crenata* (Nath.) Richter, *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt.), *Cl. lobifolia* (Phill.), *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Cl. whitbiensis* (Brongn.), *Cl. cf. denticulata* (Brongn.) Font, *Pterophyllum inconstans* (Braun) Goepp., *Ptilophyllum cf. acutifolium* Morris, *Ginkgoites concinna* Heer, *G. cf. sibirica* Heer, *Baiera gracilis* (Bean) Bunb., *Sphenobaiera lindleyana* (Schimp.), *Czekanowskia*

rigida Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.), *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. obliquum* Tur.-Ket., *Schizolepis moelleri* Sew., *S. acuminata* Tur.-Ket. и др.

По заключению И. З. Фаддеевой и Е. М. Маркович, растительные остатки указывают на позднелейасовый возраст осадков, их содержащих. Учитывая то, что определяемые растительные остатки приурочены главным образом к верхней и в меньшей степени к средней частям разреза катынадырской свиты, можно предположить, что начало отложения относится к середине лейаса, а возможно, и к несколько более раннему времени.

Средний отдел

Среднеюрские отложения представлены двумя свитами (снизу): орской и романкольской.

Орская свита широко распространена в Орской депрессии. В ее восточной части орская свита выходит на поверхность или залегает близко от поверхности. На большей части площади своего распространения она покрыта более молодыми осадками.

Орская свита залегает на катынадырской свите без видимого несогласия. Покрывается она либо романкольской свитой, либо кайнозойскими и реже меловыми отложениями.

Литологический состав орской свиты однообразен. Она представлена тонкопереслаивающимися серыми и зеленовато-серыми, реже бурыми до черных глинистыми породами с пластами гумусовых бурых углей (2—6 пластов рабочей мощности). Песчаные породы чаще встречаются в низах свиты. Изредка встречаются сидеритизированные прослои, линзы сидерита, часто конкреции пирита.

Во всех породах, включая глины, присутствует большое количество обломочного материала, плохо сортированного, представленного обломками пород, кварцем, сильно каолинизированными слюдами, хлоритом, минералами группы эпидота и большим количеством обугленного растительного детрита. Характерно большое количество корневых остатков в различных породах. Часто встречаются отпечатки листьев растений хорошей сохранности и раковины моллюсков. Породы имеют ясно выраженную слоистость, которая подчеркнута слоями, обогащенными растительным детритом (полосчатость). Мощность орской свиты достигает 140 м.

В породах орской свиты в большом количестве содержатся хорошей сохранности отпечатки листьев растений, споры и пыльца, остатки раковин моллюсков; изредка встречаются чешуя рыб, членики и крылья насекомых.

Из моллюсков в отложениях этой свиты присутствуют следующие виды: *Pseudocardinia rotunda* Ch. Kolesn., *P. elliptica* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. magna* Ch. Kolesn., *P. curta* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. carinatoides* Ch. Kolesn., *P. lacustris* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. angulata* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. ovalis* Mart., *P. cf. asiatica* Mart., *P. cf. elongata* Mart., *P. ventricosa* Ch. Kolesn., *P. longa* Ch. Kolesn. et Spassk., *P. duraica* Mart., *P. murtinensis* (Leb.), *Kija* aff. *kibetensis* Leb., *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. jorkensis* Tschern., *Bithynia jurassica* Mart., *Sibireconcha uralica* Ch. Kolesn., *S. cf. lankoviensis* Leb. и др.

Комплекс фауны представлен в значительной степени новыми видами рода *Pseudocardinia* Martinson, впервые описанными

Ч. М. Колесниковым и И. С. Спасской в этом районе. Виды фауны, известные ранее, встречаются в угленосных юрских отложениях Сибири, Средней Азии и других районов.

Среднеюрский возраст орской свиты устанавливается по содержащимся в ней остаткам флоры. Е. М. Маркович дает следующий список главнейших форм: *Equisetites ferganensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. nerifolia* Genkina, *C. lobata* (Oldh.) Halle, *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Sew., *C. lobifolia* (Phill.), *C. whitbiensis* (Brongn.), *Raphaelia* sp., *Nilssonia orientalis* Heer, *N. orskini* Genkina, *N. cf. tenuissima* Genkina, *Ctenis kaneharai* Yok., *Anozamites minor* (Brongn.) Nath., *Pterophyllum cf. aequale* (Brongn.) Nath., *Taeniopteris densinervis* Feistm., *Ptilophyllum cutchense* Oldh. et Morr., *Ginkgoites huttonii* (Sternb.) Heer, *G. sibirica* Heer, *G. concinna* Heer, *Baiera gracilis* (Bean) Bunb., *Sphenobaiera lindleyana* (Schimp.), *S. cf. angustiloba* (Heer) Florin, *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. и др.

По определению И. З. Фаддеевой, в орской свите можно различать два (V и VI) спорово-пыльцевых комплекса, которые имеют близкий видовой состав, а отличаются друг от друга главным образом по количественному соотношению спор и пыльцы. В нижней части свиты (в комплексе V) обычно преобладают споры, а в верхней части (в комплексе VI) — пыльца. Однако это различие не резкое и не всегда выдерживается (особенно в средней части свиты).

В состав комплекса V входят: *Sphagnales* — 5%, *Lycopodiaceae* — 3%, *Selaginellaceae* — 2%, *Equisetaceae* — ед., *Marattiaceae* — ед., *Ophioglossaceae* — ед., *Osmundaceae* — 5,5%, *Schizaeaceae* — 3%, *Gleicheniaceae* — ед., *Humenophyllaceae* — ед., *Coniopteris* sp. — 30%, *Cibotium junctum* К.-М. — 7%, *Pteridaceae* — ед., *Natoniaceae* — 0,5%, *Syatheaceae* — 0,5%, *Polypodiaceae* — 0,5%, *Leiostroites* sp. — 5%, прочие споры — 3,5%, *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — ед., *Ginkgoales* — 6,5%, *Podozamites* — ед., *Podocarpaceae* — 2,5%, *Protoconiferus* sp. — ед., *Pinaceae* — 11,5%, *Coniferales* — 7%, *Cupressaceae* — 3%.

В состав комплекса VI входят: *Sphagnales* — 1%, *Lycopodiaceae* — 3%, *Selaginellaceae* — 1,5%, *Ophyoglossaceae* — ед., *Marattiaceae* — ед., *Osmundaceae* — 5%, *Schizaeaceae* — 1%, *Gleicheniaceae* — ед., *Coniopteris* sp. — ед., *Cibotium junctum* К.-М. — 0,5%, *Matoniaceae* — ед., *Pteridaceae* — ед., *Syatheaceae* — ед., *Polypodiaceae* — ед., *Leiostroites* sp. — 8%, прочие споры — 4%, *Caytoniales* — ед., *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — ед., *Ginkgoites* — 4%, *Podozamites* — 1%, *Podocarpaceae* — 5%, *Araucariaceae* — ед., *Palaeoconiferus* sp. — ед., *Pinaceae* — 33%, *Cupressaceae* — 3%, прочие формы — 6%.

Спорово-пыльцевой комплекс VI, в котором преобладает пыльца, характерен для верхней части орской свиты. Этот комплекс присутствует также в романкольской свите, в которой еще более отчетливо выражено преобладание пыльцы над спорами.

По заключению И. З. Фаддеевой и Е. М. Маркович, возраст орской свиты среднеюрский.

В орской свите содержатся пласты угля рабочей мощности. Наибольшая угленасыщенность приурочена к осадкам, образовавшимся в прибрежных частях юрского озера, наиболее часто подвергавшихся заболачиванию.

Романкольская свита завершает разрез нижнемезозойских угленосных отложений. Она сильно размыта, и поэтому площадное ее

распространение значительно меньше, чем орской свиты. Однако она сохранилась в значительной части территории Орской депрессии (в западной ее части), под покровом палеозойских и неогеновых отложений. Литологический состав романкольской свиты еще более однообразен, чем орской. Это преимущественно глины, в различной степени алевритистые, реже алевролиты и очень редко мелкозернистые песчаники. Встречаются прослой углистых глин и углей, иногда достигающие рабочей мощности. Глинистые породы скрытослоисты, иногда очень тонкослоисты. Характерен их серый с буроватым или коричневатым оттенком (в отличие от зеленоватого оттенка пород орской свиты) цвет, который зависит от присутствия бурого биотита и коллоидального органического вещества.

Обломочный материал представлен кварцем и слюдами (преимущественно биотитом), в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты, обломки пород и акцессорные минералы (эпидот, цоизит, клиноцоизит и рудные минералы, редко гранат, турмалин, ставролит, циркон, рутил, сфен, довольно часто пирит и сидерит. В породах всегда присутствует большее или меньшее количество мелкого углефицированного растительного детрита. Глинистое вещество и цемент представлены гидрослюдами и каолинитом. Минеральный состав пород романкольской свиты заметно отличается от состава пород орской свиты. Одним из таких отличий является присутствие в легкой фракции обломочных и глинистых пород значительного количества биотита и отсутствие в ней хлорита.

В основании романкольской свиты иногда наблюдается маломощный горизонт сидеритизированных пород, глин с желваками пирита, изредка с включениями гальки. Мощность свиты в среднем равна 80—100 м, максимальная мощность ее достигает 120 м.

Органические остатки хорошей сохранности в ней содержатся реже, чем в орской. Так, редки остатки листьев растений хорошей сохранности. По данным Е. М. Маркович, наиболее часто встречаются *Equisetites ferganensis* Sew., *Cladophlebis* sp., *Ginkgoites concinna* Heer, *Baiera gracilis* (Bean) Bunb., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Pityospermum* sp., *Schizolepis* sp. и др.

В глинистых и углистых породах романкольской свиты в большом количестве содержатся остатки спор и пыльцы хорошей сохранности, причем пыльца преобладает над спорами. Состав спорово-пыльцевого комплекса аналогичен комплексу VI из орской свиты. Возможно, более детальное изучение позволит установить разницу.

Изредка в породах романкольской свиты встречаются обломки раковин пелеципод.

Разрез юрских угленосных отложений района Северных Мугоджар хорошо сопоставляется с разрезом юрских отложений Актюбинского Приуралья, где также присутствуют нижнеюрские отложения (чащканская свита), представленные преимущественно грубыми обломочными породами — галечниками, песками и в подчиненном количестве глинами и алевритами, и среднеюрские отложения (илецкая свита), представленные более тонкообломочными породами. Во многих работах эти отложения не расчленяются, а относятся к одной свите — дженишке, возраст которой принимается как среднеюрский, что правильно только для верхней части этой свиты, охарактеризованной палеонтологически. Более правомерно было определение этих отложений как нижняя—средняя юра (J₁₋₂), применявшееся на мелкомасштабных картах и в ранних работах.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА
КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЮРА БАСЕЙНА Р. ИЛЕК
(АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ)

Континентальные юрские отложения широко распространены в бассейне р. Илек. Они несогласно залегают на верхнетриасовых и более древних толщах и покрываются верхнеюрскими морскими отложениями или более молодыми.

Наибольшую мощность (до 250—300 м) континентальные отложения имеют в дизъюнктивных мульдах, вне мульд мощность их составляет всего несколько десятков метров (до 40 м).

Юрские отложения сравнительно редко обнажаются на поверхности. Естественные обнажения их встречаются по левому берегу р. Илек и по некоторым его притокам. Эти отложения вскрыты многочисленными скважинами механического бурения при поисках и разведке бурых углей в районах Ак-Булака, Мартука, Яйсана, Курашасая, в окрестностях г. Актюбинска, в пределах Жилианской мульды, в районе г. Алга и в ряде других мест.

Изученность континентальных нижнемезозойских отложений, в том числе и юрских, описывается в разделе «Триасовые отложения бассейна р. Илек». Не повторяя здесь перечисленные работы, можно отметить некоторые из них, например М. И. Брик (1952) и Э. А. Копытовой (1949, 1952 гг.), посвященные специальному рассмотрению стратиграфии триасовых и юрских отложений бассейна р. Илек на основании изучения ископаемой флоры и по данным спорово-пыльцевого анализа.

В 1955—1961 гг. комплексным изучением юрских континентальных отложений бассейна р. Илек занимался коллектив экспедиции Лаборатории геологии угля АН СССР под научным руководством И. И. Горского (1961, 1963). Результаты этих исследований обобщены в трудах ЛАГУ. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений разработано И. З. Фаддеевой (1965).

До работ М. И. Брик и Э. А. Копытовой некоторые исследователи выделяли ниже- и среднеюрские нерасчлененные отложения. На геологических картах эти отложения обозначались индексом J_{1+2} .

К нижней юре (или переходным слоям J_{1-2}) относились галечники, белые и серые кварцевые пески с линзами конгломератов, иногда железистые брекчии, пески и галечники. К средней юре — глины и пески с прослоями и пластами углистых глин и углей, достигающих нередко рабочей мощности, в которых содержатся остатки флоры средней юры.

Э. А. Копытова в предложенной ею в 1949 г. схеме стратиграфии все континентальные осадки, залегающие несогласно на верхнетриасовых отложениях и покрываемые верхнеюрскими, относила к средней юре, к свите дженишке, разделяя последнюю на два горизонта. Нижний горизонт мощностью до 240 м представлен в значительной степени песками с гравием и галькой, с прослоями сливных, кварцитовидных песчаников и кремнистых конгломератов; в верхней части он сложен белыми каолинистыми глинами и песками с прослоями и линзами углистых глин и бурого угля, с остатками ископаемой флоры — *Coniopteris* sp., *Equisetites* sp., *Nilssonia* sp. и др., содержащими споры и пыльцу. Наиболее характерны: *Picea*, *Pinus*, *Dicksonia*, *Coniopteris*, *Cheiropleuria*, *Matonia*, *Selaginella*, *Lycopodium*, *Osmunda jurassica*, *Lophotriletes*.

Верхний горизонт мощностью до 60 м (обычно размыт) представляет собой толщу переслаивающихся серых глин и тонкозернистых

песков с прослоями и линзами углистых глин и углей. В верхнем горизонте содержится большое количество остатков ископаемых растений, в том числе спор и пыльцы. В основании верхнего горизонта лежит маломощный (от 0 до 8 м), нередко выклинивающийся по простиранию слой галечника, который указывает на размыв, приуроченный к началу отложения осадков верхнего горизонта.

Спорово-пыльцевые комплексы из обоих горизонтов, по данным Э. А. Копытовой, позволяют отнести отложения, их содержащие, к средней юре. Однако, если учесть, что наибольшее количество анализов, давших положительный результат, относится к верхней части разреза, а из галечниковых и песчаных отложений споры и пыльца не выделены, то отнесение всей толщи к средней юре нельзя считать доказанным. Аналогичные по составу и положению отложения в Эмбенском районе и в районе Орской депрессии относятся к нижней юре. В районе Орской депрессии из прослоев глинистых пород среди более грубообломочных выделены споры и пыльца, позволяющие считать их возраст раннеюрским.

Следует отметить, что название «дженишке» разными авторами применяется для обозначения разных по объему частей разреза (табл. 10). Так, Э. А. Копытова, как уже говорилось выше, к свите дженишке относит всю толщу континентальных отложений, залегающих на верхнем триасе и покрытых морской верхней юрой.

Другие авторы (К. Ф. Абрамович) выделяют из этой толщи среднюю угленосную свиту (яйсанскую) и верхнюю угленосную свиту (дженишке). Таким образом, свита дженишке, в понимании К. Ф. Абрамовича и др., соответствует лишь части свиты дженишке в понимании Э. А. Копытовой.

Поэтому от названия «дженишке» для обозначения свит континентальной юры лучше отказаться.

В 1957—1958 гг. в районе р. Илек работы по изучению нижнемезозойских угленосных отложений проводились Лабораторией геологии угля АН СССР (Н. И. Леоненко, В. Н. Волков, Е. М. Маркович, И. Б. Волкова и др.). Был изучен ряд разрезов по керну скважин Яйсанского и Северо-Мартукского месторождений, Жилианской мульды и др., а также обнажения нижнемезозойских пород в районе Курашасайского месторождения бурых углей и к северо-западу от г. Актюбинска. Образцы пород петрографически изучались Г. К. Летовой, образцы углей — И. Б. Волковой, образцы остатков флоры — Е. М. Маркович и И. З. Фаддеевой (споры и пыльца), фауны — И. С. Спасской и Ч. М. Колесниковым.

В бассейне р. Илек было установлено присутствие нижнеюрских (чашканская* свита) и среднеюрских (илецкая* свита) континентальных отложений. Расчленение их вполне осуществимо. Полученные результаты дали возможность произвести обоснованное сопоставление нижнемезозойских угленосных отложений района р. Илек с разновозрастными отложениями Орь-Илекского междуречья и других районов.

Характер залегания юрских отложений в мульдах и вне их несколько отличен. В мульдах они залегают с небольшими углами наклона слоев, достигающими 15° (иногда больше), нередко разорваны сбросами. Вне мульд они лежат почти горизонтально.

Юрские отложения бассейна р. Илек представлены осадками речных и болотных фаций. Для них характерно присутствие бурых углей. Осадки речных фаций ведущую роль играют в отложениях нижней

* Названия «чашканская» и «илецкая» были предложены Г. П. Леоновым и вошли в литературу (Брик, 1952; Стратиграфический словарь СССР, 1956).

Сопоставление стратиграфических схем нижнемезозойских угленосных отложений

Район среднего течения р. Илек						Южная часть Магнитогорского мегасинклиория
Г. П. Леонов (1941—1946 гг.)		К. Ф. Абрамович (1948 г.)		Э. А. Копытова (1949 г.)		ЛАГУ АН СССР (1960 г.)
Размыв		Размыв		Размыв		Размыв
						Романкольская свита (J_2^r)
Илецкая формация	Свита дженишке (I_{2-3})	Верхняя угленосная свита (J_2^{II})	Свита дженишке (J_2^{dg})	Верхний горизонт ($J_2^{dg}_2$)	Илецкая свита (J_2^{il})	Орская свита (J_2^{1o})
	Мибулакская свита (I_2)			Нижний горизонт ($J_2^{dg}_1$)		Чашканская свита (J_1^{tsch} *)
Чашканская формация	Свита чанке (I_{1-2})	Средняя угленосная свита (J_2^I)				
	Акбулакская свита (I_{1-2})					
Перерыв		Перерыв		Перерыв		Перерыв Кызылкаинская свита (T_3k)
Курайлинская свита (T_3-I_1)		Нижняя угленосная свита (I_1)		Курайлинская свита (T_3krl)	Курайлинская свита (T_3krl)*	Миндыбайская свита (T_3m)
Курашасайская свита (T_{2-3})				Курашасайская свита (T_3krsch)	Курашасайская свита (T_3krsch)*	

* Согласно существующим правилам индексации подразделений местной стратиграфической схемы, индексы отмеченных свит в настоящее время приняты следующие: романкольская — J_2^r , орская — J_2^{or} , илецкая — J_2^{il} , чашканская — $J_1^{čš}$, катынадырская — J_1^{kt} , кызылкаинская — T_3kz , курайлинская — T_3krl , курашасайская — T_3krsch , миндыбайская — T_3mn . (Прим. ред.).

юры, вверх по разрезу все большее значение приобретают озерные и болотные фации, увеличивается угленасыщенность отложений.

Образование юрских осадков происходило на обширной равнине, у подножия в значительной степени разрушенных Уральских гор, в водоемах озерного типа, которые временами заболачивались. Многочисленными потоками в водоемы приносился обломочный материал. Источники сноса находились нередко на значительном расстоянии от мест осадения. Мощность этих потоков со временем убывала, о чем можно судить по характеру обломочного материала. Так, нижнеюрские отложения имеют в своем составе более грубые и более разнообразные по минеральному составу осадки. Состав среднеюрских отложений более однообразен.

Нижний отдел

К нижней юре относится чашканская свита. Она имеет широкое площадное распространение. Нижнеюрские отложения вскрыты в районе Яйсана, Курашасая, Шибаевского и в других местах многочисленными скважинами под угленосными отложениями средней юры или под более молодыми породами. Залегают они несогласно на верхнетриасовых или более древних свитах. Состав и мощность нижнеюрских отложений в значительной степени зависят от их положения в структуре.

Литологический состав чашканской свиты отличается изменчивостью как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Разрез обычно начинается с грубообломочных пород, представленных песком с гравием и галькой, с прослоями кварцитовидных песчаников, кверху постепенно сменяющихся белыми и серыми каолинистыми песками и глинами с прослоями углистых глин и углей (приурочены к верхней части разреза).

По данным Г. К. Летовой, породы чашканской свиты характеризуются несколько повышенным по сравнению с породами илецкой свиты содержанием тяжелой фракции (чашканская свита — 0,34%, в единичных образцах до 1,2—2,15%, илецкая свита — от 0,005 до 0,025%). В составе тяжелой фракции присутствуют ильменит, лейкоксен, магнетит, сильно окисленные зерна сидерита, эпидот и цоизит (25—44%), гранат (обычно не ниже 12—14%, иногда достигает 19—22%), титанистые минералы (единично), циркон (1—7%), пикотит, апатит. В легкой фракции присутствуют кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, обломки кремнистых и кремнисто-глинистых пород.

Мощность чашканской свиты в мульдах более 100 м, а вне мульд составляет всего несколько десятков метров.

Возраст чашканской свиты определяется на основании изучения содержащихся в ней растительных остатков.

В работах М. И. Брик и Э. А. Копытовой, изучавших эти остатки, даются общие списки комплексов для всей свиты дженишке в понимании Э. А. Копытовой. Как известно, состав флоры нижней юры мало отличается от состава флоры средней юры, и отличия эти заключаются главным образом в количественных соотношениях остатков тех или иных видов растений, причем очень большое значение имеют местные условия. Поэтому без детального послойного изучения растительных остатков из разреза разделить невозможно. Такое изучение, проведенное сотрудниками Лаборатории геологии угля АН СССР в районе р. Илек и в соседних с описываемым районом Орской и Баймакской депрессиях, дало положительные результаты. Это изучение показало, как изменяется процентное соотношение различных видов

растительных остатков по разрезу, а также зависимость этих изменений от положения разреза в общей тектонической структуре района, фациальных особенностей вмещающих пород и т. д. Здесь еще раз подтвердилось, что закономерности, выведенные для какого-либо района только в самом общем виде не могут быть применены для других, хотя бы и близко расположенных, районов.

По определениям Е. М. Маркович, в чашканской свите Яйсана присутствуют *Sphenobaiera biloba* Р г у п., *Carpolithes heeri* Тур.-Кет., *Yuccites* (?) sp.

При проведении специальных сборов флоры из чашканской свиты этот список, конечно, может быть пополнен.

И. З. Фаддеева производила изучение спорово-пыльцевых комплексов из чашканской свиты Яйсанского месторождения и других участков. Пыльца и спор в нижнеюрских отложениях содержится мало и они плохой сохранности. Наибольшее их количество содержится в прослоях глинистых пород. В комплексе количество пыльцы преобладает над количеством спор.

В составе комплекса: микроспоры — *Selaginellaceae* — 2%, *Danaeopsis* sp. — ед., *Angiopteris* sp. — 2%, *Osmunda* sp. — 2%, *Hymenophyllum* — ед., *Cyatheaceae* — 2,5%, *Matonia* sp. — 5%, *Phlebopteris* sp. — 3,5%, *Dictiophyllum* sp. — 7%, *Leiotriletes* sp. — 15%, *Lophotriletes* sp. — мало; мегаспоры — cf. *Selaginellites willdonowii* Duerden, *Triletes ornatus* F a d d., sp.; пыльца — *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — ед., *Ginkgoales* — 5%, *Podozamites* sp. — 3%, *Agathis* sp. — ед., *Palaeoconiferus asaccatus* Bolkh. — 7%, *Protoconiferus junarius* N a u m. — 3%, *P. pseudostrata* — ед., *P. cf. flavus* — ед., *Pseudopinus oblatinoides* — мало, *Protopodocarpus* sp. — ед., *Pollenites fissilis* — мало, *P. sp.* — ед.

Замечено, что в нижнеюрских отложениях присутствуют гинкговые, которых почти нет в среднеюрских.

Собранные материалы подтверждают, что в бассейне р. Илек присутствуют слои, которые сопоставляются с охарактеризованными палеонтологически (флора и комплексы спор и пыльцы) нижнеюрскими отложениями (катынадырская свита) районов Орской и Баймакской депрессий в Магнитогорском мегасинклиории.

В раннеюрскую эпоху была, по-видимому, хорошо развита речная сеть (сохранились элювиальные отложения). Галечник часто приносился издалека (в составе гальки встречаются породы из Уралтауского мегантиклинория). Некоторые исследователи считают, что немаловажное значение в составе этих осадков имели перемытые галечники палеозойских толщ. К концу раннеюрской эпохи произошло изменение базиса эрозии. Обломочный материал осадков становится более мелким, начинается периодическое заболачивание водоемов, что выражается в образовании слоев углистых глин и маломощных пластов углей.

Средний отдел

На нижнеюрских отложениях, возможно местами с разрывом, залегают среднеюрские континентальные угленосные отложения илецкой свиты. Они имеют меньшее площадное распространение, чем нижнеюрские, так как уничтожены последующими размывами.

Среднеюрские отложения вскрыты буровыми скважинами в мульдах Яйсанской, Курашасайской, Жиланской и др. Изредка они обнажены на поверхности в берегах р. Илек и его притоков.

Угленосные отложения средней юры покрываются несогласно залегающими на разных их горизонтах осадками, содержащими фауну пелеципод (по-видимому, солоноватоводных), сменяющимися выше верхнеюрскими морскими осадками.

Мощность илецкой свиты (сохранившейся от размыва части) достигает 100 м. Верхняя часть толщи среднеюрских отложений размыва.

Литологический состав илецкой свиты однообразен. В основании ее часто прослеживается слой песка с галькой мощностью от 0 до 8 м. Выше залегают переслаивающиеся пачки песчано-алевритовых, алеврито-глинистых и глинистых пород с прослоями углистых глин и углей (иногда достигающими рабочей мощности).

Изучение этих пород под микроскопом, произведенное Г. К. Лето-вой, показало, что тонкоотмученные разности глин отсутствуют: в глинистых породах всегда содержится примесь алевритовых частиц.

Содержание тяжелой фракции в исследованных образцах составляет 0,025—0,005%, что значительно меньше, чем в нижнеюрских породах. Тяжелая фракция состоит из значительного количества рудных минералов (пирит, меньше лейкоксена и ильменита), эпидота и цоизита (не более 16%), граната, титанистых минералов и циркона. В небольшом количестве присутствуют турмалин, ставролит, дистен, роговая обманка, пикотит и апатит.

В легкой фракции содержится кварц, полевой шпат, слюды, хлорит, обломки кремнисто-глинистых и глинистых пород. В цементе обычен каолинит, иногда с примесью гидрослюды. Часто в породах илецкой свиты наблюдаются мелкие кристаллики пирита (размером 0,02—0,005 мм).

Для пород средней юры характерна тонкая слоистость и большое количество растительных остатков. Мелко рассеянный растительный детрит часто придает породам серую и темно-серую окраску, отличающуюся от более светлой (белой с сероватым и зеленоватым оттенками) окраски нижнеюрских пород. В тонкослоистых глинистых породах средней юры часто содержатся остатки ископаемых растений хорошей сохранности, изучение дает возможность установить возраст вмещающих их слоев.

Многочисленные сборы флоры в юрских отложениях, проводившиеся при съемочных и разведочных работах, относятся главным образом к илецкой свите. Результаты изучения остатков флоры изложены в работах М. И. Брик (1952) и Э. А. Копытовой (1949 г., 1952 г.). М. И. Брик приводит список растений из всей свиты дженишке (в понимании Э. А. Копытовой). Е. М. Маркович по собственным данным и материалам М. И. Брик приводит список растений, встречающихся в илецкой свите. Здесь наиболее часты: *Equsetites ferganensis* Sew., *E. beanii* (Bunb.) Sew., *E. hallei* Thom., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. porcina* Brick, *C. spectabilis* Brick, *C. fursenkoi* Pryn., *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Sew., *C. whitbiensis* Brongn. var. *punctata* Brick, *C. embaensis* Pryn., *C. lobifolia* (Phill.) Brongn., *Nilssonina vittaeformis* Pryn., *N. orientalis* Heer, *N. müsenstri* (Presl.) Schimp., *N. acuminata* (Presl.) Goepf., *Cycadites rectangularis* Braun, *Ptilophyllum cutchense* Morr., *Baiera* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.), *Pagiophyllum peregrinum* (Lindl. et Hutt.), *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Möll.

Изучением спорово-пыльцевых комплексов из юрских континентальных отложений занимались Э. А. Копытова, Н. И. Филиппова, И. З. Фаддеева и другие исследователи. Очень детальное послойное

изучение спорово-пыльцевых комплексов из континентальных юрских отложений произведено Э. А. Копытовой (1949 г., 1952 г.).

По данным И. З. Фаддеевой, которая использовала материалы Э. А. Копытовой и произвела дополнительные анализы (Яйсан, Жилинская мульда и др.), в породах илецкой свиты содержится много спор и пыльцы, которые нередко отличаются хорошей сохранностью. Количество спор преобладает над количеством пыльцы. Наиболее характерны: *Lycopodiaceae* — 2%, *Selaginellaceae* — 1,5%, *Osmundaceae* — 7%, *Gleicheniaceae* — 4%, *Schizaeaceae* — 3%, *Coniopteris* sp. — 17%, *Cibotium junctum* — 2%, *Dicksonia arborescens* — ед., *Syatheaceae* — 2%, *Leptohylus* — 4%, *Leiotriletes* — 15%, *Cycadales* — ед., *Bennettitales* — ед., *Ginkgoales* — 6%, *Podozamites* — 4%, *Pagiophyllum* — ед., *Brachyphyllum* — ед., *Araucariaceae* — мало, *Palaeoconiferus asaccatus* — 7%, *Pinaceae* — 7%, *Coniferae* и прочие — 15%, *Cupressaceae* — 3%.

Для средней юры района среднего течения р. Илек характерно наличие хвощей, папоротников, цикадовых, беннеттитовых, хвойных и небольшое сравнительно развитие гинкговых.

По данным Э. А. Копытовой, спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений (свита дженишке в понимании Э. А. Копытовой) резко отличаются от спорово-пыльцевых комплексов верхнетриасовых отложений. Особое значение в спорово-пыльцевом комплексе приобретают споры типа *Coniopteris*, *Schizaea*, *Osmunda jurassica*. Значительное место занимают прототипы современных хвойных семейства *Pinaceae* — *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*.

Э. А. Копытова (1949 г.) отмечает, что в вертикальном разрезе континентальных юрских отложений в распределении спор *Coniopteris* (*Thyrsopteris*), *Schizaea* и *Osmunda* прослеживается определенная закономерность. Среднее содержание спор типа *Coniopteris* увеличивается по направлению снизу вверх, причем на общей кривой процентного содержания спор типа *Coniopteris* выделяются отдельные максимумы, систематически приуроченные к отложениям, обогащенным органическими остатками (к углям и углистым глинам). Последнее позволяет сделать вывод, что *Coniopteris* (*Thyrsopteris*) в период отложения среднеюрских осадков являлся основным углеобразующим родом растений. Содержание спор типа *Osmunda jurassica* закономерно увеличивается по направлению сверху вниз.

Споры типа *Schizaea*, широко распространенные в верхнем горизонте свиты дженишке (в илецкой свите), не встречаются в нижнем. Появление спор типа *Schizaea* дает возможность по данным спорово-пыльцевого анализа расчленить отложения свиты дженишке на два горизонта — верхний и нижний, что соответствует свитам чашканской и илецкой.

В среднеюрских отложениях встречаются остатки фауны пресноводных пелеципод. По определению Ч. М. Колесникова и И. С. Спасской, здесь присутствуют *Ferganoconcha jorkensis* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *Sibireconcha uralica* Ch. Kolesn., *S. cf. lancoviensis* Leb., *Bithynia jurassica* Mart. и др., встречающиеся в среднеюрских континентальных отложениях других районов. Приведенная фауна найдена в керне скважин в районе Яйсана в верхней и средней частях разреза средней юры.

Среднеюрские отложения образовались в озерных условиях, причем озера часто заболачивались. Об этом свидетельствуют гранулометрический состав и характер слоистости осадков, состав фауны и флоры, присутствие пластов углей и т. д. Речные отложения здесь имеют гораздо меньшее распространение, чем в осадках нижней юры.

О связи континентальных среднеюрских осадков с морскими в районе среднего течения р. Илек данных нет. По-видимому, море до этих мест во время образования угленосной толщи не доходило. Оно располагалось западнее. В литературе содержатся сведения о переслаивающихся в районе Яйсана морских и континентальных отложениях в верхней части разреза, но эти указания вызывают сомнения.

Слои, содержащие морскую или, может быть, солоноватоводную фауну моллюсков, лежат несогласно на среднеюрских отложениях с фауной *Ferganiconcha*, что можно наблюдать в керне скважин района Яйсана, и относятся к волжскому ярусу. По определению Л. М. Сибиряковой, здесь присутствуют *Thracia* sp., *Pleuromya* sp. (Яйсан), *Astarte* (?) sp., *Anisocardita* sp. или *Protocardia* sp., *Corbula* sp. (Жилинская мульда).

Выше залегают нормальные морские осадки верхней юры с фауной аммонитов.

Как уже описывалось выше, отложения верхов средней юры в районе среднего течения р. Илек неизвестны. Возможно, они размыты. Однако нахождение пород, одновозрастных породам романкольской свиты Орской депрессии, вполне вероятно.

Морская верхняя юра Актюбинского Приуралья

Выше угленосных слоев илецкой свиты в бассейне р. Илек обычно располагаются морские слои верхней юры, разрез которых начинается средним келловеем и кончается нижним волжским ярусом. Полные, послойно охарактеризованные фауной, разрезы верхней юры в Актюбинском Приуралье пока не описаны. В разных местах выходят на поверхность или вскрыты выработками различные ее горизонты, иногда залегающие с разрывом на слоях, значительно более древних, чем непосредственно следующие ниже по разрезу. Поэтому в настоящем очерке дается описание верхнеюрских отложений района по отдельным горизонтам, причем прослеживаются изменения их состава и условий залегания.

Келловейский ярус. Отложения среднего келловея присутствуют в большинстве разрезов верхней юры Актюбинского Приуралья. На угленосных слоях илецкой свиты они лежат с разрывом, заключая в основании слой мелкого галечника. Сложен средний келловей кварцевыми и глауконито-кварцевыми более или менее мергелистыми и глинистыми мелкозернистыми песками желтого, серого или зеленоватого цвета. В верхних горизонтах пески часто цементируются в известковистые песчаники, образующие или прослой, или же конкреции и караван. Иногда прослой известковистых песчаников или песчанистых мергелей имеются и ниже по разрезу, а в Казанской мульде к северу от ст. Мартук почти весь средний келловей представлен плотными ракушечными песчаниками, мощность которых достигает здесь 4,5 м. Фауной среднекелловейские пески и особенно песчаники очень богаты, но она еще плохо изучена. Достоверно известны: *Kosmoceras jason* (Rein.), *K. gulielmii* (Sow.), *Perisphinctes* (*Binatisphinctes*) aff. *subaurigerus* Teiss., *Cylindroteuthis beaumonti* (Orb.), *Pecten subfibrosus* Orb., *Gryphaea dilatata* (Sow.), *Pseudomonotis echinata* Sow. var. *subechinata* Lah., *Rhynchonella varians* Schloth., *R. personata* Buch. Последние три формы образуют массовые скопления. Мощность горизонта в полных разрезах, т. е. там, где над ними сохранились слои среднего келловея, колеблется от 6 до 10 м.

Верхний келловей в Актюбинском Приуралье обычно представлен пачкой зеленовато-серых или буроватых песчанистых мергелистых глин, нередко заключающих в нижней части один или несколько прослоев конкреций мергеля, диаметр которых достигает 0,5 м. Такие глины распространены в Харьковской и Казанской мульдах к северу от станций Яйсан и Мартук, на водоразделе рек Илек и Терсбутак к северу от Актюбинска и в бассейне р. Таныберген к западу от него.

Из фауны в них встречены *Quenstedticeras lamberti* (Sow.), *Q. leachi* (Sow.), *Q. mariae* (Orb.), *Q. cf. henrici* Douv., *Kosmoceras transitionis* Nik., *Cylindroteuthis beaumonti* (Orb.), *Pseudomonotis* sp. и *Gryphaea dilatata* (Sow.), а также неопределимые точно *Pholadomya* и *Panopaea*. Мощность верхнекелловейских глин обычно равна 6—8 м, но в Казанской мульде достигает 20 м. В ряде разрезов верхний келловей уничтожен предоксфордским или предволжским размывом.

Оксфордский ярус. Отложения оксфорда в Актюбинском Приуралье изучены еще плохо, и зональное их расчленение представляет задачу будущих исследований. В западной части района они обычно начинаются мелкозернистыми сильно глинистыми песками грязно-желтого цвета. Нередко эти пески переходят по простирацию в плотные песчанистые неслоистые глины. Выше по разрезу породы становятся карбонатными, и в верхней их части обычно наблюдаются прослои песчанистых мергелей или известковистых песчаников, нередко оолитового сложения. В бассейне левых притоков р. Илек (Аксу и Жамансу), по Г. П. Леонову, в верхней части оксфорда получают развитие светло-серые или голубовато-серые легкие кремнистые опоковидные песчаники с радиоляриями. Мощность оксфорда на западе Актюбинского Приуралья колеблется от 2 до 8 м (Казанская мульда).

Восточнее, в бассейне р. Таныберген, оксфорд начинается красновато-бурыми и серыми мергелистыми оолитовыми глинами, мощностью до 2 м, с прослоем плотного желтого известняка. Выше лежат желто-бурые оолитовые мергели мощностью до 10 м.

Наконец, к северу от Актюбинска, на водоразделе рек Илек и Терсбутак, оксфордский ярус сложен зелеными песчанистыми глинами мощностью до 4 м, близ основания которых проходит слой очень крупных конкреций и караваев мергеля.

Фауной оксфордские отложения обычно очень богаты, но характер ее в различных пунктах и частях разреза, судя по существующим данным, меняется мало. Из оксфорда Актюбинского района известны: *Cardioceras cordatum* (Sow.), *C. excavatum* (Sow.), *C. vertebrale* (Sow.), *C. vertebrale* (Sow.) var. *tenuicostatum* Nik., *C. rotundatum* (Nik.), *C. kostromense* (Nik.), *C. zenaidae* Ilow., *Perisphinctes (Martelliceras) martelli* (Opp.), *P. chloroolithicus* (Gümb.), *P. indogermanus* Waag., *Pachyteuthis panderi* (Orb.), *P. brevixaxis* (Pavl.), *Gryphaea dilatata* (Sow.), *Pecten vitreus* Roem., *P. aubfibrosus* Orb., *P. cf. sokolovi* Boriss., *Protocardia concinna* Buch, *Trigonia* ex gr. *claveolata*, а также многочисленные неопределенные ближе представители родов *Pinna*, *Avicula*, *Lucina*, *Astarte*, *Macrodon*, *Modiola*, *Ostrea*, *Pleurotomaria*, *Rhynchonella*, *Terebratula* и *Serpula*.

Г. П. Леонов в своих отчетах обращает внимание на то обстоятельство, что в Актюбинском районе известна лишь фауна нижнего оксфорда, и предполагает, что более высокие его горизонты здесь совершенно отсутствуют. Это не вполне справедливо. *Cardioceras zenaidae* Ilow., найденный к северу от Актюбинска, т. е. у восточной границы распространения верхнеюрских отложений, и определенный самим автором вида Д. И. Иловайским, служит доказательством того, что во

второй половине оксфорда регрессии не было. Вместе с тем несомненно, что во многих разрезах верхняя часть оксфордских отложений размыта. Местами они уничтожены целиком, и на породы келловей непосредственно налегают слои кимериджа (район пос. Вознесенского, к северо-востоку от ст. Яйсан) или нижнего волжского яруса (район Курашасайского бурогольного месторождения к западу от Актюбинска и другие пункты).

Кимериджский ярус. Отложения кимериджа, широко распространенные и местами довольно мощные на юге Оренбургской области, в Актюбинском районе развиты очень плохо, бедны фауной и во многих разрезах выделяются лишь условно. В районе ст. Яйсан, по наблюдениям Г. П. Леонова, на оксфорд, а местами и на келловей с размытом ложится слой зеленого мелкозернистого кварцево-глауконитового песка с рассеянными желваками песчанистого фосфорита. Кверху количество этих желваков увеличивается, и близ кровли слоя они нередко цементируются известковистым песчаником в сплошную фосфоритовую плиту. Мощность песка с фосфоритами 0,25—1,2 м. Из фауны в нем были встречены *Divisosphinctes lacertosus* Dum. et Font., *D. sublacertosus* Il'ov., *Cardioceras* ex gr. *kitchini* Salf., неопределенные ближе *Aulacostephanus*, *Belemnites kirghisensis* Orb., *Gryphaea* sp., *Pecten* sp., *Terebratula* sp. Судя по этой фауне, песок с фосфоритами, несмотря на свою небольшую мощность, обнимает в стратиграфическом отношении и нижний и верхний кимеридж. Крайний на восток выход фосфоритовой фации этого яруса был встречен в верховьях р. Таныберген.

На правом берегу р. Илек, ниже Актюбинска, и вплоть до Казанской мульды, к северу от ст. Мартук, кимеридж представлен темно-зеленым глинистым глауконитовым песком, уже не содержащим фосфоритов или содержащим лишь очень редкие их желваки (близ ст. Курайли). Мощность его здесь достигает 0,15—1,8 м. Из фауны в верхней части песка встречены многочисленные *Terebratula* cf. *substellata* Leum., а также не определявшиеся точнее *Exogyra*, *Gryphaea* и *Pleurotomaria*. Характерные аммониты не найдены, и возраст слоя устанавливается главным образом по его положению в разрезе.

Е. А. Кудинова и К. А. Шахварстова (1932) относили к кимериджу в бассейне р. Терсбута голубовато-серые гипсоносные глины с *Cylindroteuthis magnificus* (Orb.), но это скорее всего уже отложения волжского яруса. Ошибочно и указание Н. Н. Тихоновича на присутствие в долине р. Терсбута нижнекимериджских известняков с *Cardioceras alternans* Buch.

Волжский ярус*. В начале волжского века в бассейне р. Илек имело место усиленное формирование соляных структур. В результате этого на антиклиналях значительные толщи юрских отложений были уничтожены подводным размывом, и осадки волжского яруса легли несогласно на самые разные их горизонты до средней юры включительно. Точное стратиграфическое положение несогласия не всегда может быть определено, и в разных структурах оно, видимо, несколько различно. Осадки нижневолжского подъяруса (ветлянского горизонта) во всяком случае отлагались еще до начала поднятий и соответственно этому в большинстве разрезов отсутствуют. Во многих местах можно наблюдать залегание с размывом на кимеридже или оксфорде слоев с *Zarajskites scythicus* (Vischn.) Mich., которые вверх по разрезу постепенно переходят в слои с *Virgatites virgatus* (Buch.), но местами

* Объем и подразделение волжского яруса в настоящей работе приняты в соответствии с Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета СССР от 14 апреля 1965 г.— *Прим. ред.*

наблюдается и размыв в основании отложений этой последней зоны, или же она залегает непосредственно на доволжских отложениях.

Следы нижневолжского подъяруса в Актюбинском Приуралье сохранились лишь в двух местах. В районе пос. Вознесенского, к северо-востоку от ст. Яйсан, в верхней части довольно мощной фосфоритовой плиты, залегающей здесь на границе кимериджа и слоев зоны *Virgatites virgatus*, были найдены фосфоритизированные ядра аммонитов из рода *Ilovaiskya*, *Cylindroteuthis magnifica* (O r b.), *Aucella mosquensis* Buch (A. pallasii D. Sok.), т. е. характерный комплекс фауны «велянского горизонта». Трудно сказать, продолжалось ли здесь в ранневолжское время начавшееся еще в кимеридже фосфоритообразование, или же первоначально нижневолжские отложения были развиты в этом районе в иной фации, а их размыв, сопровождавшийся фосфоритизацией органических остатков, произошел в начале времени «*Virgatites virgatus*». В пользу последнего предположения говорит некоторая окатанность ядер ископаемых «велянского горизонта» и присутствие среди них в самой верхней части плиты *Aucella fischeri* O r b., которая в Актюбинско-Оренбургском Приуралье встречается лишь в зоне *Virgatites virgatus*.

Второй пункт развития нижневолжских отложений — это большая синклиналь на водоразделе Илека и Терсбутака к северу от Актюбинска. Здесь они встречаются лишь местами и представлены зеленовато-желтыми мергелистыми известняками мощностью до 3 м, с отпечатками аммонитов из рода *Ilovaiskya*.

Средневолжский подъярус. Следующая кверху зона *Zarajskites scythicus* при геологических исследованиях в Актюбинском Приуралье обычно не отделялась от зоны *Virgatites virgatus*, но все же по отдельным лучше изученным разрезам можно составить некоторое представление о ее фациальном характере, мощности и распространении.

Наиболее западный пункт ее достоверного развития — это Казанская мулда к северу от ст. Мартук. Здесь, по данным М. Е. Керенского, на глауконитовый песок кимериджа по неровной границе размыва налегает слой глинистого мергелистого песка мощностью от 0,3 до 0,9 м, который в нижней части содержит многочисленные *Zarajskites scythicus* (Mich.) и *Ostrea deltoidea* Sow. Еще выше лежат мергелистые глины, по-видимому принадлежащие уже к зоне *Virgatites virgatus*.

На левобережье р. Илек, к югу от станций Яйсан и Мартук, по данным В. С. Журавлева, средневолжский подъярус в большинстве разрезов начинается зоной *Virgatites virgatus*, но в овраге Курашасай (левом притоке р. Аксу) Д. Н. Соколов (1921) наблюдал выходы глинистого мергелистого грязно-желтого песчаника с *Zarajskites scythicus* (Mich.).

Последнюю значительную площадь слои рассматриваемой зоны занимают в междуречье Терсбутака и Илека к северу от Актюбинска. Здесь в ряде мест в основании средневолжского подъяруса были констатированы известковистые зеленоватые песчаники и пески с прослоями серых мергелей, песчанистых известняков и голубоватых глин, содержащих *Zarajskites scythicus* (Mich.), *Z. scythicus* (Mich.) var. *diprosopa* Ilv. (*Provirgatites quenstedti* D. Sok.), *Pavlovia dorsoplana* Mich., *Cylindroteuthis magnifica* (O r b.), *C. absoluta* Fisch., *Ostrea deltoidea* Sow., *Lima* sp., *Modiola* sp. и *Pleurotomaria* sp. Мощность этих пород достигает 4—5 м. В вышележащие слои зоны *Virgatites virgatus* они местами переходят постепенно, но иногда между ними отмечается тонкий слой окатанных желваков фосфорита.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* присутствуют почти во всех разрезах верхней юры Актюбинского Приуралья (за исключением нескольких антиклиналей, где они срезаны слоями нижнего мела) и весьма выдержаны по составу. Это позволяет дать их общее описание, не останавливаясь на характеристике отдельных разрезов. К западу от меридиана ст. Каратагай они представлены переслаивающимися белыми и светло-серыми плотными мергелями с серыми или зеленоватыми гипсоносными мергелистыми глинами. В нижней части горизонта обычно преобладают глины, содержащие лишь редкие прослои мергелей мощностью 0,1—0,3 м, но верхняя его часть нередко сложена почти сплошными мергелями. Мощность горизонта непостоянна вследствие несогласного залегания на нем слоев нижнего мела. Максимальной величины (30 м) она достигает в Харьковской мульде к северу от ст. Яйсан.

Восточнее меридиана ст. Каратагай в связи с приближением к берегу бассейна мергели и глины становятся песчанистыми, причем первые постепенно переходят в плотные известковистые песчаники, а вторые — в глинистые известковистые разномерные пески. Мощность этой прибрежной фации зоны *Virgatites virgatus* в районе к северу от Актюбинска достигает 20 м.

В основании отложений описываемого горизонта везде, где они лежат с разрывом на слоях более древних, чем зона *Zarajskites scythicus* (Mich.), наблюдается слой окатанных фосфоритовых желваков, нередко сцементированных плотным песчанистым мергелем.

Из фауны отложения обеих описанных фаций содержат *Virgatites virgatus* (Buch.), *V. sosia* Mich., *Zarajskites zarajskensis* (Mich.) (только в нижней части), *Oxypleurites acuticostatus* Mich., *Cylindroteuthis absoluta* Fisch., *C. rouilleri* Pavl., *Ostrea deltoidea* Sow., *Ctenostreon distans* Eichw., *C. cf. proboscideum* Sow., *Aucella lahuseni* Pavl., *A. fischeri* Orb., *A. russiensis* Pavl., *Pholadomya multicosata* Ag., *Pecten (Camptonectes) zonarius* Eichw., *Modiola* aff. *tulipaea* Lam., не определенных ближе пелеципод из родов *Trigonia*, *Panopaea*, *Lima*, *Astarte*, *Pinna*, а также *Cidaris* cf. *spiniger* Rouill.

Время отложения слоев волжского яруса соответствовало эпохе максимальной трансгрессии юрского моря в пределах Западного Казахстана. В связи с этим они заходят на восток дальше, чем более древние горизонты верхней юры, залегая по периферии их распространения непосредственно на породах средней юры, триаса или даже верхней перми. В этой прибрежной фации, сохранившейся обычно лишь отдельными линзами в подошве меловых слоев, отложения волжского яруса в настоящее время еще не могут быть подразделены на зоны.

На водоразделе рек Уртабуртя и Киялыбуртя, в районе Жосинского нефтяного месторождения, в ряде мест между аптом и верхней пермью встречены линзы пород волжского яруса, представленные в нижней части голубоватыми глинами с *Cylindroteuthis magnifica* (Orb.), *Ostrea deltoidea* Sow. и *O. cf. marshi*, а выше ржаво-бурыми мелкозернистыми слюдисто-кварцевыми песками с рассеянными желваками фосфорита и прослоями известняка, из которых указываются *Virgatites virgatus* (Buch.), *Zarajskites* ex gr. *scythicus* (Mich.), *Pavlovina* sp., *Cylindroteuthis magnifica* (Orb.), *Pseudomonotis echinata* Sow. var. *subechinata* Lah., *Aucella* sp., *Gryphaea* sp., *Trigonia* sp. и *Rhynchonella* sp. Мощность отложений волжского яруса в этом районе достигает максимально 4—5 м.

На правом берегу р. Актасты, в 25 км к востоку от Актюбинска, встречен крайний восточный выход отложений волжского яруса. Они представлены здесь кварцево-глауконитовым песком с редкими

желваками фосфорита, обломками пеллеципод и белемнитов. Мощность достигает 2,5 м.

Наконец, на юг от Актюбинска, на р. Тамды в 5 км ниже пос. Шибаевского, также наблюдается непосредственное залегание на средней юре отложений волжского яруса, представленного здесь серыми песчанистыми глинами, в которых имеются прослои плитчатого мергелистого песчаника с отпечатками виргатитов.

Слоями с *Virgatites virgatus* (Busch.) заканчивается разрез юрских отложений Актюбинского Приуралья. Зона *EpiVirgatites nikitini* средне-волжского подъяруса и верхневолжский подъярус здесь отсутствуют.

Континентальная средняя и верхняя юра и морская верхняя юра Западного и Южного Примугоджарья

Отложения средней и верхней юры известны во многих местах периферии Мугоджар. Они обнаружены бурением, проведенным Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедицией на юге Берчогурской синклинали (Г. П. Кондратьева) и близ ст. Эмба (В. А. Лобанчук). В скважинах треста «Актюбнефтеразведка» эти отложения встречены в западной части профилей, проведенных на широте ст. Кудук и купола Муртук (Л. П. Трайнин, В. Б. Васильев), в пределах Кокпектинской антиклинали (В. Б. Васильев, Ф. М. Пухова), в средней и южной частях Шошкакольской мегантиклинали (М. А. Чимбулатов, В. Е. Ржанников), а также в опорных скважинах на Северном Устюрте (Гринберг и Сухинин, 1965) и п-ове Куланды (М. А. Ясенева, И. Я. Петрова, М. Е. Букаев). Их литологическая характеристика и спорово-пыльцевой состав по району Кокпектинской антиклинали приведены в статье Р. Г. Гарецкого (1957). Краткое описание средне-верхнеюрских отложений Шошкакольской мегантиклинали и Берчогурской синклинали дано в статьях А. Л. Яншина (1955) и Р. Г. Гарецкого (1959). Гарецким (1959, 1962) описана толща пород средней — верхней юры на периферии Мугоджар и выделена под названием узунтальской (узынтальской) свиты.

Узынтальская свита. В южной половине Шошкакольской мегантиклинали (на Южно-Шошкакольской, Узынтальской и Музбельской брахиантиклиналях) несколькими скважинами под пестроцветными породами некома вскрыты сероцветные угленосные отложения узунтальской свиты. К северу они быстро выклиниваются и в северной части Шошкакольской мегантиклинали отсутствуют. Они представлены темно-серыми, серыми, черными, иногда буровато-серыми и зеленовато-серыми углистыми глинами, переслаивающимися с серыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками. Глины не известковистые, плотные, с большим количеством обуглившихся растительных остатков. Встречаются прослои бурого угля до 0,5 м мощности. Максимальная мощность этих осадков вскрыта на Южно-Шошкакольской брахиантиклинали скв. К-5, которая прошла 234 м (в интервале 505—739 м) и немного не вышла из них.

На юге Берчогурской синклинали отложения узунтальской свиты вскрыты скв. 9 на глубине 431,9 м. Они сложены темно-серыми и серыми глинами, с прослоями алевролитов и песков, с большим количеством углистых включений и прослоями угля достигающими 0,8 м. Скважина прошла отложениями узунтальской свиты 91,1 м и не вышла из них. В Берчогурской синклинали осадки узунтальской свиты развиты только в наиболее прогнутой южной части синклинали, а в северном направлении и к ее бортам они быстро выклиниваются.

В Западном Примугоджарье узынтальская свита заполняет древние долины палеозойского фундамента в пределах Кокпектинской антиклинали и широко распространена к западу от нее. Севернее линия сплошного распространения пород узынтальской свиты идет в районе песков Кумжарган в долине р. Эмбы, а затем по меридиану немного западнее ст. Изембет. К востоку от намеченной линии отложения узынтальской свиты развиты только отдельными изолированными площадями. Такими участками являются районы верховьев р. Кумжарган, к западу от ст. Кудук, где они вскрыты одной скважиной, и близ ст. Эмба, где они обнаружены тремя скважинами на юго-восточном крыле Теректысайской антиклинали.

Литологический состав узынтальской свиты в Западном Примугоджарье аналогичен составу свиты на Шошкакольской мегантиклинали и в Берчогурской синклинали. Здесь развиты те же темно-серые глины с обильными остатками обуглившейся растительности, с прослоями серых полимиктовых и среднезернистых песков и песчаников, а также бурых углей. Для песчаников района Кокпектинской антиклинали характерно значительное количество обломков змеевиков и диабазов.

Возраст отложений узынтальской свиты устанавливается на основании их литологического сходства с породами средней юры бассейна р. Эмбы, а главным образом по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Э. А. Копытовой и Н. И. Филипповой. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из верхней части свиты на Шошкакольской мегантиклинали (скв. К-5, глубина 586—590 м, глубина от кровли свиты 81—85 м), содержит споры и пыльцу таких родов, которые могут принадлежать к самым верхам средней юры, но на основании присутствия спор *Asplenium* sp. (1,8%), *Schizaea* sp. (11,2%) и значительного количества пыльцы *Brachyphyllum* sp. (13%) должен считаться более характерным уже для верхней юры. Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из нижней половины толщи (скв. К-5, глубина 679—682 м, глубина от кровли свиты 174—177 м), близок к комплексу отложений севера Тургайской равнины (кушмурынская свита) и отличается от комплекса средней юры бассейна рек Илек и Уил только малым содержанием *Coniopteris*, столь характерных для этого района.

Спорово-пыльцевой комплекс, характерный для средней юры, выделен Н. И. Филипповой из пород узынтальской свиты Берчогурской синклинали и Кокпектинской антиклинали (Гарецкий, 1957, 1959, 1962). Большое количество спор рода *Gleichenia* скорее всего говорит о принадлежности вскрытых здесь отложений узынтальской свиты к верхним горизонтам средней юры.

О среднеюрском возрасте рассматриваемых пород Берчогурской синклинали указывают определенные В. А. Вахрамеевым в керне скв. 9 листовые отпечатки: на глубине 463,65—465,10 м обнаружен *Podozamites lanceolatus* L. et H., в середине интервала 498,55—501,4 м найден *Ginkgo sibirica* Heeg, а в середине следующего интервала 501,10—504,0 м — *Cladophlebis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *Nordenskioldii* Heeg.

Таким образом, породы узынтальской свиты в основном следует отнести к средней юре; верхи же ее охватывают и какую-то часть верхней юры.

Мощность отложений узынтальской свиты в районе Кокпектинской антиклинали колеблется от нуля до 82 м. Она увеличивается в западном направлении и на левобережье р. Эмбы достигает 230 м. На широте купола Мортук мощность свиты от нуля (в районе песков Кумжарган) постепенно увеличивается к западу до 130 м (в районе купола Мортук). На юго-восточном крыле Теректысайской антиклинали, близ

ст. Эмба, мощность узынтальской свиты колеблется от нуля до 14 м. В верховьях р. Кумжарган она достигает 6,5 м. В Северо-Устьюртской опорной скважине ее мощность равна 429 м.

На п-ове Куланды в опорной скважине континентальные среднеюрские отложения залегают с несогласием на породах чушкакульской серии и пройдены в интервале 1138—1183 м. Они сложены переслаивающимися серыми глинами, песчаниками и алевролитами. В нижней части отмечены тонкие прослои угля, мергелей и аргиллитов. В основании отмечается хорошо выраженный базальный горизонт, представленный светло-серым гравелитом мощностью 4 м. Последний состоит из слабо окатанного гравия, кварца, кварцитов и темноцветных кремнистых пород. Глины слабо карбонатные, песчаные и алевроитовые, с зернами скольжения. Алевролиты серые и темно-серые, глинистые, слабо карбонатные. По данным М. А. Ясеновой, терригенная их часть состоит из кварца (35—40%), полевых шпатов (10—18%), слюд (1—4%), черных рудных минералов (3—4%) и обломков сильно измененных пород (5—6%). В алевролите отмечены пирит и большое количество обуглившихся растительных остатков.

К. Е. Аристовой из описываемых отложений выделен спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно преобладание спор (81—84,5%) над пылью голосемянных (15,5—18,5%). Пыльца голосемянных представлена *Ginkgo* (8,5—12%), *Bennettitales* (5,5%), *Cycadaceae* (2%), *Coniferae* (2%), *Podozamites* (0,5%), появляется пыльца типа *Brachyphyllum Pagiophyllum* (1—2%). Споры представлены *Coniopteris* (22,5—69%), *Cyathea* (7%), *Cibotium* (3,5—6%), *Cheiropleuria bicuspis* Bolkh. (2,5—8%), *Phlebopteris* (1%), *Lygodiumsporites abriennis* R. Pot. (28%), *Lygodium subsimplex* Bolkh. (11,5%), *Osmunda* (1%). Этот спорово-пыльцевой комплекс имеет большое сходство с комплексом спор и пыльцы, описанным В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили из пород средней юры района г. Тюмени.

Из образца в интервале 1154—1158 м С. Н. Наумовой получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают споры папоротников *Coniopteris* sp., *Osmunda* sp., *Gleichenia* sp. Встречается пыльца гинкговых *Ginkgo parva* Naum. Преобладает пыльца *Brachyphyllum* sp. Единично обнаружена пыльца хвойных *Picea* sp. и *Podocarpus* sp. По мнению С. Н. Наумовой, отмеченный спорово-пыльцевой комплекс дает основание отнести содержащие его отложения к батскому ярусу средней юры.

Углы наклона слоев в этой части разреза юры, видимо, не превышают 10°. Без их учета мощность среднеюрских отложений в Куландинской опорной скважине равна 45 м.

Выше сероцветных отложений средней юры с постепенным переходом в интервале 1018—1138 м залегают глинисто-алевроитовая толща континентальных пород, которая нами (Гарецкий, Дальян и др., 1963) относится к верхней юре, а М. А. Ясеновой и И. Я. Петровой считается еще среднеюрской. Она сложена слабо карбонатными глинами с прослоями алевролитов и песчаников серой и зеленовато-серой окраски. Местами встречаются характерные пятна и прослои коричневых, фиолетовых и красно-бурых оттенков. Глины алевроитистые и алевроитовые, реже хорошо отмученные. Алевролиты, по данным М. А. Ясеновой, состоят из мелких зерен кварца (20—45%), полевых шпатов (15—20%) и слюд (5—8%), в небольшом количестве встречаются обломки кварцитовых, кремнистых и глинистых пород (8—13%). Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный и глинисто-хлоритовый. Песчаники имеют подчиненное значение. Они полимиктовые, слабо известковистые, в основном мелкозернистые, глинистые и алевроитовые. Обломочная

часть представлена зернами кварца (25—35%), полевого шпата (25—28%), чешуйками слюды (2—10%), обломками кремнистых, кварцитовых и глинистых пород.

К. Е. Аристовой из этой толщи выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца *Brachyphyllum* — *Pagiophyllum* (35—69,5%). Споры составляют 21,5—56% и представлены *Coniopteris*, *Cibotium*, *Cheiropleuria bicuspis* Volkh., *Selaginella* и др. Хотя К. Е. Аристова этот комплекс считает относящимся к самым верхам средней юры, такое большое содержание пыльцы *Brachyphyllum* — *Pagiophyllum*, а также исключительное сходство описанной толщи с палинологически охарактеризованными отложениями келловейского яруса Центрального Устюрта (Гарецкий, Котова и Шлезингер, 1964) позволяют отнести ее к келловей.

Мощность келловейских отложений в опорной скважине п-ова Куланды равна 120 м.

Морские отложения верхней юры

Морские верхнеюрские отложения на периферии Мугоджар обнаружены только в одном пункте — в опорной скважине на п-ове Куланды. Они также вскрыты в опорной скважине на Северном Устюрте. По-видимому, породы морской верхней юры распространены на крайнем юге периферии Мугоджар (на их границе с Устюртом), языком вдаются на севере в Челкарский прогиб и выклиниваются немного восточнее п-ова Куланды.

В Куландинской опорной скважине в интервале 998—1018 м под отложениями неокома, но выше келловейских пестроцветов, пройдена пачка темно-серых со слабым буроватым оттенком мергелей с прослоями алевролитов и песчаников. Мергели плотные, неяснослоистые, с плохо сохранившимися раковинами моллюсков, с включением гравия кварца и кремня. Алевролиты светло-серые и темно-серые, с зеленоватым оттенком, глинистые, слабо карбонатные, с включением мелкого гравия. Обломочная часть представлена в основном зернами кварца и полевого шпата, реже встречаются обломки кремнистых и кварцитовых пород. Песчаники темно-серые, полимиктовые, известковистые, глинистые, мелкозернистые.

Из описанной пачки пород Г. Холодиной обнаружены раковинки фораминифер *Cristellaria* sp., *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Flabellamina* sp., которые с некоторой долей условности позволяют считать их принадлежащими к волжскому ярусу. Из этой же пачки Л. И. Сибиряковой определены пеллециподы *Pseudomonites subechinata* Lah. и *Astarte depressa* Goldf., говорящие о келловейском возрасте вмещающих их пород. П. А. Герасимов среди раковин пеллеципод определил *Lingula* sp., *Leda* sp., *Pseudomonotis* sp. и *Phaenodesmia* sp. и обломок брахиоподы *Zeilleria* (?). По общему облику ископаемые не противоречат позднеюрскому возрасту, однако, по мнению П. А. Герасимова, производят впечатление более древних.

С. Н. Наумовой из описанных пород выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают споры папоротникообразных *Coniopteris*, *Morhia*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Gleichenia*; в значительном количестве встречается пыльца цикадовых *Ginkgo parva* Naum., *G. typica* Naum.; единично попадает пыльца хвойных *Pinus*, *Podocarpus*; очень много пыльцы *Brachyphyllum*. С. Н. Наумова этот комплекс считает оксфорд-среднекелловейским.

Как видно, все палеонтологи сходятся на мнении о позднеюрском возрасте описанных пород. Сравнение этих отложений с соседними

юрскими разрезами Устюрта говорит скорее всего о титонском, возможно, титон-оксфордском возрасте пачки мергелей Куландинской скважины. Мощность отложений верхней юры 20 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

НИЖНЯЯ (?) И СРЕДНЯЯ ЮРА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Отложения нижней (?) и средней юры пользуются практически повсеместным развитием в Прикаспийской впадине и далеко за ее пределами. На востоке они прослежены вплоть до выходов палеозоя Южного Урала и Мугоджар, на юге вскрыты скважинами, пробуренными в непосредственной близости от северных чинков Устюрта, на западе установлены во многих разведочных и опорных скважинах на отдельных куполах по обоим берегам Волги, а на севере широко развиты на отрогах Общего Сырта и прилегающих к Прикаспийской впадине относительно приподнятых частях Русской платформы.

В Прикаспийской впадине они отсутствуют только на открытых при современном, дочетвертичном и доверхнеплиоценовом эрозионном срезе соляных куполах, а также в присводовых частях тех куполов, вершины соляных массивов которых подверглись интенсивному преднижнемеловому размыву.

Степень изученности этих отложений разная. В Прикаспийской низменности и в районе Южной Эмбы они почти повсеместно скрыты под верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, но пересечены многочисленными скважинами. Напротив, в пределах Подуральского плато они обнажены в сводовых частях многих соляных куполов, но разбурены далеко не везде.

Нижняя граница этих отложений, по-видимому, является скользящей, разной по возрасту в различных районах Прикаспийской впадины. В западной части ее, в Прикаспийской низменности, низы нижней юры и верхи триаса составляют единый литолого-стратиграфический комплекс и рассматриваются совместно в составе аралсорской свиты, характеристика которой приведена выше (см. описание триаса). Ее аналоги, вероятно, имеются в разрезах Южной Эмбы и западной окраины Подуральского плато. Ниже приведено описание отложений, залегающих над породами аралсорской свиты и под морскими верхнеюрскими отложениями. Описание это дано отдельно для Прикаспийской низменности, Южной Эмбы и Подуральского плато.

ПРИКАСПИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

В пределах Прикаспийской низменности отложения средней юры обнажены только к востоку от р. Урал на куполе Индер, где они были издавна известны и подробно изучены (Хабаков, 1937; Мокринский, 1938; Храмов, 1939; Абрамович, 1948 и др.). В западной, большей по площади части низменности, к западу от р. Урал, долгое время их разрез был установлен только по данным Астраханской, Новоузенской и Эльтонской опорных скважин, а также по материалам бурения на куполе Аукетайчагыл (Эвентов, 1950, 1955, 1956). Однако в последние годы структурно-поисковое и разведочное бурение, проведенное в разных частях низменности партиями трестов «Союзбургаз», «Уральскнефтегазразведка», а также Всесоюзного аэрогеологического треста и других организаций, существенно пополнило сведения о стратиграфии и литологическом составе среднеюрских отложений. В работах А. Г. Дрейсина (1964, 1965), А. Г. Дрейсина и И. И. Кожевникова

(1965), А. Н. Ивановой, Т. Н. Хабаровой и др. (1961, 1965), А. И. Сарычевой (1964), А. В. Смирнова (1964), М. М. Чарыгина и др. (1964), А. А. Шаля, И. И. Леонгардт (1965), Я. С. Эвентова (1950, 1955, 1956, 1962) и др., с учетом новых данных, рассмотрена стратиграфия юрских образований различных районов междуречья Урала и Волги. Новые материалы позволили пересмотреть и детализировать схему стратиграфии юры Прикаспийской низменности.

Юрские отложения в межкупольных депрессиях Прикаспийской низменности подстилаются сероцветными породами верхнего триаса. В тех случаях, когда их литологический состав близок, граница между отложениями нижней юры и верхнего триаса определена быть не может, и они рассматриваются в объеме аралсорской свиты (Шаля, 1965). Нижнеюрские отложения, таким образом, присутствуют в составе еще слабо изученной сероцветной песчано-аргиллитовой толщи пород, содержащей поздне триасовый — раннеюрский спорово-пыльцевой комплекс и подстилающей достоверно среднеюрские образования. В сводах соляных куполов обычно присутствуют только отложения средней юры, залегающие с эрозионным несогласием на различных горизонтах баскунчакской серии нижнего триаса.

В составе средней юры междуречья Урала и Волги выделяются отложения байоса, бата и, возможно, присутствуют аналоги аалена. Границы между ними недостаточно палеонтологически обоснованы и объемы ярусов неясны. В восточных районах междуречья, уже в верхнем течении рек Большой и Малый Узень, среднеюрские отложения значительно опесчаниваются, причем одновременно исчезают представители аммонитов и простейших, на которых базируется стратиграфия средней юры западных районов междуречья. Поэтому среднеюрские отложения приходится подразделять только на местные стратиграфические единицы — пачки, характеризующиеся определенными фациально-литологическими и палеонтологическими особенностями.

Терригенно-глинистые отложения средней юры обладают четко выраженной цикличностью строения. Это позволяет выделить пять ритмично чередующихся песчано-алевритовых и глинистых пачек (снизу вверх): 0 — песчаную, I — глинистую, II — песчано-алевритовую, III — глинистую, IV — алевритовую.

Пачка 0 является базальной пачкой средней юры и широко распространена в пределах Прикаспийской низменности. Она вскрыта скважинами в ряде межкупольных депрессий — в Аралсорской (скважины СГ-1, Г-2А), Мастексайской (скв. П-28), Порт-Артурской (скв. П-27 и др.), Шунгайской (скв. П-31) и др., а также на погруженных крыльях куполов Аукетайчагыл, Ушкультас, Акмай, Болганмола, Эмбекши, Акоба и др.

Пачка 0 далеко не везде охарактеризована керном, но хорошо выделяется на электрокаротажных диаграммах отвечающей ей зоной минимальных значений спонтанной поляризации и пониженными значениями КС.

В западной части Прикаспийской низменности, в большинстве разрезов междуречья Урала и Волги, пачка 0 внизу и вверху сложена преимущественно песчаными, а в средней части — алевритовыми глинистыми породами. Ее песчаники и пески (по скв. Г-2А Аралсор, по скважинам 30-Р и 32-Р Акоба и др.) светло-серые, средне- и разномзернистые, алевритистые, полевошпатово-кварцевые, с примесью обломков кремнистых и эффузивных пород. Песчаные породы не отсортированы по величине и по форме зерен. Размеры зерен колеблются от 0,05 до 1,0 мм, причем крупные зерна окатанные, со следами коррозии, а мелкие — угловатые. Более крупнозернистые разности песчаников обла-

дают каолиновым цементом базального типа, а мелкозернистые алевролитистые породы — глинистым со значительной примесью хлорита, в отдельных прослоях — вторичным кальцитовым цементом пойкилитового типа. Песчаники содержат многочисленные пиритизированные обуглившиеся растительные остатки.

Глины средней части пачки 0 темно-серые с буроватым оттенком, алевролитистые, с характерным обломочным строением основной массы, хлоритизированные.

В Эльтонской опорной скважине в основании юры залегает пачка песков и песчаников, в средней части с прослоями глин, а в верхней — алевролитов. Алевролиты обогащены растительным детритом.

В разрезе купола Аукетайчагыл, по данным А. И. Егорова (1944, 1945), базальный горизонт юры представлен серыми песками и песчаниками с прослоями алевролитов.

В западной прибортовой части Прикаспийской впадины, уже за пределами Западного Казахстана, отложения пачки 0 залегают на аралсорской свите, но западнее, по правобережью Волги и на Донской Луке, они последовательно с востока на запад трансгрессивно перекрывают отложения нижнего триаса, перми и карбона. В этих районах, по данным А. И. Сарычевой (1964) и А. В. Смирнова (1962), они сложены песками светло-серыми, кварцевыми, разнозернистыми, косослоистыми, содержащими в основании гальку и гравий кремнистых пород и известняков. Выше они сменяются песчаниками с прослоями глин, количество которых увеличивается вверх по разрезу, и песчаная пачка постепенно сменяется глинистой.

В юго-западной части Прикаспийской низменности, на территории, граничащей с Западным Казахстаном, разрез средней юры также начинается песчаными образованиями. На куполах Владимировском, Енотаевском, Халганском и Азау они залегают на отложениях нижнего — верхнего триаса (Замьяны) или нижней перми (Астраханская опорная скважина, Бешкуль и др.). По данным К. И. Войтенко (Иванова и др., 1961), пачка 0 здесь сложена светло-серыми разнозернистыми песчаниками, иногда гравелистыми, полевошпатово-кварцевыми, с белым каолиновым цементом.

В таком же составе пачка 0 присутствует и на северо-западной окраине Казахстана, где вскрыта Новоузенской опорной скважиной (Иванова и др., 1961). В нескольких километрах к северо-востоку, на Богатыревском соляном куполе, также как и повсюду в Саратовском Заволжье, отложения пачки 0 отсутствуют.

В восточной части Прикаспийской низменности, на левобережье р. Урал, в основании среднеюрских отложений залегает песчаная пачка. Здесь, так же как и на междуречье Урала и Волги, в межкупольных депрессиях или на крутых крыльях куполов (Индер, Матенкожа) она подстилается различными горизонтами аралсорской свиты, а в присводовых частях куполов (Челкар) — отложениями нижнего триаса.

На куполе Индер в основании среднеюрских отложений выделяется песчаная толща (средняя угленосная свита К. Ф. Абрамовича, 1948). Она сложена светло-серыми грубозернистыми песками или слабо сцементированными каолинизированными песчаниками полевошпатово-кварцевого состава и содержит прослойки темно-серых углистых глин и алевролитов. В кровле ее прослеживается пласт конгломерата, сложенный галькой карбонатных пород с известковым цементом (скв. К-5 треста «Уральскнефтегазразведка»).

Таким образом, в основании среднеюрских отложений Прикаспийской низменности залегает базальная песчаная пачка, характеризую-

щаяся региональным распространением и трансгрессивным залеганием. Определение ее возраста вызывает большие трудности.

В Волгоградском Поволжье эти песчаные образования, впервые выделенные А. И. Сарычевой (1964) и А. В. Смирновым (1962) в пачку 0, отнесены к зоне *Garantia garantiana* верхнего байоса. Основанием для определения ее возрастного положения послужил постепенный переход к фаунистически охарактеризованным отложениям вышележащей глинистой пачки, содержащей единичные обломки *Garantia* sp. (Красноармейская площадь). Позднее А. И. Сарычева (1964) высказала предположение о более древнем ее возрасте и сопоставила ее с зоной *Strenoceras niortense* Днепровско-Донецкой впадины. Основанием для этого послужили данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного Н. В. Акимовой. Согласно ее определениям, породы пачки 0 содержат бедный спорово-пыльцевой комплекс, в основном состоящий из мелких спор папоротникообразных *Conioptetis* sp., *Cibotium* sp. и пыльцы гинкговых среднеюрского облика. Вместе с тем в его составе обнаружены более древние неопределенные формы, не встречающиеся в ассоциации спор и пыльцы среднеюрских разрезов.

По всей вероятности, базальная песчаная пачка древнее зоны *Garantia garantiana*, но данных для отнесения ее к зоне *Strenoceras niortense* верхнего байоса недостаточно.

На междуречье Урала и Волги в единичных скважинах, пробуренных в соответствующих интервалах с отбором керна, Н. Н. Жильцова определила спорово-пыльцевой комплекс нижнего байоса. В спорово-пыльцевом спектре верхних слоев пачки 0 по керну скв. Г-2А Аралсор около 60% составляет пыльца гинкговых, а споры папоротникообразных играют подчиненную роль. Среди последних наиболее часто встречаются *Cardiolina trisecta* Mal., *Tripartina paradoxa* Mal., *Glabrina angulosa* Mal., *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp., *Coniopteris tajmyren*. Сетчатые споры встречаются очень редко, а пыльца хвойных представлена только одним видом — *Aliferina falcata* f. *typica* sp. et t. n. Этот комплекс, по мнению Н. Н. Жильцовой, сопоставим с нижебайосским комплексом Южной Эмбы.

В шламе соседней Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 содержится более богатый нижебайосский спорово-пыльцевой спектр (определенный Н. Н. Жильцовой в искусственной классификации по В. С. Малявкиной): *Cardiolina trisecta* β *pileiformis* sp. et var. n., *Platyhyla prolongata* Donsk., *Colliculina patellaeformis* Mal., *Tripartina variabilis* f. *typica* α *gradata*, *Glabrina glabrescens* f. *typica* sp. et f. n., *Divaricina sagittaria* Mal., *Auritulina trilateroides* f. *typica* sp. et f. n., *Siliculina simplicissima* Mal., *Lagenella pervelata* Mal., *Tripartina variabilis* var. *glabra*, *Cardiocolliculina colliculoides* Mal., *Sacculina latipes* f. *oblatinoides* sp. et f. n., *Dipterella latipes* f. *oblatinoides* sp. et f. n., *D. latipes* f. *typica* sp. et f. n., *D. gamoalata* Mal., *Aliferina falcata* η *diptlraeformis* sp. et var. n. и др.

Песчаная пачка Эльтонской опорной скважины, по данным Н. Н. Усковой, характеризуется нижеюрским спорово-пыльцевым спектром: *Sphaerina bulbosa pseudogranulata* sp. et var. n. Mal., *Triangulina spinosella* Mal., *Rotinella trisecta* Mal., *Pterina alata* Mal., *Auritulina* sp., *Cycadoala*, *Ginkgoales*.

В различных районах Прикаспийской низменности базальная пачка 0, по-видимому, разновозрастна и может охватывать временной интервал лейас—аален—ранний байос—начало позднего байоса. Скорее всего ее нижняя граница является скользящей, не изохронной, причем по направлению на запад и северо-запад возраст песчаной пачки становится моложе.

Мощность базальной пачки 0 на междуречье Урала и Волги колеблется в нешироких пределах — от 36 м (скв. СГ-1) до 55 м (скв. П-25 Аралсор, Г-1 Болганмола и др.). В западном направлении ее мощность сокращается и варьирует от 16 м (Луговая Пролейка) до 30 м (Сарпинско-Тингутинская площадь). В юго-западном направлении она возрастает от 56 м (Владимировка) до 140 м (Красный Яр).

В восточной части Прикаспийской низменности, на куполе Индер, она равна 70 м.

Глинистая пачка I распространена шире подстилающей ее песчаной пачки. В пределах Прикаспийской низменности она повсеместно перекрывает пачку 0, а по направлению на запад, уже за бортом Прикаспийской впадины, налегает на все более низкие слои ее (Родионовская площадь), а затем трансгрессивно переходит на различные горизонты карбона, перми или нижнего триаса (Сарычева, 1964).

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, пачка I сложена глинами с тонкими прослоями алевролитов.

На электрокаротажных кривых она выделяется четко положительными значениями ПС и относительно повышенными величинами КС.

Судя по керну глубоких скважин 30 и 32 Акоба, Шунгайской опорной скв. 31, скв. Г-2А Аралсор и многочисленных структурно-поисковых скважин треста «Союзбургаз», глины ее блекло-серые со слабым буроватым оттенком и постоянной примесью алевроитового материала, образующего тончайшие прерывистые прослойки. Участками наблюдается тонкое переслаивание светло-серых алевролитов и более темных глин, создающее текстуру «слоеного пирога». Эта текстура подчеркивается обильными включениями фюзенизированного растительного детрита, располагающегося по границам слоев. Глины обладают волокнисто-чешуйчатым или обломочным строением и, по данным окрашивания и электронной микроскопии (по керну Шунгайской опорной скв. 31), имеют смешанный гидрослюдисто-каолинитовый минералогический состав.

Алевролиты сверху разреза отсортированные, микрозернистые, внизу песчанистые, сложены в основном угловатыми зернами кварца с небольшой примесью карбонатизированных полевых шпатов и хлоритизированных слюд. Цемент сложный по составу: хлорито-глинистый с сидеритом базального типа или вторичный кальцитовый с реликтами глинистых минералов.

Гораздо реже встречаются прослой песчаников, аналогичные по составу алевролитам, обычно приуроченные к средней части пачки, а также прослой известняков. В разрезе Шунгайской опорной скв. 31 и скв. 55 Урдинской они, по-видимому, представляют собой конкреционные образования и сложены крупнокристаллическим кальцитом, включающим корродированные зерна кварца и полевых шпатов, обугленный растительный детрит и линзочки глин. В разрезе скв. 5 Западный Нариман, по данным грунтоносов, глины содержат прослой известняков, лишенных терригенной примеси.

В разрезе Эльтонской опорной скважины пачке I соответствует нижняя глинистая часть байосских отложений (77 м, интервал 1596—1673 м).

На западной окраине Прикаспийской низменности, уже за пределами Западного Казахстана, и в Волгоградском Поволжье аналоги пачки I сложены глинами темно-серыми и серыми, с характерным коричневым оттенком, обусловленным содержанием многочисленных обуглившихся растительных остатков. А. В. Смирнов (1962) отмечает, что глины обладают тонкослоистой или линзовиднослоистой текстурой

благодаря прерывистым прослоям более светлых алевролитов, за что получили название «рябчиковых глин». В средней части пачки встречаются конкреции бурого сидерита и темно-серого известняка.

Аналогичный состав и строение пачка I имеет и на северо-западе Прикаспийской низменности. В разрезе Новоузенской опорной скважины выделяется пачка (32 м, интервал 2892—2924 м) пород, характеризующаяся положительными величинами ПС и сложенная, по данным К. И. Ласточкиной, глинами темно-серыми, полосчатыми, с тонкими прослойками светло-серых алевроитов и многочисленными мелкими обугленными растительными остатками.

На юго-западе Прикаспийской впадины также повсеместно над нижней песчаной пачкой прослеживается глинистая. Она сложена глинами темно-серыми, с блеклым фиолетово-бурым оттенком, с большим количеством обугленного детрита. В средней части содержится пласт песчаника.

Сравнивая разрезы среднеюрских отложений, начиная от центральных районов Прикаспийской низменности, переходя к юго-западным и, наконец, к Бешкульскому и Долан-Алдинскому, видно, что мощность прослоя песчаников в этом направлении увеличивается от 5—10 до 30 м.

В восточной части Прикаспийской низменности, к востоку от р. Урал (на куполах Миялы-Кенел, Матенкожа и Индер), выделить аналоги пачки I труднее, так как в восточном направлении вся толща среднеюрских отложений становится более песчаной. Нижняя граница ее довольно четко прослеживается при сопоставлении электрокаротажных кривых по смене отрицательных значений ПС положительными. Верхние слои глинистой пачки содержат многочисленные прослои песчаников и связаны постепенным переходом с вышележащей песчаной пачкой.

При сопоставлении разрезов картировочных скважин, пробуренных в низовьях р. Уил, в районе куполов Миялы-Кенел и Матенкожа, А. Г. Митяев в 1965 г. в составе среднеюрских отложений выделил три пачки (снизу вверх): «серую», «бурую» и «зеленую». Нижняя, «серая» пачка (вскрытая мощность 140 м) сложена серыми и темно-серыми глинами с углистыми включениями, с прослоями голубовато- и темно-серых песков (до 3 м), бурых углей (до 1 м) и песчаников (до 0,3 м). По-видимому, «серая» пачка является аналогом рассматриваемой пачки I и вышележащей пачки II, а аналоги базальной пачки 0 картировочными скважинами не были вскрыты.

В окрестностях оз. Индер обнажена толща переслаивающихся песков и глин, которая выделена К. Т. Абрамовичем (1948) в среднюю угленосную свиту (нижняя угленосная свита К. Т. Абрамовича принадлежит к верхнему триасу). Нижняя, существенно песчаная часть этой свиты может быть сопоставлена с базальной пачкой 0 и рассмотрена выше. Средняя часть свиты представлена серыми песчанистыми глинами (13 м), песчаниками серыми и желтовато-серыми, рыхлыми, с галькой (87 м) и глинами темно-серыми, охристыми, с прослоями бурых углей, углистых глин, сланцев и косослоистых песчаников (20—42 м). По-видимому, это аналоги глинистой пачки I и вышележащей песчано-алевритовой пачки II. Верхняя же часть средней угленосной свиты сложена в основном темно-серыми глинами с прослоями бурых углей и песков и соответствует глинистой пачке III.

В большинстве разрезов междуречья Урала и Волги и на территории Волгоградского Поволжья глинистая пачка I содержит характерный комплекс фораминифер и остракод и богатый спорово-пыльцевой спектр. А. И. Сарычева глинистую пачку I волгоградских разрезов отнесла к микрофаунистическим зонам *Planularia* и *Ostracoda* (1964).

а позднее отождествила ее с зоной *Garantiana garantiana* верхнего байоса. В большом комплексе микрофауны: *Ammodiscus* sp., *Spiropt-halmidium* aff. *causicum* Ant., *S.* aff. *clarum* Ant., *Palaeomiomina oecuta* Ant., *Spirillina eichbergensis* K. et Zw., *Planularia* ex gr. *semiinvoluta* (Terq.), *Garantella asterogerinoides* Kart., *G.* aff. *rudia* Kart., *G. stellata* Kart., *G. caucasica* Ant., *Lamarckella media* Kart., *Palaeocytheridea bispinosa* Sar. (in coll), *Pal. orbitosa* Sar. (in coll), руководящую роль играют представители рода *Garantella*, имеющие, по мнению О. К. Каптаренко-Черноусовой, З. А. Антоновой и А. Г. Даин, важное стратиграфическое значение и приуроченные только к осадкам зоны *Garantia garantiana* (Сарычева, 1964).

В разрезах междуречья Урала и Волги, расположенных в Западном Казахстане, С. Б. Прокопенко (1967) из глинистой пачки выделен следующий комплекс фораминифер: *Trochammina praesquamata* Mjatl., *Lenticulina primitiva* (K. et Z.), *L. lunaria* (K. et Z.), *L. galva* Kart., *L. variabilis* Kart., *L. caucasica* Kart., *L. volubilis* (Dain), *Planularia anceps* (Terq.), *Pl. semiinvoluta* (Terq.), *Lamarckella epistominoides* Kart. Ранее В. А. Шохина из керна скв. 55 Урдинской определила *Dentalina pseudomonotis* Franke, *Frondicularia oolithica* Terq., *Nodosaria opalini* Bart. et Brand, *Lenticulina variabilis* Kart., *L. volubilis* (Dain), *L. salva* Kart., *Planularia anceps* (Terq.), *Pl. semiinvoluta* (Terq.).

Сопоставление этих комплексов с вышеописанным сообществом микрофауны плануляриевой зоны верхнего байоса, проведенное С. Б. Прокопенко (1967), показывает, что они идентичны, хотя и не содержат гарантелл. Мелкие ребристые раковинки лентикулин и планулярий, встречающиеся здесь, имеют узкую стратиграфическую приуроченность к нижним горизонтам верхнего байоса. Отсюда же (скв. 32-Р Акоба, скв. 5 Западный Нариман и скв. 223 Казталовская площадь) Н. Н. Жильцова определила комплекс спор и пыльцы, для которого характерно присутствие спор *Leiotriletes incertus* Volkh. (5—1,5%), *Selaginella rotundiformis* К.-М. (1—4%), *Lycopodium subtundum* К.-М. (10—15%), *Coniopteris* sp. (20—30%) и пыльцы гинкговых.

Несколько отличается комплекс фораминифер из глинистых отложений пачки I, вскрытых Шунгайской опорной скв. 31. В верхней части С. Б. Прокопенко определены единичные *Lamarckella epistominoides* Kart., а в нижней — плоские раковины *Lenticulina flabellina* (Küb. et Zw.), *Lenticulina lunaria* (Küb. et Zw.), *L. primitiva* (K. et Z.), *L. asper* (Terq.). Нижний комплекс, по мнению С. Б. Прокопенко, характерен для низов верхнего байоса.

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Н. Н. Жильцовой, также выделяются два различных комплекса, которые характеризуют верхнюю и нижнюю части этой пачки.

Первый (верхний) спорово-пыльцевой комплекс отличается широким распространением спор треугольного очертания и относительно большим количеством представителей групп *Intorta* веретенообразной или овальной пыльцы гинкгообразных. Хвойные с воздушными мешками (*Saccata*) составляют небольшой процент в комплексе и обладают хорошей дифференциацией воздушных мешков. Среди них определены *Aliferina falcata* η *dipteraeformis* sp. et var. n., *A. variabilis* γ *anguata* sp. et var. n., *Caytonia oncodes* Harris (единичные). Гинкговые представлены *Ginkgoretectina punctata* Mal. f. *semistricta* f. n., *Platyphila simplex* Mal. (характерная для пограничных слоев средней и нижней юры). Треугольные споры представлены *Coniopteris triquetra* (Naim.) К.-М., *Leiotriletes* sp. sp., *Tripartina variabilis* Mal., *Cardiolina trisecta*.

Mal., *Hausmania alata* K.-M. В небольшом количестве встречаются *Leiotriletes incertus* Bolkh.

Второй (нижний) спорово-пыльцевой комплекс отличается меньшим количеством спор треугольных очертаний (споры папоротников присутствуют в меньшем количестве) с преобладанием круглых или овальных спор бугорчатых и шиповатых. Совершенно не встречаются характерные для верхнего комплекса споры *Leiotriletes incertus* Bolkh. Увеличивается количество сетчатых спор (*Lycopodium*) и осмундовых (*Osmunda*), которые в верхнем комплексе почти не встречаются, а в нижнем играют значительную роль. Треугольные споры в основном относятся к роду *Auritulina*. Количество гингговых по сравнению с верхним комплексом уменьшается. Пыльца встречается в меньшем количестве и представлена *Protoconiferae* sp., *Coniferae* indet., *Caytonia oncodes* Haggis (большого размера, чем в верхнем комплексе). Характерно появление представителей рода *Auritulina*, увеличение количества шиповатых и ячеистых спор, а также наличие примитивных хвойных.

Западнее, в низменном Волгоградском Заволжье, по данным скв. 90 Быковской, в глинистой пачке содержится чрезвычайно богатый в видовом отношении комплекс фораминифер, определенный С. Б. Прокoppenko: *Ammodiscus subjurassicus* Sarg., *Lenticulina furszenkoi* (Ant.), *Planularia hybrida* (Terq.), *P. semiinvoluta* (Terq.), *P. cordiformis* (Terq.), *P. dictyoides* (Deecke), *P. crepidula* (F. et M.), *P. vassilenskiae* (Ant.), *Garantella caucasica* Ant., *Lamarckella media* Kart., *L. epistominoides* Kart. По сравнению с комплексом фораминифер зоны *Garantiana garantiana*, выделенным А. И. Сарычевой, в этом комплексе присутствуют виды *P. dictyoides*, *P. cordiformis*, *P. crepidula*, встречающиеся в нижнебайосских и ааленских отложениях Днепровско-Донецкой впадины (Решения, 1962).

Изложенный материал показывает, что глинистую пачку I можно относить к зоне *Garantiana garantiana* верхнего байоса лишь условно. Не исключено, что нижние слои ее имеют более древний — раннебайосский или ааленский — возраст.

Мощность глинистой пачки I колеблется от 20 м в Волгоградском Поволжье до 35—80 м в центральных районах междуречья Урала и Волги, 90—95 м в юго-западной части Прикаспийской впадины и на прилегающей эпигерцинской платформе и до 90—120 м к востоку от р. Урал. В северных районах Прикаспийской впадины аналоги пачки I отсутствуют.

Песчано-алевритовая пачка II имеет более широкое распространение. Она прослеживается не только в западных и центральных, но и в северных районах Прикаспийской низменности. На северном борту Прикаспийской впадины она трансгрессивно налегает на нижнетриасовые или пермские отложения. Почти повсеместно она представлена серыми полосчатыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами кварцево-полевошпатового состава с большим содержанием фюзенизированного детрита, располагающегося параллельно слоистости.

На электрокаротажных диаграммах эта пачка выделяется четко по появлению отрицательных аномалий ПС и пилообразной кривой КС.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, пачка II без видимого несогласия залегает на глинах пачки I. Она сложена переслаивающимися алевролитами (преобладают), песчаниками и глинами. Алевролиты и песчаники коричневатосерые, полевошпатово-кварцевые, с примесью обломков кремнистых и выветрелых эффузивных пород. Для них характерна неотсортированность по размеру и форме зерен. Цемент глинистый с примесью хло-

рита или вторичный кальцитовый пойкилитового типа. Прослой буровато-серых глин имеют обломочное строение. Во всех породах постоянно и в большом количестве содержится фюзенизированный детрит, располагающийся послойно.

Для этой пачки весьма характерна полосчатость, обусловленная четким переслаиванием различных пород. В разрезе скв. Г-2А Аралсор удалось заметить, что чередование пород имеет ритмичный характер. В основании каждого ритма залегают песчаники (0,1—0,2 м) коричнево- или светло-серые, мелкозернистые. Вверх они постепенно сменяются алевролитами (0,1—0,2 м) светло-серыми, обладающими тонкогоризонтальнослоистой текстурой, обусловленной послойным расположением большого количества обугленного растительного детрита. Заканчивается ритм тонким переслаиванием черных глин и более светлых мелкозернистых алевролитов (до 0,5 м) с массой обугленного детрита, с горизонтально-, реже косослоистой текстурой.

В разрезе Эльтонской опорной скважины пачка II четко выделяется по электрокаротажным данным в интервале 1568—1597 м. Она сложена переслаивающимися серыми песчаниками и алевролитами с глинистым или сидерито-известковистым цементом.

На западной границе Западного Казахстана, в Волгоградском Заволжье (площади Красноармейская, Ленинская, Паромненская и др.) песчано-алевритовая пачка, по данным А. В. Смирнова (1962) и А. И. Сарычевой (1964), представлена серыми алевритистыми глинами с многочисленными обуглившимися растительными остатками, алевритами и песками, часто с косою слоистостью. Глины преобладают в нижней части разреза.

На северо-западной окраине Прикаспийской впадины, по данным Новоузенской опорной скважины (Иванова и др., 1961, 1965), пачка II сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. В нескольких километрах северо-западнее, за Новоузенским гравитационным уступом, пачка I, залегающая непосредственно на баскунчакских известняках, представлена преимущественно серыми известковистыми песчаниками. В основании они грубозернистые, а вверх по разрезу постепенно становятся мелкозернистыми. Песчаники содержат редкие прослой глин и известняков.

В юго-западных районах Прикаспийской впадины на Астраханском выступе и северном склоне вала Карпинского от предкелловейского и преднижнемелового размылов сохранилась лишь небольшая часть песчаных образований, которые могут быть сопоставлены с пачкой II. В восточной части Прикаспийской низменности, к востоку от р. Урал граница между нижележащей глинистой и песчано-алевритовой пачками может быть намечена условно по появлению устойчивых широких минимумов на кривой ПС. Керном эта часть разреза не охарактеризована. В естественном разрезе окрестностей оз. Индер пачке II соответствует, как было отмечено выше, средняя часть средней угленосной свиты К. Ф. Абрамовича (1948).

Песчано-алевритовая пачка II значительно беднее фаунистическими остатками, чем нижележащая глинистая. В комплексе фораминифер преобладают агглютинированные формы из рода *Ammodiscus*. А. И. Сарычева (1964) отмечает, что в разрезах Волгоградского Поволжья по всей толще прослеживаются многочисленные *Ammodiscus subjurassicus* S a r. (in litt.), *Amm. sp.*, единичные *Garantella sp.*, *Lenticulina sp.*, *Planularia ex gr. semiinvoluta* (T e r q.), очень редко *Palaeocytheridea bispinosa* S a r. (in coll.). А. И. Сарычева полагает, что этот комплекс микрофауны характерен для зоны *Garantiana garantiana*: верхнего байоса.

По данным С. Б. Прокопенко (1967), на междуречье Урала и Волги в пачке II содержится резко обедненный комплекс фораминифер: *Ammodiscus subjurassicus* Sag., единичные и редко встречающиеся *A. irregularis* Ant., *A. tenuissimus* (Gümb.), *Spirophthalmidium occultum* Ant., *S. caucasicum* Ant., *Planularia semiinvoluta* (Terq.), *Lamarkella epistominoides* Kart., *L. media* Kart. Наряду с широко распространенными агглютинирующими видами *Ammodiscus*, развитие которых в первую очередь определяется фациальными условиями, в этом комплексе встречаются представители планулярий и ламаркелл, известных из подстилающей пачки I. Это дает возможность относить пачку II к зоне *Garantiana garantiana* верхнего байоса.

Выделенный Н. Н. Жильцовой спорово-пыльцевой комплекс из этой же части разреза также позволяет датировать пачку II поздним байосом: он характеризуется появлением *Selaginella rotundiformis* K.-M., *Dicksonia densa* Bolkh., *Pinus divulgata* Bolkh., среди пыльцы присутствуют *Classopollis*.

Мощность песчано-алевритовой пачки II колеблется в незначительных пределах: минимальная (20—55 м) установлена в Саратовском Заволжье, в Волгоградском Заволжье она равна 50—60 м, на междуречье Урала и Волги и в восточной части Прикаспийской низменности 65—75 м.

Глинистая пачка III в межкупольных депрессиях и на сводах куполов залегает на песчаниках пачки II. Нижняя граница ее на электрокаротажных диаграммах легко устанавливается по смене отрицательных значений ПС песчано-алевритовой пачки II положительными, характерными для глин. Верхняя граница ее менее четкая, глинистая пачка связана с вышележащей алевритовой постепенными переходами. Пачка III характеризуется постоянством состава и строения: повсюду она сложена темно-серыми глинами с тонкими прослоями более светлых алевролитов и в обилии содержит обугленный растительный детрит.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, пачка III представлена глинами темно-серыми с блеклым зеленовато-бурым оттенком, неизвестковистыми. Глины (по керну Шунгайской опорной скв. 31, скв. Г-2А Аралсор и др.) гидрослюдистые, постоянно содержат алевритовую примесь, как равномерно рассеянную, так и сконцентрированную в тонкие прерывистые прослой с массой фюзенизированного детрита. В глинах встречаются редкие прослой мелкозернистых песчаников кварцевого состава с примесью выветрелых плагиоклазов, хлоритизированного биотита, гидратированных пакетов мусковита и обломков яшмовидных пород и порфиритов. Цемент алевролитов и песчаников сложный: местами сохранился первичный сидерито-хлорито-глинистый, участками же развит вторичный крупнокристаллический кальцитовый. Наибольшее количество прослоев алевролитов и песчаников встречается в верхах и низах пачки. Кроме того, наблюдается увеличение мощности и количества прослоев терригенных пород в восточном направлении (Мастексай, скв. П-28).

В разрезе Эльтонской опорной скважины, по данным Н. Н. Ускозой, глинистая пачка, выделяемая в интервале 1520—1567 м, сложена темно-серыми глинами с прослоями алевролитов.

В Волгоградском Поволжье (Паромненский, Ленинский купола и др.) пачка III сложена глинами серыми или голубовато-серыми, с пиритизированными растительными остатками и карбонатными конкрециями. В верхней части пачки глины содержат прослой алевролитов, связанные с вмещающими породами постепенными переходами.

Количество песчано-алевритовой примеси возрастает в западном направлении (Смирнов, 1962).

В Саратовском Заволжье (Новоузенская опорная скважина и др.), в районах, пограничных с Западным Казахстаном, выше песчано-алевритовой пачки залегают глинистая пачка, сложенная темно-серыми тонкослоистыми глинами, с включениями светло-серых алевритов, с редкими прослоями песчаников (Иванова и др., 1961). По сравнению с двумя вышеописанными районами терригенные породы играют здесь гораздо меньшую роль.

В юго-западных районах Прикаспийской впадины (купола Замьяновский, Владимировский), на Астраханском выступе и на антиклиналях прилегающей эпигерцинской платформы аналоги пачки III либо отсутствуют, либо сохранились в небольшом объеме вследствие предсреднекелловейского размыва.

В восточной части Прикаспийской низменности, к востоку от р. Урал, в разрезе средней юры присутствует мощная глинистая пачка, которая выделяется по электрометрическим данным в скважинах на куполах Матенкожа, Индер, Жамбейты и др.

В низовьях р. Уил, по данным А. Г. Митяева, выше «серой» пачки, сопоставимой с пачками I и II, прослеживается «бурая» пачка (160 м), представленная чередованием бурых, коричневатобурых, буроватосерых и серых глин. Глины содержат прослой бурых и серых песков (до 10—15 м), песчаников, алевритов и бурых углей (до 0,5 м). По-видимому, «бурую» пачку, имеющую преимущественно глинистый состав, можно рассматривать в качестве аналога пачки III.

В районе оз. Индер, как уже указывалось выше, верхняя часть (97 м) средней угленосной свиты К. Ф. Абрамовича (1948), сложенная темно-серыми глинами с прослоями песков и бурых углей, может быть сопоставлена с глинистой пачкой III междуречья Урала и Волги.

Из всех среднеюрских отложений глинистая пачка III содержит наиболее богатый в видовом и количественном отношении комплекс фауны. В глинах встречаются раковины аммонитов, пелелипод и фораминифер. А. И. Сарычева (1964), изучая микрофауну из разрезов средней юры Волгоградского Поволжья, выделила глинистую пачку как зону *Lenticulina volganica* и зону *L. mironovi*, соответствующую, по ее мнению, аммонитовой зоне *Parkinsonia doneziana* верхнего байоса. В этой пачке, помимо зональных видов встречаются *Lenticulina dainae* Kos., *L. ex gr. arietites* (Issler), *L. compacta* Hab., *Darbyella kutzewi* Dain, *Fronicularia ex gr. spatulata* Terq., *Planularia ex gr. concinna* Hab. В самых верхах глинистой пачки комплекс несколько меняется: *Spirophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Epistomina* aff. *arcana* Ant., *Ep. peregrina* Kapt., *Lenticulina volubilis* Dain, *L. volganica* Dain, *L. caucasica* Ant. Этот комплекс настолько характерен, что позволяет уверенно сопоставлять отдаленные разрезы и прослеживать аналоги лентикулиновой зоны. А. И. Сарычева в своей последней работе отмечает, что в Заволжье в лентикулиновом комплексе встречаются *Spirillina eichbergensis* K. et Zw., *Conicospirillina* sp., *Spirophthalmidium* aff. *causicum* Ant., *S. aff. clarum* Ant., *Lenticulina* aff. *caucasica* Ant. и др., характерные для верхнебайосских отложений Днепровско-Донецкой впадины и Северного Кавказа. В разрезе постоянно встречаются аммониты *Parkinsonia doneziana* Boriss. и значительно реже *Pseudocosmoceras michalskii* (Boriss.) (скв. 2 ОП. Николаевская). Кроме того, довольно часты находки *Meleagrinnella doneziana* Boriss.

В Саратовском Заволжье в глинистой пачке, по данным А. Н. Ивановой и Т. Н. Хабаровой (1961, 1965), содержатся *Parkinsonia done-*

ziana Boriss., *Lenticulina volganica* (Dain), *L. mironovi* (Dain), *L. ex gr. protracta* (Born.), *Palaeocytheridea bajociensis* Hab., *Macro-dentina strigatus* (Hab.), т. е. комплекс, близкий к зоне *Parkinsonia doneziana* Волгоградского Поволжья.

На междуречье Урала и Волги в глинистой пачке III обнаружен аналогичный комплекс фауны. Число местонахождений органических остатков велико, по существу они встречаются везде, где из скважин был поднят керн. В этой пачке из аммонитов наиболее часто встречаются *Parkinsonia doneziana* Boriss., кроме того, С. Б. Прокопенко найдены *Parkinsonia cf. orbignyana* Wetz., *P. ex gr. parkinsoni* Sow. и *Pseudocoscoceras michalskii* Boriss. (скважины 411, 421 Новоузенские, скв. 2 Эмбекши и др.; определения П. А. Герасимова и В. П. Казаковой).

В разрезах Богатыревского купола (скважины 411, 421), в нескольких километрах к северо-востоку от Новоузенской опорной скважины, С. Б. Прокопенко определены *Lenticulina volganica* Dain, *L. dainae* Kos., *L. subinvoluta* Kart., *Fronicularia spatulata* Kart., *F. pulchra* Terq. и др. Здесь же, в северной части междуречья, в разрезе скв. 10 Ровное встречены *Lenticulina mironovi* (Dain), *L. volganica* (Dain), *L. subinvoluta* Kart., *Epistomina arcana* Ant.

В центральных районах Прикаспийской впадины (скважины 25, 32 Акоба, Г-2А Аралсор, скв. Г-26 Зареченская, скв. Г-3 Западный Нариман, скв. Г-1 Таткенсай и во многих картировочных скважинах трестов «Союзбургаз» и «Уральскнефтегазразведка») С. Б. Прокопенко и В. А. Шохиной определены *Ammodiscus incertus* Orb., *A. varians* Kart., *Spirophthalmidium aff. occultum* Ant., *Lenticulina volganica* (Dain), *L. mironovi* (Dain), *L. varians* (Born.) var. *volganica* (Dain), *L. cordiformis* (Terq.), *L. breoni* (Terq.), *Darbyella kutsevi* Dain.

Западнее по данным скв. Г-2 Эмбекши (определения С. Б. Прокопенко) комплекс фораминифер глинистой пачки III состоит только из представителей двух родов: *Ammodiscus incertus* (Gümb.), *A. tenuissimus* (Gümb.), *Lenticulina clara* Hab., *L. volganica* (Dain), *L. subinvoluta* Kart.

На юго-западе Прикаспийской низменности, в районе Шунгайского гравитационного максимума, в глинистой пачке III обнаружен обедненный комплекс микрофауны (определения С. Б. Прокопенко): *Lenticulina mironovi* Dain, *L. condensata* Ant., *L. flabellina* (Küb. et Zw.).

В восточной части Прикаспийской низменности, к востоку от р. Урал, органические остатки редки. Здесь известны находки *Meleagrinnella doneziana* (Boriss.) и *Thracia crassa* Roem. около оз. Индер (Абрамович, 1948); *Pseudomonotis ex gr. echinata* Sow. в известняковых конкрециях среди песчаников на южном берегу оз. Шалкар.

Спорово-пыльцевой комплекс глинистой пачки III определен в гораздо меньшем количестве разрезов. В разрезе скв. П-26 Зареченской Г. Е. Донскова (Чарыгин и др., 1964) обнаружила *Orbicularia biconvexa* Mal., *Politusella spinigera* Mal., *Sphaerina spinigera f. typica* Mal., *Cardiolina trisecta* Mal., *Orbella glabra* Mal., *Tripartina variabilis f. typica cf. L. gradata* Mal., *Cepulina bacculifera* Mal., *Orbicularia pectinella* Mal., *Bacculina triliminata* Mal., *Lophotriletes bjutaiensis* Volch., встречающиеся в байосских отложениях Южной Эмбы.

Многочисленные находки аммонитов, пелеципод, фораминифер позволяют параллелизовать пачку III с зоной *Parkinsonia doneziana* верхнего байоса. В этой палеонтологически хорошо охарактеризованной пачке встречается *Pseudocoscoceras michalskii*, выделенный

А. А. Борисяком в качестве зонального вида для отложений нижнего бата Донбасса. Вероятно, этот вид имеет более широкое вертикальное распространение, чем это предложил А. А. Борисяк, а затем было подтверждено «Решениями совещания по унифицированной схеме стратиграфии мезозоя» (1962).

Алевритовая пачка IV присутствует в тех же разрезах, что и отложения пачки III. Обычно обе эти пачки связаны постепенными переходами, которые выражаются в появлении сначала тонких, затем все более мощных прослоев алевролитов среди глин. Однако не исключено, что алевритовая пачка в некоторых районах низменности залегает с эрозионным несогласием, так как местами (Шунгайская опорная скв. 31, Эльтонская опорная скважина) мощности глинистой пачки III резко сокращены.

Нижняя граница пачки IV проводится по смене положительных значений на кривой ПС отрицательными аномалиями и по появлению дифференцированной кривой кажущегося сопротивления. Верхняя поверхность алевритовой пачки эрозионная. На ее различные слои налегают отложения нижнего или среднего и верхнего келловея. Почти повсеместно пачка IV представлена чередующимися алевролитами и глинами.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, пачка IV сложена серыми и палевыми алевритовыми глинами, постепенно переходящими в прослой алевролитов. Алевролиты имеют кварцевый состав, хлорито-глинистый цемент, иногда замещенный вторичным кальцитовым цементом пойкилитового типа. Текстура пород волокнисто-слоистая, обусловленная расположением многочисленного растительного детрита. Алеврито-глинистые породы содержат прослой песчаников такого же состава. Глины часто обладают оптически однородной структурой; глинистые минералы, слагающие их, входят в состав группы гидрослюд (по данным керн скважин 32-Р, 25-П, Г-2А Аралсор, Шунгайской опорной скв. 31, скв. 67 Урдинской и др.).

А. Г. Дрейсин (1965) отметил, что в нижней части алевритовой пачки IV преобладают песчано-алеваитовые породы (8—10 м), характеризующиеся на электрокаротажных кривых отрицательной аномалией ПС. Средняя часть ее (20 м) сложена в основном глинами, для которых характерны низкие сопротивления и положительные значения ПС. Верхние части пачки (26—30 м) представлены чередующимися песчано-алеваитовыми и глинистыми породами. В ряде разрезов среди глин выделяется маломощный пласт мергелей. На электрокаротажных кривых в разрезах западной и центральной частей междуречья Урала и Волги эти верхние слои четко выделяются по отрицательным аномалиям ПС большой амплитуды.

В Эльтонской опорной скважине пачка IV (интервал 1482—1520 м), как и повсюду, сложена переслаивающимися глинами серыми, неравномерно алевритистыми, алевролитами глинистыми, известковистыми и более редкими прослоями песчаников и сидеритов.

В восточных районах междуречья Урала и Волги (Мастексай, скв. П-28) над алевритовой пачкой IV в разрезе появляется пачка «немых» глин, выше которых залегают палеонтологически охарактеризованные отложения келловея.

В районах Волгоградского Поволжья, граничащих с Западным Казахстаном, аналоги пачки IV представлены алевритистыми глинами и алевролитами. А. В. Смирнов (1962) указывает, что алевролиты имеют глауконито-кварцевый состав, содержат редкие пластинки слюд и зерна полевых шпатов и обладают глинисто-известковистым цемен-

том. Глины характеризуются одинаковой оптической ориентировкой слагающих их минералов из группы гидрослюд. Для всего Волгоградского Поволжья характерно литологическое постоянство этой части разреза среднеюрских отложений.

На северо-западной окраине Западного Казахстана отложения алевритовой пачки IV присутствуют в разрезе Новоузенской опорной скважины, в разрезах Богатыревского купола и других. Она сложена здесь палево-серыми алевролитами и глинами с прослоями глинистых известняков и мелкозернистых песчаников в верхней части.

Мощности алевритовой пачки IV в рассматриваемых районах мало изменчивы и повсеместно колеблются в пределах 40—50 м. В восточной части Прикаспийской низменности, к востоку от р. Урал, верхние горизонты средней юры имеют более сложное строение и увеличенные мощности. В разрезах скважин, пробуренных в районе оз. Индер, по электрокаротажным данным выше глинистой пачки IV верхнего байоса выделяются две толщи: нижняя (70 м), характеризующаяся отрицательными аномалиями ПС и дифференцированной кривой КС, и верхняя (30—40 м), для которой более характерны положительные значения ПС и небольшие величины кажущегося сопротивления. По-видимому, нижнюю толщу преимущественно песчано-аледритового состава можно параллелизовать с алевритовой пачкой IV. Аналогов верхней глинистой толщи в составе среднеюрских отложений западных и центральных районов междуречья Урала и Волги нет.

По данным естественных обнажений разрез среднеюрских отложений на куполе Индер заканчивается верхней угленосной свитой (Абрамович, 1948), состоящей из темно-серых глин с прослоями углестых глин, бурых углей и песчаников (до 100 м).

В районе купола Матенкожа по данным разведочных скважин разрез верхних горизонтов средней юры имеет строение, аналогичное индерскому. Выделенная А. Г. Митяевым по картировочным скважинам «зеленая» пачка (свыше 60 м), образованная переслаивающимися зеленовато- и грязно-серыми, темно-зелеными глинами с редкими прослоями серых песков и бурых углей, может соответствовать «аледритовой» пачке IV и верхней глинистой толще Индерского разреза.

Органические остатки во всех разрезах пачки IV встречаются редко и представлены почти только одним видом *Ammodiscus baticus* Daip. В разрезах Богатыревского купола С. Б. Прокопенко наряду с *A. baticus* обнаружены *A. varians* Kert., *A. gaultinus* Berth.

Согласно унифицированной схеме мезозойских отложений Русской платформы (1962), появление *Ammodiscus baticus* Daip характерно для нижнего подъяруса бата. Однако автор этого вида А. Г. Дайн считает, что он имеет скорее экологическое, нежели стратиграфическое значение. Формы, встреченные совместно с видом-индексом, также являются представителями этого примитивного агглютинирующего рода.

Заканчивая рассмотрение среднеюрских отложений Прикаспийской низменности, необходимо отметить, что в юго-восточной части ее, в промысловом районе Южной Эмбы, наблюдается та же последовательность ритмического чередования преимущественно песчаных и преимущественно глинистых толщ при общем увеличении песчаности разреза. В составе юрских отложений этого района Г. Е.-А. Айзенштадт (1956) выделил пять свит, точнее толщ: песчано-галечниковую, песчано-глинистую, нижнюю угленосную, лингуловую и верхнюю угленосную (см. следующий раздел данной главы), которые могут быть сопоставлены с соответствующими элементами ритма, наблюдаемыми в разрезах среднеюрских отложений Прикаспийской низменности.

Последовательное сопоставление геоэлектрических разрезов с запада на восток Прикаспийской низменности с полной очевидностью позволяет параллелизовать базальную песчаную пачку 0 с песчано-галечниковой толщей, залегающей в основании юрского разреза Южной Эмбы и начинающей новый цикл осадков. Исходя из сопоставления разрезов, базирующегося на прослеживании однотипных элементов ритма, можно сопоставить глинистую пачку I с нижней, более глинистой частью песчано-глинистой толщи Южной Эмбы, песчано-алевритовую пачку II с верхней, более песчаной частью той же толщи, глинистую пачку III с нижней угленосной толщей, алевритовую пачку IV с лингуловой толщей. Аналоги верхней угленосной толщи Южной Эмбы в более западных районах Прикаспийской низменности неизвестны, но не исключено, что они присутствуют в разрезах восточной части низменности, где в верхней части пачки IV ее алевриты пере-слаиваются с глинами (табл. 11).

При таком сопоставлении, наиболее правомочном из возможных, выявляются несоответствия в определении возраста пачек и толщ, главным образом нижних. Так, в Прикаспийской низменности отложения пачки II датируются верхним байосом (Шаля, Леонгардт, 1965), а отвечающая им по литологическому составу и стратиграфическому положению верхняя часть песчано-глинистой толщи Южной Эмбы считается, как и вся эта толща в целом, раннебайосской (Айзенштадт, 1951). Таким образом, возраст одной и той же литологической пачки, прослеженной в пределах западной части Прикаспийской впадины, в разных ее районах различными исследователями устанавливается по-разному. На большей части территории, там, где развиты морские фации, он по палеонтологическим данным определяется как позднебайосский, а в области развития континентальных фаций по палинологическим данным — как раннебайосский. Так же как и для нижележащих юрских образований, определения спорово-пыльцевых спектров показывают более древний возраст, чем определения комплексов фораминифер и остракод. К тому же при датировке возраста толщ, намеченных в составе континентальных юрских отложений Южной Эмбы, Г. Е.-А. Айзенштадт, как мы увидим ниже, опирался на данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного В. С. Малявкиной. Однако следует заметить, что установленная В. С. Малявкиной последовательность смены спорово-пыльцевых спектров не подтверждена фаунистическими данными и поэтому возраст содержащих их толщ определен в известной мере условно.

Сопоставление разрезов юрских отложений Прикаспийской впадины показало, что залегающие в их основании песчаные пачки образуют единый базальный горизонт трансгрессивного цикла осадков. Эти песчаные образования пачки 0 характеризуются грубостью и неотсортированностью слагающего их кластического материала и содержат каолиновые глины, представляют собой осадки аллювиальной равнины. Возраст этого базального горизонта не установлен — принадлежность его к позднему байосу (схема А. И. Сарычевой), и лейасу (схема Г. Е.-А. Айзенштадта) достаточно не обоснована. Скорее всего он не đồngовозрастен в различных районах Прикаспийской впадины и охватывает время между ранней юрой и серединой позднего байоса.

Выше достоверно установлены верхнебайосские отложения в составе I, II и III пачек. В отличие от нижележащих юрских образований они являются осадками морского бассейна нормальной солености. Максимум трансгрессии падает на время накопления пачек II и III, характеризующихся наиболее широким распространением и трансгрессивными условиями залегания. Море времени *Parkinsonia doneziana*

Сопоставление схем стратиграфии средней и нижней юры Прикаспийской впадины

Саратовское Заволжье		Волгоградское Поволжье				Междуречье Урала и Волги			Окрестности оз. Индер	Южная Эмба			
А. Н. Иванова, Т. Н. Хабарова, К. И. Войтенко, 1962 г.		А. И. Сарычева, 1965 г.				А. А. Шаля (Шаля и Леонгардт, 1965 г.)			К. Ф. Абрамович, 1948 г.	Г. Е.-А. Айзенштадт, 1951 г.			
Батский ярус		Батский ярус				Батский ярус	Нижний (?)	Пачка IV	Алевритоглинистая	Верхняя угленосная свита	Батский ярус	Верхний	Верхняя угленосная свита
								Алевритовая			Нижний		Лингуловая свита
Верхний байос	Зона <i>Lenticulina volganica</i> L. <i>dainae</i>	Верхний байос	<i>Parkinsonia doneziana</i>	Зона <i>L. volganica</i>	Байосский ярус	Верхний подъярус	Пачка III глинистая	Средняя угленосная свита	Глинистая зона	Байосский ярус	Верхний	Нижняя угленосная свита	
	Зона <i>Ammodiscus subjurassicus</i>			Зона <i>Ammodiscus subjurassicus</i>			Пачка II песчано-алевритовая		Песчано-глинистая зона			Нижний	Песчано-глинистая свита
	Зона <i>Lenticulina ex. gr. centralis</i>						Пачка I глинистая						
		<i>Garantia garantiana</i>	Зона <i>Planularia u Ostrakoda</i>										
	<i>Strenoceras nior-tense</i>				Байос-аален		Пачка 0 песчаная		Песчаная зона	Нижняя юра		Песчано-галечниковая свита	
					Верхний триас—нижняя юра		Аралсорская свита	Нижняя угленосная свита				Верхний триас	

представляло собой обширный мелководный бассейн с низкими берегами. Состав фауны показывает, что Прикаспийский морской бассейн был связан с Днепровско-Донецким и Северо-Кавказским. Как отмечают П. А. Герасимов, Д. П. Найдин и Б. П. Стерлин (1962), связь со среднеюрскими морями Западной Европы отсутствовала.

К востоку от р. Урал в позднем байосе морской режим был неустойчивым. Здесь наряду с прибрежно-морскими фациями получили широкое развитие озерно-речные и чрезвычайно характерные для Южной Эмбы фации заболоченной прибрежной равнины.

Разрез среднеюрских отложений Прикаспийской низменности завершается алевритовой пачкой V, условно датированной ранним батом. Это также отложение мелководного морского бассейна, но, вероятно, значительно опресненного, с обедненным комплексом агглютинирующих фораминифер.

Таким образом, среднеюрский этап развития Прикаспийской низменности характеризуется завершенным циклом осадконакопления: региональное опускание и накопление аллювиальных осадков на всей территории в аалене—нижнем байосе; развитие и максимум морской трансгрессии в позднем байосе; начало регрессии в раннем бате и отступление моря в конце бата.

ЮЖНАЯ ЭМБА

На Южной Эмбе нефтеносные ниже- и среднеюрские отложения вскрыты скважинами на всех разведываемых площадях. Они прослежены в сводовых частях куполов, а также достигнуты скважинами по периферии их крыльев и в некоторых межкупольных депрессиях — Дангарской, Доссор-Макатской и в депрессии к западу от купола Кулсары.

Изучение ниже- и среднеюрских отложений Южной Эмбы началось уже более полувека со времени постановления здесь поисковых работ на нефть. С разной степенью детальности эти отложения были описаны Н. Н. Тихоновичем, А. Н. Замятиным и С. И. Мироновым (Тихонович, Замятин, 1912; Тихонович, Миронов, 1914), С. И. Мироновым (1925), С. В. Шумилиным (Авров, Буялов и др., 1935), Р. Г. Дмитриевой и И. П. Егоровым (1940), М. Б. Кадисовым (1940), И. А. Юркевичем (1943), А. И. Егоровым (1944, 1945), К. Ф. Абрамовичем (1948) и Г. Е.-А. Айзенштадтом (1951). Последней по времени и наиболее подробной является стратиграфическая схема их расчленения, предложенная Г. Е.-А. Айзенштадтом. Согласно этой схеме, ниже- и среднеюрские отложения Южной Эмбы разделяются на пять свит (снизу вверх): песчано-галечниковую, песчано-глинистую, нижнюю угленосную, лингуловую и верхнюю угленосную. Однако поскольку этим свитам не были даны географические названия, ниже они именуются толщами.

Песчано-галечниковая толща залегает с размывом на толще зеленовато-серых глин и песчаников, которую Е. И. Соколова (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961) считает верхнетриасовой, но для которой не исключен поздне триасово-раннеюрский возраст.

В основании этой толщи обычно прослеживаются светло-серые средне- и крупнозернистые пески, неяснослоистые, слегка глинистые, состоящие из слабо окатанных и плохо отсортированных зерен кварца и полевых шпатов. В песках нередко встречаются гальки кремня и кварца от 1 до 3 см в диаметре. Растительного детритуса в этих песках очень мало.

Выше по разрезу в чередовании с такими же песками встречаются разные по мощности прослойки светло-серых, серых и серовато-бурых глин, в той или иной степени песчанистых, содержащих на плоскостях

напластования налеты мелкозернистого песка. Судя по керну, характер слоистости глин меняется от тонкой, ровной, до грубой, прерывистой. В глинах встречаются отдельные гальки белого кварца и черного кремня. Иногда помимо прослоев глин среди песков встречаются аналогичные им по составу прослойки (от 0,5 до 1—1,5 м) светло-серых очень крепких песчаников с кальцитовым или глинисто-кальцитовым цементом базального типа.

Еще выше, примерно в средней части разреза песчано-галечниковой толщи, обычно выделяется пачка (5—10 м) глин. Над нею вновь прослеживается чередование прослоев песков (преобладают) и глин, изредка песчаников. Местами встречаются галечники, состоящие из хорошо окатанных галек черного и темно-бурого кремня до 2 см в диаметре. В глинах иногда наблюдаются остатки корневой системы растений и изредка тонкие углистые прослойки. В кровле песчано-галечниковой толщи обычно залегают пески.

Характерными признаками песчано-галечниковой толщи являются: ее преимущественно песчаный состав, наличие редких прослоев галечников, конгломератов, песчаников, глин, а также отдельных галек кварца, кварцитов и яшмовидных пород среди глин и песков, светлая, иногда белесая окраска ее песков и песчаников, светло-серая окраска глин, присутствие каолинового материала и меньшее, по сравнению с вышележащими слоями, содержание растительных остатков.

По минеральному составу породы песчано-галечниковой толщи характеризуются присутствием в тяжелой фракции дистена и ставролита, которых нет в вышележащих слоях юры (они не обнаружены и в отложениях этой же толщи, вскрытых опорными скважинами 2 и 5 в зоне Южно-Эмбенского краевого погребенного поднятия) (Айзенштадт, Пинчук, 1961). Среди гравия и гальки значительный процент составляют гальки белого кварца, черных кварцитов и кремней, а также гальки пород, совершенно чуждых описываемому району. Главными источниками материала данной толщи, вероятно, являлись Южный Урал и Мугоджары (откуда, в частности, могли поступать минералы метаморфических пород), местными источниками — растущие соляные купола, на которых размывались отложения триаса и верхней перми.

На электрокаротажных диаграммах литологические особенности песчано-галечниковой толщи выявляются особенно четко. На кривых КС и ПС ей отвечает участок очень низких кажущихся сопротивлений в 0,1—0,3 ом·м и с хорошей проницаемостью. На фоне этих низких сопротивлений в виде максимумов выделяются узкие пики, отвечающие прослоям песчаников и пачке глин средней части ее разреза.

В породах песчано-галечниковой толщи В. С. Малявкина обнаружила спорово-пыльцевой комплекс, который характеризуется обилием пыльцы хвойных типа *Podocarpaseae* и кейтониевых, причем последняя носит черты архаических форм. Кроме того, в его составе широко распространена пыльца саговиковых и гинкговых, причем виды той и другой отличны от распространенных в рэте. Среди спор наблюдается много родов и видов, встречающихся только в отложениях нижней юры (род *Gyrina*, *Rotinella*, виды рода *Exinella*, *Sphaerina*, *Pterina* и т. д.). От вышележащих, заведомо среднеюрских пород отложения песчано-галечниковой толщи отличаются по видовому и родовому составу содержащейся в них пыльцы хвойных, по обилию пыльцы саговиковых и гинкговых, а также по своеобразному составу спор птеридофитов. В отложениях этой толщи нередко встречаются споры с оторочками: *Pterina*, *Volucellina*, *Ventosella*, из которых одни близки

по типу к спорам *Lepidophytinae* пермокарбона, а другие — к спорам *Selaginellaceae*. В. В. Зауэр установила, что по степени насыщенности пылью и спорами отдельные части разреза песчано-галечниковой толщи весьма различны: наряду с почти «немыми» горизонтами в них встречаются горизонты с большим количеством пыли и спор.

В опорной скв. 2 (Буранколь) в интервале 2577,1—2730,7 м отложения песчано-галечниковой толщи, по определению В. С. Малявкиной, содержат нижнеюрский спорово-пыльцевой комплекс: *Ventosella platy-chila* Mal., *Colliculina medioxima* Mal., *Sphaerina multispinellata* Mal., *Rotinella trisecta* Mal., *Triangulata granulata* Mal., *Triquetrella minuscula* Mal., *Ginkgoretectina punctata* Mal., *Aliferina falcata* Mal., *A. prolongata* Mal., *Dipterella latipes* Mal., *Aggerella corrol-laria* Mal., *Bullulina vulgaris* Mal. В то же время в опорной скв. 5 (Тугаракчан) в отложениях этой толщи споры и пыльца обнаружены не были (Айзенштадт, Пинчук, 1961).

Основываясь на определениях В. С. Малявкиной, Г. Е.-А. Айзенштадт (1951) относит песчано-галечниковую толщу Южной Эмбы к лейасу, однако такое определение ее возраста является в известной мере условным. По отношению к вышележащим, заведомо среднеюрским отложениям эта толща является базальной и трансгрессивно-залегает на подстилающих верхнетриасовых или, возможно, верхнетриасовых—нижнеюрских отложениях. В разрезах междуречья Урала и Волги ей, по-видимому, отвечает подобная по стратиграфическому положению и литологическому составу песчаная пачка 0, но возраст ее более молодой — не древнее аалена и может охватывать аален—ранний байос.

Мощность песчано-галечниковой толщи в районе Южной Эмбы достигает 80—100 м, возрастая к югу. В опорной скв. 2 (Буранколь) она равна 136 м (интервал 2550—2686 м), но в опорной скв. 5 (Тугаракчан) сокращается почти вдвое — до 70 м (интервал 2220—2290 м).

Вышележащая песчано-глинистая толща образована более или менее равномерным чередованием песков и глин. В нижней части ее разреза преобладают темно-серые, буровато-серые и светло-серые глины, плотные, иногда микрослоистые, с содержанием пелитовой фракции от 80% и выше, обычно с примесью алевроитового материала и с тем или иным содержанием углистого вещества. Пески здесь темные зеленовато-серые, алевроитовые. Они, как правило, глинистые и часто переходят в алевроитовые глины. Здесь же встречаются прослойки светло-серых алевроитовых песчаников с известково-глинистым цементом и нередко отмечаются прослойки глин и сланцев, глин с остатками корневой системы, а также тонкие прослойки бурых углей.

Верхняя часть песчано-глинистой толщи образована чередованием тех же пород, однако среди них появляются и чистые глины, (с содержанием пелитовой фракции от 90 до 100%), иногда с тонкими прослойками тонкозернистых песков и углистыми прослойками. Среди глин здесь часто встречаются микро- и тонкослоистые разности.

По минеральному составу породы песчано-глинистой толщи относятся к нижней части хлоритоидной минералогической зоны, намеченной Р. Г. Дмитриевой и И. П. Егоровым (1940). Дистен и ставролит, характерные для пород песчано-галечниковой свиты, в ее отложениях отсутствуют.

Песчано-глинистой толще на каротажных диаграммах отвечает сравнительно слабо рассеченная кривая — чередование отдельных максимумов с сопротивлением до 3—4 ом·м, отвечающих пачкам глин (от нескольких метров до 10—25 м) с минимальными зонами, обладающих сопротивлением 0,1—0,3 ом·м и отвечающих пачкам песков

(от 2—3 до 15—24 м). Иногда в ее основании прослеживаются две-три глинистые пачки мощностью 10—25 м с сопротивлением до 4 ом·м, разделенные песчаными пачками примерно такой же мощности. Иногда эта часть разреза свиты выпадает и на породах песчано-галечниковой толщи залегает более высокая часть разреза песчано-глинистой толщи, которой на каротажных диаграммах отвечает слабо расчлененная кривая. Эта часть разреза данной толщи образована частым чередованием маломощных песчаных, алевроитовых и глинистых пластов, сопротивление которых не превышает 1—1,5 ом·м. В подобных случаях на каротажных диаграммах различия между песчано-глинистой и подстилающей песчано-галечниковой толщами сглаживаются. В кровле песчано-глинистой свиты обычно прослеживается «глинистый» репер.

Из отложений, вскрытых скважиной на куполе Кызылкала и отвечающих, по мнению Г. Е.-А. Айзенштадта (1951), песчано-глинистой толще, И. В. Палибин (1934) определил отпечатки *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.), *Cladophlebis* sp., *Nilssonina vittaeformis* Prun., *Podozamites angustifolius* Eichw.

Спорово-пыльцевой комплекс песчано-глинистой толщи резко отличается от спорово-пыльцевых комплексов подстилающей ее песчано-галечниковой и перекрывающей нижней угленосной толщи. Для песчано-глинистой толщи особенно характерна пыльца хвойных семейства Pinaceae: *Aliferina variabilis* Mal. f. *typica* Mal., *Aliferina variabilis* Mal., семейства Podocarpaceae: *Dipterella tricocca* var. *flaccisaccata* Mal., *D. tricocca* var. *compacta* Mal., *D. alata* Mal. Споры птеридофитов имеют среднеюрский облик и близки по типу к спорам вышележащей нижней угленосной толщи. Среди спор присутствует большое количество треугольных спор *Cardiolina trisecta* Mal., представленных многочисленными разновидностями, спор *Glabrina glabra* Mal., *Placulina fasciata* Mal. и др. Спорово-пыльцевые комплексы нижней и верхней частей песчано-глинистой толщи несколько различаются.

Г. Е.-А. Айзенштадт (1951), учитывая результаты спорово-пыльцевого анализа, относит песчано-глинистую толщу к нижнему байосу (рис. 50).

Мощность песчано-глинистой свиты обычно колеблется от 100 до 250 м, особенно возрастая в южной группе куполов Южной Эмбы.

Выше прослеживается нижняя угленосная толща, которая в основном сложена глинами. В ее основании почти повсеместно прослеживается слой песков, мощность которого не превышает нескольких метров. Преимущественно в нижней и средней частях ее разреза встречаются прослой песков, алевролитов, известковистых песчаников и сидеритов. К верхней, глинистой части ее разреза приурочено до 11 пластов и пропластков углей, автохтонных по условиям образования (о чем свидетельствуют сопровождающие их в подошве слои с корневищами). Пять-шесть пластов углей достигают рабочей мощности. Угли этих пластов бурые, рыхлые, сажистые, зольные, но иногда среди них встречаются и черные плотные блестящие разности.

Глины нижней угленосной толщи темно-серые, серые и буровато-серые, тонко- и микрослоистые, с растительным детритом, часто углистые, чистые, алевроитистые или алевроитовые. Пески и алевроиты серые и серовато-бурые, слоистые, часто тонкослоистые, в той или иной степени глинистые.

По минеральному составу пород нижняя угленосная толща не отделяется резко от нижележащей песчано-глинистой и вышележащей лингуловой толщ и так же, как и они, принадлежит к хлоритоидной

минералогической зоне, намеченной Р. Г. Дмитриевой и И. П. Егоровым (1940).

На каротажных диаграммах нижняя угленосная толща от подстилающей и кроющей ее толщ рельефно выделяется меньшей проницаемостью, а иногда и более высокими сопротивлениями, которые колеблются от 0,8 до 1,4 ом·м, но в водоносных слоях падают до 0,2—0,4 ом·м. Особенно характерен репер в ее кровле — максимум на

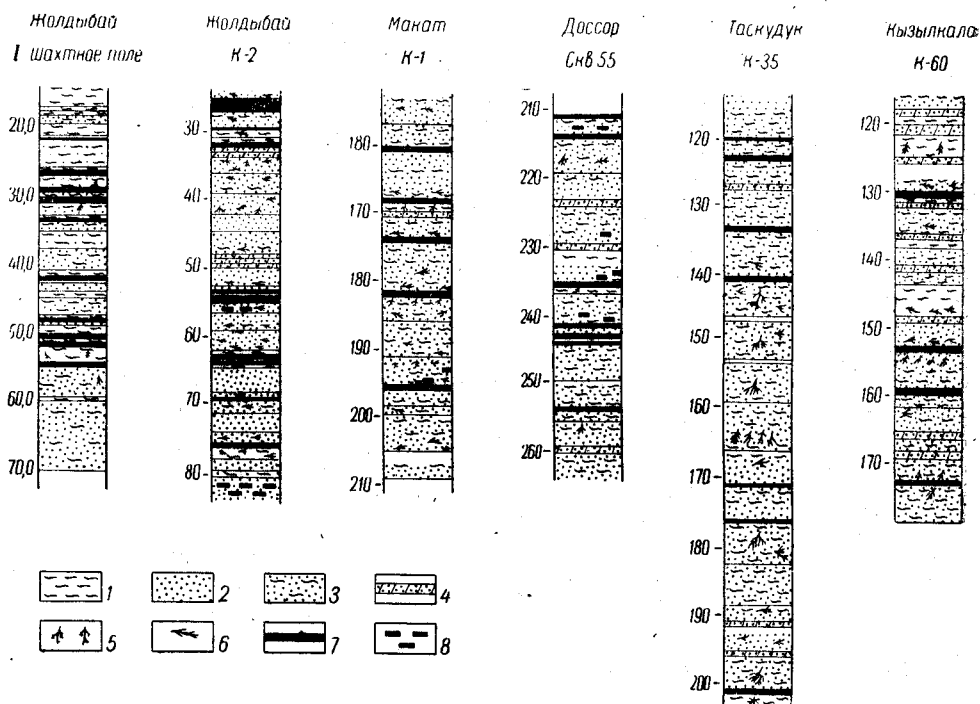


Рис. 50. Сопоставление разрезов нижней угленосной толщи на куполах промышленного района Южной Эмбы (по Г. Е.-А. Айзенштадту)

1 — глины; 2 — пески; 3 — глины песчаные и глинистые пески; 4 — известковистые песчаники; 5 — остатки корневых систем; 6 — растительные остатки; 7 — пласты и пропластки бурых углей; 8 — углистость

кривых КС и ПС, намечающий ее раздел с вышележащей лингуловой толщей, в основании которой прослеживается мощная пачка песков.

В отложениях нижней угленосной толщи появляется в большом количестве пыльца хвойных рода *Orbicularia* Mal.: *O. biconvexa* Mal., *O. pectinella* Mal., *O. gamiformis* Mal. Веретенообразные формы пыльцы представлены пылью гинговых *Platichyla* Mal., *Retectina cristata* Mal., а пыльца саговиков редка или даже отсутствует. В изобилии распространены споры *Coniopteris*: *Cardiolina trisecta* Mal. f. *tipica* Mal., уже типичные, характеризующиеся постоянством очертаний. Кроме них в относительно большом количестве появляются споры папоротников семейства *Cyatheaceae* с большим количеством вариантов: *Bucculina triquetra* Mal., встречающаяся начиная с нижней юры, *Tripartina variabilis* Mal. и несколько более редкая *Triquetrella angulosa* Mal. Шиповатые споры становятся более заметными: в отложениях нижней угленосной свиты их больше, чем в породах песчано-глинистой свиты. Очень распространены споры *Sphaerina spinigera* Mal., возможно принадлежащие одному из встреченных в отло-

жениях средней юры Прикаспийской впадины видов папоротника *Todites* (*Cladophlebis*) из семейства Osmundaceae. К последним присоединяются очень характерные крупносетчатые (ячеистые) споры *Politusella spinigera* Mal., возможно, плауновых.

Г. Е.-А. Айзенштадт (1951), основываясь на результатах спорово-пыльцевого анализа, допускает, что нижняя угленосная толща отвечает верхнему байосу.

Мощность отложений нижней угленосной толщи довольно выдержана и обычно равна 60—80 м.

Выше прослеживается лингуловая толща, которая своим названием обязана частым находкам в ее отложениях раковин *Lingula* sp. По составу она является преимущественно песчаной, а по типу пород принципиально не отличается от ниже- и вышележащих толщ средней юры и только пласты бурых углей промышленной мощности в ее разрезах неизвестны.

По минеральному составу пород лингуловая свита относится к верхней части хлоритоидной минералогической зоны, намеченной Р. Г. Дмитриевой и И. П. Егоровым (1940).

На каротажных кривых песчаной лингуловой толще, залегающей между преимущественно глинистыми нижней и верхней угленосными толщами, отвечает депрессионная зона, интенсивность которой подчеркивается благодаря наличию пачек песков в основании и кровле свиты. Сопротивления колеблются от 0,7 до 1,2 ом·м, причем прослои песчанников дают узкие острые пики сопротивлением 2—4 ом·м.

В отложениях этой толщи помимо часто встречающихся раковин *Lingula* sp. в разных частях промыслового района Южной Эмбы обнаружены *Pseudomonotis doneziana* Vog., *P. ex gr. echinata* Sow., *Thracia crassa* Roem., *Solenomya* sp. Из фораминифер в разрезе куполов Сагиз и Таскудук найден *Ammodiscus* sp., по заключению Е. В. Мятлюк близкий к *Ammodiscus tenuissimus* Gumbel из отложений байоса—бата купола Озинки.

В основании лингуловой толщи, на границе ее с нижней угленосной, изменяются спорово-пыльцевые комплексы. Пыльца хвойных начинает встречаться в очень небольшом количестве (2—5%) и представлена преимущественно одним видом широко распространенного в отложениях нижней угленосной толщи рода *Orbicularia* Mal. — *Orbicularia biconvexa* Mal. Здесь же изредка (2—5%) присутствует мелкая округлая смятая пыльца группы *Infriata* Naum. — *Aggerella conferta* Mal. Главную массу спорово-пыльцевого комплекса пограничных слоев составляют споры, среди которых преобладают неизвестные в отложениях нижней угленосной толщи мелкие треугольные точечные споры *Bucculina glabrescens* Mal., отличающиеся большим разнообразием форм и очертаний. На втором месте стоят гладкие треугольные споры папоротников типа *Coniopteris* — *Cardiolina trisecta* Mal. и округлые шиповатые споры папоротников семейства Osmundaceae — *Sphaerina spinigera* Mal., *S. bulbosa* Mal., *S. bulbosa* var. *exilis* Mal. Изредка встречаются сетчатые споры, по-видимому, хвощевых — *Politusella spinigera* Mal. и гладкие округлые крупные споры *Orbella glabra* Mal.

В более высоких горизонтах лингуловой толщи появляются довольно большое количество пыльцы хвойных и разнообразные споры, среди которых преобладают виды, встречавшиеся в верхнем байосе (виды родов *Cardiolina*, *Tripartina*, *Sphaerina*, *Politusella* и др.). К ним присоединяются в небольшом количестве споры глейхений и новые виды рода *Exinella*. Наиболее характерной пылью лингуловой толщи являются *Orbicularia oblatinoides* Mal., *Aliferina tecturatiformis* Mal.

К ним обычно присоединяется (в небольшом количестве) пыльца, известная из нижней угленосной толщи — *Orbicularia biconvexa* Mal. или пыльца, характерная для верхней угленосной толщи — *Orbicularia aligeriniformis* Mal. Г. Е.-А. Айзенштадт (1951), учитывая вышесказанное, считает, что лингуловая толща соответствует нижнему бату. Мощность отложений лингуловой толщи колеблется от 70 до 160 м, но обычно примерно равна 100 м.

Вышележащая верхняя угленосная толща сохранилась от предверхнеюрского и особенно преднеокомского размыва лишь в тектонически опущенных участках. Следует отметить, что на некоторых соляных куполах в связи с этим размывом выпадают нижние толщи юры, а отложения неокома иногда ложатся непосредственно на породы триаса.

В составе отложений верхней угленосной толщи глины заметно преобладают над песками и песчаниками. Породы толщи обычно темноокрашенные, часто с примесью углистого материала. Среди ее отложений постоянно присутствуют прослой автохтонных бурых углей (до трех пластов рабочей мощности, до пяти пластов и пропластков меньшей мощности). Угли эти черные, иногда буроватые, плотные, слегка глинистые, с конкрециями пирита.

По закономерному расположению пластов углей и других пород устанавливается цикличность строения верхней угленосной толщи — в ее разрезах сохраняется расстояние по вертикали между отдельными пластами угля, причем промежутки между пластами углей заполнены равным числом слоев песков и глин.

Несмотря на то что по внешнему облику породы верхней угленосной толщи весьма близки к породам нижележащих толщ средней юры, они резко отличаются от них по минеральному составу. В тяжелой фракции этих пород отсутствуют хлоритоиды, типичные для отложений подстилающих толщ.

На каротажных диаграммах отложениям верхней угленосной толщи отвечает максимум на кривых КС и ПС, возвышающийся над зоной пониженных сопротивлений, отвечающей лингуловой толще. Сопротивления примерно равны 1,5—2,0 ом·м. Отдельные прослой песчаников этой толщи, как и нижележащих толщ, на каротажных диаграммах отображены острыми узкими пиками с сопротивлением до 3—4 ом·м и выше.

Для спорово-пыльцевого комплекса отложений верхней угленосной толщи наиболее характерной является пыльца хвойных семейства Pinaceae: *Orbicularia aktschagilensis* Mal. et Donsk., *O. media* Mal. et Donsk., *Oblatinella rotunda* Mal. et Donsk. sp. n., *O. rotundiformis* Mal. var. *jurassica* Mal. et Donsk., некоторые споры птеридофитов: *Bracteolina ventoselliformis* Mal. sp. n., *Sphaerina spinigera* var. *lungispinellata* Mal., *S. bulbosa* var. *irregularispinosa* Mal., *Cardiolina trisecta* Mal. var. *punctata* var. n., *Sagittella nigriniformis* Mal. et Donsk., *Pollunaria aktschagilensis* Mal. et Donsk. и др., а также пыльца гинкговых. Однако содержание пыльцы хвойных иногда, особенно в низах толщи и в нижней части ее верхней половины, довольно значительное. Выше преобладают споры, причем начинают появляться в небольшом количестве (4—5%) характерные для низов келловей (до 50—70% в составе комплекса) споры *Brachyphyllum*.

Г. Е.-А. Айзенштадт (1951), учитывая результаты спорово-пыльцевого анализа отложений верхней угленосной толщи и ее стратиграфическое положение, относит ее уже к верхнему бату.

Мощность отложений верхней угленосной толщи в разрезах, не затронутых последующим размывом, равна 65—75 м.

Таким образом, в составе достоверно среднеюрских отложений Южной Эмбы различаются четыре толщи (снизу вверх): песчано-глинистая, нижняя угленосная, лингуловая и верхняя угленосная, причем из них две нижние относятся к байосу, две верхние — к бату.

На южной окраине Южной Эмбы, в пределах Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия Русской плиты, отложения средней юры пройдены опорными скважинами 2 и 5 (Айзенштадт, Пинчук, 1961).

Отложения байоса, вскрытые опорной скв. 2 (Буранколь) в интервале 2338—2550 м, отчетливо разделяются на две толщи.

Нижняя толща байоса (150 м, интервал 2400—2550 м), образованная чередованием пластов глин (до 5 м) и песков (до 18 м) с прослоями алевролитов и песчаников, может быть разделена на три части: нижнюю (47 м), со сравнительно одинаковым содержанием пластов (до 5—6 м) глин и песков и с редкими прослоями песчаников и алевролитов; среднюю (32 м), наиболее глинистую, сложенную частым переслаиванием пластов (до 3 м) глин и алевролитов; верхнюю (71 м), образованную преимущественно песками с подчиненными прослоями глин, песчаников и алевролитов (мощность слоев и пачек ее песков варьирует от 1,5 до 18 м).

В целом нижняя толща байоса отличается от верхней его толщи более песчаным составом. На каротажных диаграммах ей соответствуют преимущественно низкие (от 0,7 до 1,2 *ом·м*) сопротивления и повышенная проницаемость песков. Отмеченные в ее разрезе пачки глинистых и алевролитовых пород характеризуются слабой проницаемостью, а редким слоям песчаников отвечают пики на кривых кажущихся сопротивлений (до 5—6 *ом*) и спонтанной поляризации.

Верхняя толща байоса (62 м, интервал 2338—2400 м) в основании содержит слой песков (7 м), а выше сложена в основном глинистыми породами, среди которых очень часто встречаются глины, обогащенные растительной органикой, содержащей мелкие углистые включения, черные углистые глины, иногда переходящие в угли, а также слои с хорошо сохранившейся корневой системой. Глинам подчинены прослойки песков, алевролитов и песчаников. Разрез толщи заканчивается пачкой (12 м) алевролито-глинистых пород.

На каротажных диаграммах эта толща выделяется относительно высокими сопротивлениями (2,0—4,0 *ом·м*) и низкой проницаемостью, отражающей преимущественно глинистый состав ее пород. Редкие депрессии отвечают маломощным прослоям песков. Кривля толщи фиксируется редкими максимумами кривых КС и ПС, отражающими повышенное сопротивление (до 4,5 *ом·м*) и низкую проницаемость пород этой части ее разреза.

Как нетрудно заметить, нижняя толща байоса соответствует песчано-глинистой толще, а верхняя толща байоса — нижней угленосной толще центральной части Южной Эмбы. От них они отличаются полным отсутствием даже тонких пропластков углей и углистых глин в нижней толще байоса, отсутствием пластов углей рабочей мощности в верхней толще байоса, а также более равномерным распределением в составе последних пластов песков (в нижней угленосной толще пески сосредоточены в нижней и средней частях ее разреза).

В отложениях байоса, вскрытых опорной скв. 2 (Буранколь), В. С. Малявкина обнаружила следующий спорово-пыльцевой комплекс: споры *Lycopodiaceae* — *Politusella spinigera* M a l.; *Selaginellaceae* — *Exinella retugranulata* M a l., *E. lingulensis* M a l.; *Cyatheaceae* — *Cardiolina trisepta* M a l. (много), *Bucculina triquetra* M a l. (много), *B. glabrescens* M a l. (много в верхах), *Tripertina major* D o n s k.,

T. variabilis Mal. (много), *Triquetrella angulosa* Mal. (много); Osmundaceae — *Sphaerina spinigera* Mal. (много), *Sph. bulbosa* Mal. (с разновидностями); споры не выясненной систематической принадлежности порядка Equisetaceae — *Orbella glabra* Mal., *O. glabrescens* Mal. и др.: *Nigrina* sp., *Tympanea* sp., *Bracteolina* sp., *Cepulina bacculifera* Mal., *Rubinella* sp.

Пыльца Ginkgoaceae — *Platychoila* sp.; пыльца хвойных Pinaceae — *Orbicularia oblatinoides* Mal., *Abietipites oblatinoides* Mal. (много), *O. aliferiniformis* Mal. et Donsk. и других видов *Orbicularia* Mal., *Aliferina tecturatifformis* Mal. et Donsk., *Sacculina mediocris* Mal., *S. mediocris* Mal. var. *magnicorpina* Donsk.; пыльца Podocarpaceae — *Dipterella tricocca* Mal. var.; пыльца без воздушных мешков — *Patellina exilis* Mal., *P. patellata* Mal.

В керне, поднятом с глубины 2384 м (из отложений верхней толщи байоса), Г. Т. Пчелинцева обнаружила неопределимые остатки пластинчатожаберных.

Опорной скв. 5 (Тугаракчан) отложения байоса вскрыты в интервале 2017—2220 м. Они разделяются на три толщи, примерно равные по мощности, но различающиеся по составу пород.

Нижняя толща байоса (52 м, интервал 2168—2220 м) образована чередованием песков, песчаников, алевролитов и глин, с преобладанием последних.

Средняя толща байоса (70 м, интервал 2098—2168 м) сложена глинистыми породами с редкими маломощными пластами песков, песчаников, алевролитов, углей и углистых глин.

Верхняя толща байоса (81 м, интервал 2017—2098 м) преимущественно песчаная, в нижней, большей по мощности, части представлена мелко- и неравномерnozернистыми песками (пласты до 9 м) с незначительными по мощности прослоями глин, алевролитов и песчаников. Верхняя часть ее (верхние 25 м) образована алевролитами и песчаниками с единичными прослоями песков, а в кровле — переслаивающимися глинами и алевролитами.

Несмотря на общее сходство отложений байоса опорной скв. 5 (Тугаракчан) с породами байоса опорной скв. 2 (Буранколь) и центральной части Южной Эмбы, в их разрезе не удалось наметить сходные по литологическому составу и стратиграфическому положению толщи.

Спорово-пыльцевой комплекс в отложениях байоса опорной скв. 5 (Тугаракчан) обнаружен не был, но в интервале 2177,5—2182,5 м в них, по определениям Г. Т. Пчелинцевой, содержатся плохо сохранившиеся остатки пресноводных пластинчатожаберных. Г. Г. Мартинсон в породах, поднятых в том же интервале, обнаружил ядро пеллециподы *Pseudocardinia subacuminata* (Tschern.), известной из отложений байоса района Туаркыра.

Отложения бата, вскрытые опорной скв. 2 (Буранколь) в интервале 2046—2338 м, как и отложения байоса, разделяются на две толщи.

Нижняя толща бата (219 м, интервал 2119—2338 м) является преимущественно песчаной, причем в ее основании и кровле залегают пакки песков мощностью соответственно 15 и 35 м. В остальном большая часть ее разреза сложена чередующимися слоями глин, песков, песчаников и алевролитов со значительным преобладанием песчаных пород (в интервале 2245—2300 м — глин и алевролитов). В составе этой толщи встречаются породы с мелкими углистыми включениями, редкие прослои (3—4 см) углистых глин и углей, а также слои с сохранившейся корневой системой.

На каротажных диаграммах нижняя толща бата выделяется наиболее низкими (от 0,2 до 1,2 *ом · м*) значениями сопротивлений, сопровождающимися повышенной проводимостью.

Верхняя толща бата (73 м, интервал 2046—2119 м) представлена чередующимися слоями глинистых пород (до 4,5 м) и алевролитами (до 2 м) с отчетливым преобладанием первых. В ее составе встречаются отдельные прослои песчаников и песков, сидеритов и сидеритовых мергелей (до 0,15 м), а также присутствуют довольно частые прослои углистых глин (от 0,2 до 0,97 м) и реже углей (до 3,5 см).

На каротажных диаграммах эта толща выделяется сильно расчлененными кривыми со сравнительно высокими сопротивлениями и низкой проницаемостью. Минимумы кривой КС в 1,2—2,5 *ом · м* отвечают пластам глин, острые пики в 5—6 *ом · м* — пластам крепких песчаников, алевролитов и сидеритов.

Нижняя толща бата, по-видимому, является аналогом лингуловой толщи центральной части промыслового района Южной Эмбы. Общим для них является в основном песчаный состав пород, который на каротажных диаграммах отражен депрессионными участками кривых. Раковины *Lingula* в отложениях нижней толщи бата опорной скв. 2 (Буранколь) не обнаружены, но их отсутствие может быть кажущимся и зависеть от недостаточного выноса керна. Верхняя толща бата опорной скв. 2 (Буранколь) соответствует верхней угленосной толще центральной части Южной Эмбы — как и для последней, для нее характерен преимущественно глинистый состав пород, большое количество прослоев углистых глин, углей (правда, не достигающих рабочей мощности), а также слоев, переполненных растительной органикой и мелкими углистыми включениями. От верхней угленосной толщи центральных частей промыслового района Южной Эмбы верхняя толща бата отличается наличием прослоев сидеритов и сидеритовых мергелей.

Из отложений бата, вскрытых опорной скв. 2 (Буранколь) В. С. Малавкина определила следующий спорово-пыльцевой комплекс: споры Lycopodiaceae — *Politusella spinigera* Mal. (редко); Selaginellaceae — *Exinella triangularis* Mal., *E. reticulata* sp. n., *E. retituberculata* Mal.; Hymenophyllaceae — *Bracteolina ventoselliformis* Mal.; Cyatheaceae — *Cardiolina trisecta* f. *typica* Mal. и разновидности (немного), *Bucculina triquetra* Mal. и разновидности (немного), *B. glabrescens* Mal. (немного), *Tripartina variabilis* Mal., *T. paradoxa* Mal. var. *glabra* Donsk., *T. paradoxiformis* Mal. et Donsk., *T. imperfecta* Mal., *Triquetrella angulosa* Mal. и разновидности (редко); Osmundaceae — *Sphaerina spinigera* Mal., *S. bulbosa* Mal. (редко); Schizaceae — *Monoletella fabarielliformis* Mal. et Donsk.; Gleicheniaceae — *Antritulina* sp. (редко); споры невыясненной систематической принадлежности — *Medullina sagittelliformis* Donsk., *Sagitella nigriniformis* Mal. et Donsk., *Pollinara aktschagilensis* Mal. et Donsk. Пыльца Ginkgoaceae — *Retectina glabrescens* Mal., прочих веретенообразных форм — *Platychnia prolongata* Donsk.; пыльца хвойных Pinaceae — *Orbicularia aktshagilensis* Mal. et Donsk., *O. media* Mal. et Donsk., *Oblatinella rotunda* Mal. et Donsk., *O. rotundiformis* Mal. var. *jurassica* Mal. et Donsk., *Abietiptes oblatinoides* Mal. f. *parvisulcata* f. n.; Podocarpaceae — *Dipterella tricocca* var. *compacta* Mal., *D. tricocca* Mal. var. *prolongata* Donsk., *D. bifurca* Mal. f. *ovalis* Donsk.; пыльца без воздушных мешков Araucariaceae и Taxodiaceae — *Brachyphyllum vulgare* Mal. (редко), *Patellina* sp., *Bullulina* sp.

Опорной скв. 5 (Тугаракчан) отложения бата вскрыты в интервале 1786—2017 м. Они сложены пластами глин, алевролитов, песчаников и песков с редкими прослоями сидеритовых мергелей, углистых глин и

углей, причем глинистые породы составляют примерно половину всей их мощности, равной 231 м.

В этих отложениях В. С. Малявкина обнаружила характерный для бата спорово-пыльцевой комплекс. В интервалах 1859—1865 и 1876—1881 м найдены остатки пеллеципод *Nucula* (?) sp.

Заканчивая рассмотрение ниже- и среднеюрских отложений Южной Эмбы, необходимо отметить, что они вместе с перекрывающими их морскими отложениями верхней юры составляют крупный ритм осадконакопления, образованный песчано-галечниковыми отложениями нижней юры, песчано-глинистыми породами средней юры и песчано-глинисто-мергелистыми отложениями верхней юры. Ритмический характер строения отложений средней юры проявляется в смене неугленосных толщ, содержащих значительное количество песчаных пластов, более глинистыми угленосными толщами. При этом в угленосных толщах песчаный материал обычно содержится в нижних, а глинистый — в верхних частях их разреза. Еще более мелкая ритмичность выявляется в строении угленосных пачек (отдельных циклов угленакопления), внутри которых последовательно сменяют друг друга пласты угля, глин и песков.

Формирование ниже- и среднеюрских отложений Южной Эмбы, по-видимому, происходило в процессе периодической смены обстановок мелкого прибрежного сильно опресненного морского бассейна (о чем свидетельствуют находки таких эвригалинных и крайне мелководных форм, как *Lingula* и *Pseudomontis*) и прибрежной заболоченной низменности с пресными озерными водоемами (судя по находкам пресноводных пеллеципод *Pseudocardina*).

ПОДУРАЛЬСКОЕ ПЛАТО

В пределах Подуральского плато лагунно-континентальные до-верхнеюрские отложения обнажены и вскрыты скважинами в сводах ряда соляных куполов, а в последние годы пройдены скважинами в межкупольных депрессиях района слияния рек Эмбы и Темир, а также Хобдинской опорной скважиной. Сведения о разрезах этих отложений на различных площадях содержатся в работах Н. Н. Тихоновича (1915), С. В. Шумилина (1931, 1934), Н. А. Храмова (1934, 1939, 1940) и др., в первых крупных сводках по геологическому строению Прикаспийской впадины (Авров, Буялов и др., 1935; Большая Эмба, 1937), в статьях А. И. Егорова (1944, 1945, 1957), в обобщениях И. А. Юркевича (1943), К. Ф. Абрамовича (1948), И. И. Зяблицкого (1948), Г. Е.-А. Айзенштадта (1951), М. П. Казакова, М. М. Чарыгина и др. (1958), В. С. Журавлева (1960), А. С. Посадской и Т. С. Сергеевой (1965) и др. Ископаемые растительные остатки, обнаруженные в этих отложениях, описаны И. В. Палибиным (1934), В. Д. Принадой (1938), М. И. Брик (1952), А. Н. Криштофовичем, А. И. Турутановой-Кетовой и др., а спорово-пыльцевые комплексы определены Э. А. Копытовой, Т. С. Сергеевой, В. С. Малявкиной, Н. Н. Жильцовой и др.

Первоначально в составе упомянутых отложений различали песчано-галечниковую и угленосную (или доссорскую) свиты или толщи, причем нижнюю песчано-галечниковую свиту условно относили к нижней юре, а верхнюю угленосную свиту на основании находок в ее породах ископаемой флоры считали среднеюрской. Однако уже в 1943 г. И. А. Юркевич (1943) пришел к выводу, что подобное разделение не имеет достаточно убедительной аргументации. Все эти отложения он отнес к средней юре, различая в разрезах куполов, тяготеющих к верховьям р. Уил-Жаксымай, Шубаркудук и Кейкебас четыре литологи-

чески различные свиты (снизу вверх): IV — песчано-галечниковую, III — песчано-глинистую, II — песчаную и I (джаксымайскую) — песчано-глинистую. При этом, основываясь на сопоставлениях местных разрезов с разрезами, весьма удаленными (Мангышлак, Саратовское Заволжье и район оз. Индер), он отнес IV свиту к бат-байосу, III, II и большую часть I свиты — к бату, а для верхней части I (джаксымайской) свиты допускал бат-келловейский возраст.

Позднее К. Ф. Абрамович (1948) мезозойские угленосные отложения Урало-Каспийского буроугольного бассейна в целом и, в частности, промысловых и разведочных площадей, тяготеющих к верхнему течению р. Уил, разделил на нижнюю, среднюю и верхнюю угленосные свиты (нижняя угленосная свита не принадлежит, как он считал, к нижней юре, а относится к триасу). В составе средней и верхней угленосных свит, отнесенных к средней юре, по его мнению, могут быть выделены (снизу вверх) песчаная и глинистая зоны.

Г. Е.-А. Айзенштадт (1951), сопоставляя разрезы юрских отложений Южной и Северной Эмбы, понимал, что и в последних районах могут быть выделены песчано-галечниковая свита лейаса, песчано-глинистая и нижняя угленосная свиты байоса, лингуловая и верхняя угленосная свиты бата. По его мнению, из названных свит первая и вторая отвечают песчаной зоне средней угленосной свиты К. Ф. Абрамовича, а остальные соответственно глинистой зоне средней угленосной свиты, песчаной зоне и глинистой зоне верхней угленосной свиты К. Ф. Абрамовича. Однако как в районе Южной Эмбы, так и здесь в разрезах промысловых и разведочных площадей бассейна верхнего течения р. Уил Г. Е.-А. Айзенштадт не выделял хотя бы условно отложения аалена и вообще не оговаривал возможных причин их отсутствия.

В последние годы в связи с тем, что широко развернулись нефтепоисковые работы и бурение скважин на воду, предпринятые разными организациями и главным образом трестом «Актюбнефтеразведка», были получены новые данные о стратиграфии рассматриваемых отложений, которые позволили А. С. Посадской в настоящее время выделять в их составе отложения лейаса, аалена, а также байоса и бата. Эти данные подтверждают, что отложения лейаса образованы песчано-галечниковой и глинистой пачками, отложения аалена — песчаной и глинистой пачками, а отложения байоса и бата — чередованием песчаных и глинистых пачек. Возможное сопоставление разрезов отложений нижней и средней юры Северной и Южной Эмбы представляется А. С. Посадской следующим (табл. 12). Однако следует заметить, что нижнеюрский возраст песчано-галечниковой свиты Южной Эмбы не доказан и не исключено, что в действительности она принадлежит к аалену. В таком случае ее следует сопоставлять с песчаной пачкой основания отложений аалена Подуральского плато.

Ниже приведена краткая характеристика доверхнеюрских отложений юры Подуральского плато.

Нижняя юра

Отложения нижней юры на соляных куполах с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах триаса или даже непосредственно на кровле соляных массивов куполов. В межкупольных депрессиях восточной прибортовой части Прикаспийской впадины они обычно перекрывают отложения баскунчакской серии нижнего триаса, но западнее чаще всего залегают на верхнетриасовых отложениях.

Возможное сопоставление разрезов отложений нижней и средней юры Северной и Южной Эмбы (по А. С. Посадской)

Южная Эмба (А. С. Посадская, 1965 г.)			Южная Эмба (Г. Е.-А. Айзенштадт, 1951 г.)		
Средняя юра	Байосский и батский ярусы	Чередование песчаных и глинистых пачек	Средняя юра	Батский ярус	Верхняя угленосная толща
					Лингуловая толща
	Ааленский ярус	Глинистая пачка	Средняя юра	Байосский ярус	Нижняя угленосная толща
		Песчаная пачка			Песчано-глинистая толща
Нижняя юра		Глинистая пачка Песчано-галечниковая	Нижняя юра		Песчано-галечниково- вая толща

От подстилающих пород триаса и покрывающих пород средней юры отложения нижней юры отличаются окраской, литологическим и минеральным составом, а также по палинологическим характеристикам. Их нижняя граница отбивается по подошве песков, залегающих на пестроцветных отложениях триаса, причем на электрокаротажных диаграммах ей соответствует резкий переход от низких к повышенным значениям сопротивлений и смена высокопроницаемых пород низкопроницаемыми.

Отложения нижней юры на востоке Подуральского плато, в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины (в районе соляных куполов Муртук, Кенкияк, Коздысай) до меридиана истоков р. Сагиз (до купола Итассай и Муюнкумского обращенного межкупольного поднятия) являются преимущественно глинистыми и лишь в их основании прослеживается пачка (до 18 м) светло-серых песков, обогащенных кварцевой галькой. Однако непосредственно западнее (на куполах Тасши, Акжар, Каратобе) они представлены в основном песками с галькой, над которыми прослеживается пачка (до 30 м) серовато-белых глин.

Таким образом, в составе рассматриваемых отложений выделяются песчано-галечниковая (15—85 м) и глинистая (12—60 м) пачки, причем к западу мощность песчано-галечниковой пачки возрастает, а глинистой соответственно сокращается. Отложения песчано-галечниковой пачки представлены светло-серыми слегка глинистыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками неслоистыми и рыхлыми. Пески эти содержат обильную мелкую кварцевую гальку, а зерна их полуокатанные и угловатые. Глинистая пачка образована серовато-белыми известковистыми слабо алевритистыми глинами, содержащими обуглившиеся растительные остатки.

Однако далеко не во всех разрезах эти пачки обособляются достаточно четко, например в бассейне верхнего течения р. Уил (в районе соляных куполов Шубаркудук, Жаксымай и др.) нижнеюрские отложения в целом сложены светло-серыми и белыми каолинизированными, реже буроватыми или серыми неравномернозернистыми песками, с прослоями известковистых песчаников и гравелитов, с большим количеством гальки кремней, кварца, реже яшм, размером от 1 до 3 см в поперечнике. Среди песков прослеживаются незначительные по мощности прослойки серых, буроватых, иногда белых глин, песчанистых и чистых, с тонкими углистыми прослойками и гальками различной степени окатанности.

Наконец, в еще более западных разрезах отложения нижней юры, по-видимому, будут литологически неотличимы от пород верхнего триаса и совместно с ними войдут в состав аралсорской свиты, которая широко развита в Прикаспийской низменности. В частности, аналогии последней могут быть уже выделены в разрезе Хобдинской опорной скважины.

Минеральный состав пород нижней юры отличается повышенным содержанием дистена (2,1—6,6%), ставролита (3—9%) и шпинели (до 3,2%). Характерно, что в песчано-галечниковой свите Южной Эмбы, по-видимому занимающей более высокое стратиграфическое положение и отвечающей аалену, содержание дистена и ставролита не превышает 0,2—1,3%, а шпинели — 1,2% и только на куполе Новобогатинск достигает 2%. Помимо дистена, ставролита и шпинели в составе минералов тяжелой фракции пород нижней юры присутствуют ильменит и магнетит (до 50%), циркон (20%), гранат (9,6%), титанистые минералы (2,6%), рутил (1,5%), турмалин (0,2%), эпидот, сфен, зеленая слюда и хлоритоиды в очень незначительном количестве.

По определениям Т. С. Сергеевой и В. И. Алексеевой, на площадях Шенгельский, Кумсай, Кенкияк, Итассай, Тасши, Сухур и др. глины содержат спорово-пыльцевой комплекс, образованный спорами *Angiopteris* sp. (1—3%), *Coniopteris* sp. (3—18%), *Matonia* sp. (7—23%), *Leiotriletes rotundiformis* Volkh. (1,4%), *L. incertus* Volkh. (3—7%), *Lophotriletes affluens* Volkh. (3—4%), пыльцой голосемянных *Bennettitales* sp. (1—3%), *Ginkgo parva* (Naum.) Volkh. (3—5%), *Protopiceae* sp. (7—20%), *Protoconiferus funarius* (Naum.) Volkh. (1—5%), *Paleoconiferus asaccatus* Volkh. (8—16%), *Pseudopinus* sp. (3—8%), *Patellina plicata* Mal. (6—9%). Этот спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о принадлежности вмещающих его отложений к юре, однако по сравнению со спорово-пыльцевыми комплексами, содержащимися в заведомо среднеюрских отложениях, является более древним, что позволяет условно считать его нижнеюрским.

Мощность нижнеюрских отложений от восточного борта Прикаспийской впадины возрастает на запад и юго-запад: на куполе Шенгельский она равна 15 м, на обращенном межкупольном поднятии Кокжиде — 30 м, на куполе Кенкияк — 45 м, Акжар — 73 м, Шубаркудук — 53 м, Копа — 97 м.

Средняя юра

В составе отложений средней юры Подуральского плато выделяются породы аалена и байоса — бата. Отложения ааленского яруса с размывом залегают на породах нижней юры и представлены внизу песчаной пачкой (до 35 м), сверху — глинистой пачкой (до 25 м).

Пески аалена серые, мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, слабо глинистые, неслоистые, рыхлые. Содержание обломочного мате-

риала в песках достигает 75—80%, причем он состоит преимущественно из зерен кварца, полевых шпатов и обломков кремнистых пород. Преобладающий размер зерен 0,25—0,35 мм, причем более мелкие зерна встречаются реже и их содержание не превышает 30—40%.

Глины аалена серые, буровато-серые и темно-серые, алевритистые и песчанистые, слоистые, плотные, с обуглившимися растительными остатками и тонкими прослойками бурого угля. Глины обычно содержат примесь (до 45%) алевритового материала (до 0,05 мм), представленного зернами кварца, полевых шпатов и обломками кремнистых пород. Иногда в них присутствуют (до 30%) сферолиты железистого карбоната до 0,25 мм в поперечнике.

По минеральному составу ааленские отложения характеризуются содержанием гематита и лимонита в пределах 3,5—35%, ильменита и магнетита 3,5—26%, граната 3,5—11%, циркона до 31%, турмалина до 6,5%, рутила до 1,5%, роговой обманки до 1,5%, эпидота до 5%, титанистых минералов до 43,5%, анатаза до 0,5%, роговой обманки до 1,5%, хлоритоидов до 0,5%, а также единичных зерен сидерита, барита, шпинели и др.

На электрокаротажных диаграммах ааленские отложения в целом (как пески, так и глины) характеризуются низкими кажущимися сопротивлениями. Нижней песчаной пачке аалена на кривой спонтанной поляризации отвечает отрицательная аномалия до 15 мв, которая против верхней глинистой пачки не дифференцирована и является несколько повышенной по сравнению с кривой спонтанной поляризации, характерной для бат-байосских отложений.

В бассейне верхнего течения р. Уил (в районе соляных куполов Шубаркудук, Жаксымай и др.) нижней песчаной пачке аалена, по-видимому, отвечает пачка (12—15 м), сложенная песками серыми, буровато-серыми или зеленоватыми, мелко- и крупнозернистыми, с многочисленной крупной кварцевой и кремневой галькой и линзовидными прослоями галечников.

Во внутренних районах Подуральяского плато в глинах верхней глинистой пачки аалена на площадях Итассай, Кокжиде, Кенкияк, Башенколь, Кумбаур и др. Т. С. Сергеева и В. И. Алексева обнаружили спорово-пыльцевой комплекс, отличный от спорово-пыльцевых комплексов, характерных для отложений нижней юры и байоса — бата. В его составе определены споры: *Ophioglossum* sp. (1—2%), *Angiopteris* sp. (1,5—2%), *Osmunda jurassica* К.-М. (3—5%), *Klukia* sp. (0,5—1%), *Cibotium junctum* К.-М. (1—2%), *Matonia* sp. (5—28%), *Lophotritetes affluens* Volkh. (2—3%), *Camptotriletes anagrammensis* К.-М. (1—6%), пыльца голосемянных: *Bennittitales* sp. (3—11%), *Ginkgo parva* (Naum.) Volkh. (3—6%), *Picea* sp. (4—11%), *Pinacea* (3—5%), *Coniferae* (6—12%), *Pseudopinus* sp. (3—8%), *Pseudopicea* (3—5%), *Qudraeculina limbata* Mal. (2—4%). Доминирующими в данном спорово-пыльцевом комплексе являются споры папоротников семейств Dicksoniaceae (*Coniopteris* sp., *Cibotium* sp.), Schizacaceae (*Klukia* sp., *Klukisporites*), которые характерны только для него и в таких количествах ниже и выше по разрезу не встречаются. Кроме того, в его составе присутствуют споры папоротников семейств Matoniaceae и Ophioglossaceae. Среди пыльцы преобладает пыльца семейств Pinaceae и Podocarpaceae. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс резко отличен от нижнеюрского преобладанием типичных среднеюрских спор папоротников семейства Dicksoniaceae, а от вышележащего бат-байосского — большим содержанием спор папоротников семейства Schizacaceae. Мощность отложений ааленского яруса возрастает в западном направлении — от 15 м на куполе Алибекмола до 35 м на

куполе Кенкияк, до 75 м на куполе Копа в среднем течении р. Сагиз.

Западнее среднеюрские отложения вскрыты Хобдинской опорной скважиной. Скважина находится еще в бурении и керновый материал окончательно не обработан. По предварительным данным, граница между среднеюрскими и нижележащими верхнетриасовыми — нижнеюрскими отложениями может быть проведена на глубине 867 м в основании пачки алевролитов. Эта пачка мощностью 27 м сложена серыми алевролитами полевошпатово-кварцевого состава, равномерно глинистыми, рыхлыми. Они переслаиваются с более светлыми разномзернистыми каолинизированными песками. По электрокаротажным данным эта пачка сопоставляется с ааленскими отложениями восточной окраины Прикаспийской впадины.

Байос-батские отложения в отдельных районах и разрезах Подуральского плато могут быть уверенно разделены на отложения байоса и бата. Однако признаки для повсеместного выделения отложений этих ярусов неоднозначны и поэтому ниже они рассматриваются совместно.

Отложения байоса-бата представлены чередованием песчаных и глинистых пачек разной мощности, содержащих более редкие прослои песчаников и бурых углей. Только на востоке Подуральского плато, в восточной бортовой части Прикаспийской впадины они почти целиком сложены песками.

Пески байоса и бата серые, серовато-желтые и серовато-зеленые, разномзернистые (от мелко- до крупнозернистых), полимиктовые, неслоистые, рыхлые, в различной степени глинистые, с линзами глин и бурых углей, иногда с редкой мелкой окатанной и полуокатанной галькой кварца, кремнистых и карбонатных пород, местами образующей прослой гравелитов и конгломератов с песчано-известковым цементом.

Глины байоса и бата темно-серые, серовато-бурые и бурые, в различной степени песчанистые или алевритистые, известковистые, неслоистые и косослоистые, плотные, с включениями обуглившихся растительных остатков и следами корневищ растений, с линзами бурых углей и маломощными прослоями песков.

Минеральный состав байос-батских отложений (так же, как и ааленских) характеризуется постоянным присутствием хлоритоида, повышенным содержанием эпидота и полевых шпатов, низким содержанием дистена, ставролита и бурога граната. В составе тяжелой фракции присутствуют ильменит и магнетит (до 55%), циркон (до 28,7%), гранат (до 13,3%), рутил (до 2,6%), шпинель (до 1,6%), турмалин (до 1,4%), титанистые минералы (до 5,8%), эпидот (до 5,1%), биотит (до 2,5%), сфен (до 2,1%), анатаз (до 0,2%) и окислы железа (до 4%). На востоке Подуральского плато, в районе слияния рек Темир и Эмбы, содержание эпидота достигает 6—7% против 0,3—1,5% в районе Южной Эмбы.

На электрокаротажных диаграммах песчаные пачки в составе байос-батских отложений выделяются невысокими сопротивлениями (3—50 ом·м) и повышенной проницаемостью при отрицательном значении кривых спонтанной поляризации 15—25 мв. Для глинистых пачек характерны низкие сопротивления (5—8 ом·м) и недифференцированные кривые ПС.

Нижняя и верхняя границы байос-батских отложений в целом довольно четко устанавливаются по данным электрокаротажа и спорово-пыльцевых анализов, причем их верхняя граница намечается сменой лагунно-континентальных отложений средней юры морскими отложениями верхней юры или нижнего мела.

На востоке Подуральского плато, в районе слияния рек Темир и Эмбы, из байос-батских отложений Т. С. Сергеева, В. И. Алексева, Э. А. Копытова, Л. М. Попонина, А. И. Киричкова, Л. О. Тарасова и Л. Позомова определили спорово-пыльцевой комплекс, образованный спорами: *Sphagnum* sp. (1%), *Lycopodium subrotundum* К.-М. (1—5,5%), *Selaginella rotundiformis* К.-М. (1,5—4%), *Angiopteris* sp. (1—2%), *Osmunda jurassica* К.-М. (1—5%), *Gleichenia* (29%), *Dicksonia* (10—12%), *Coniopteris* sp. (8—55%), *Cibotium junctum* К.-М. (1—3%), *Alsophila arcnata* Bolkh. (1—2%), *Matonia* sp. (2%), *Adiantum* sp. (6%), *Leiotriletes* sp. (10%), *Stenozonotriletes cerebriformis* Naum. (4%), *Chomotriletes anagrammensis* К.-М. (1%), *Lophotriletes* sp. (2—3%), *Tripartita variabilis* Mal. (1,5%), а также пылью голосемянных: *Bennettiales* sp. (1—3%), *Ginkgo parva* (Naum.) Bolkh. (3—10%), *Podozamites* sp. (3—10%), *Brachyphyllum* sp. (1—20%), *Coniferae* (2—15%), *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolkh. (2—8%), *Protopiceae* (5—15%), *Paleoconiferus asaccatus* Bolkh. (3—10%), *Pseudopicea magnifica* Bolkh. (3—8,5%), *Pseudopinus* sp. (2—3%), *Qudraeculina limbata* Mal. (1—2%).

Мощность нерасчлененных байос-батских отложений на восточной окраине Подуральского плато достигает 50—70 м на куполах Остансук и Алибекмола, 125 м на куполах Кенкияк и Сарксымола, 130—180 м на куполах Акжар и Блактыколь.

Северо-западнее и севернее, в бассейне верхнего течения р. Уил (в районе соляных куполов Шубаркудук, Жаксымай и др.), можно выделить породы байоса и бата.

В основании отложений байоса залегает пачка (до 13,4 м) глин серых, коричневато-серых и темно-серых (до черных), с прослойками буроватых углистых крупно- и среднезернистых, с гальками и тонкими редкими пропластками бурых углей.

Выше выделяется пачка (от 15 до 80 м) песков буроватых, серых и зеленовато-серых, средне- и мелкозернистых, с растительными остатками, конкрециями пирита и прослоями известковистых песчаников, иногда с мелкой галькой. В средней части пачки встречаются серые и темно-серые песчаные глины (до 10 м) с растительными остатками и гнездами бурых углей.

Над ней прослеживается пачка (до 30 м), образованная чередованием среднезернистых песков, алевролитов и глин. В ее составе имеются прослойки светло-серых известковистых песчаников и редкие тонкие пропластки бурых углей и углистых глин.

Верхняя, собственно угленосная часть отложений байоса (от 26 до 80 м на куполе Шубаркудук) сложена глинами темно- и светло-бурыми, темно- и светло-серыми, плотными, часто углистыми. Среди глин встречаются пласты серых и светло-серых тонкослоистых алевролитов, содержащих многочисленные обугленные остатки, прослойки серых мелкозернистых глинистых песков, пласты углей бурых, глинистых, иногда полосчатых, матовых, а также единичные пласты серых мелкозернистых известковистых песчаников.

По подсчетам Н. Ю. Волкова, в верхней части разреза отложений байоса среднее содержание глин и алевролитов достигает 53,9%, песков — 38,6%, песчаников — 1,9%, бурых углей — 3,6%. По заключению К. Ф. Абрамовича, в этой части разреза отложений байоса выдерживаются установленная на куполах Южной Эмбы группировка пластов бурого угля и расстояние между угленосными горизонтами. Пласты бурого угля приурочены к самым верхам отложений байоса и на куполе Шубаркудук эксплуатировались в первые послевоенные годы.

Из керна скважин, пробуренных на куполе Шубаркудук, А. Н. Криштофович определил отпечатки *Carpolites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* Bron., *Equisetites* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pagiophyllum münsteri* Schen., *P. setosum* (Phill.), *Stenis* sp., *Nilssonina vittaeformis* Рун., *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum* sp., *Haydenia* (?) *compacta* Krysh., указывающие на принадлежность вмещающих их отложений к байосу.

Отложения бата в присводовых частях куполов бассейна верхнего течения р. Уил (и, в частности, в присводовой части купола Шубаркудук) размыты. Они вскрыты скважинами только по периферии крыльев этих куполов, где представлены чередованием серых и коричневых, то темных, почти черных, то более светлых глин, в той или иной степени песчанистых, с более светлыми песками тонкозернистыми и глинистыми. Среди глин и песков встречаются прослойки песчаников, сидеритов и маломощные прослойки бурых углей. Глины, залегающие в подошве этих прослоек, нередко осветлены. Все породы бата обогащены мелкими углистыми остатками, наряду с которыми иногда содержатся довольно крупные отпечатки флоры.

В песках и глинах бата здесь найдены створки *Lingula* sp. (скв. К-23 Шубаркудук, скв. К-20 Кинжалы), наличие которых позволяет говорить о возможном присутствии в местных разрезах фациальных аналогов лингуловой пачки бата Южной Эмбы.

Батский возраст рассматриваемых отложений подтвержден также данными спорово-пыльцевого анализа. В. С. Малявкина из керна скв. К-65 Шубаркудук определила формы, которые, по ее мнению, являются типично батскими: *Tripartina variabilis* Mal., *Trigonella angulosa* Mal., *Spherina spinigera* Mal., *Bucculina triquetra* Mal.

Мощность отложений батского яруса в разрезах куполов бассейна верхнего течения р. Уил обычно изменяется в пределах 50—80 м.

К западу, в разрезе Хобдинской опорной скважины (706—840 м), прослеживается толща байосских отложений, представленная переслаиваемыми глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, связанными между собой постепенными переходами. Алевролиты и песчаники серые, рыхлые, тонко- и горизонтальнослоистые, полевошпатово-кварцевые, с хлорито-глинистым цементом. Глины серые, в отдельных прослоях с коричневато-фиолетовым оттенком, алевроито-песчанистые. В глинах и алевролитах в большом количестве встречаются обугленные растительные остатки.

Разрез, так же как и на междуречье Урала и Волги, построен ритмично и подразделяется на четыре пачки: пачки 0 и II сложены преимущественно алевроито-песчаными породами, а пачки I и III — алевроито-глинистыми.

В спорово-пыльцевом комплексе, по предварительным данным Л. Поземовой (материалы треста «Актюбнефтеразведка»), споры преобладают над пылью за счет высокого процентного содержания спор *Coniopteris* sp. и *Leiotriletes* sp. (до 80%) и разнообразных юрских форм *Selaginella rotundiformis* К.-М., *Cibotium junctum* К.-М., *Lycodiaceae*, *Osmundaceae*, *Leiotriletes stelloides* Vol. и др. Этот комплекс характерен для байос-батских отложений. На глубине 705—708 м С. Б. Прокопенко определен *Ammodiscus graniferus* Kosig., также не датирующий отложения более определенно, чем байос — бат. Возраст рассмотренной толщи условно определяется как байосский на основании сопоставления электрокаротажных диаграмм с фаунистически охарактеризованными байосскими отложениями западных районов Прикаспийской впадины.

Выше, в интервале 637—706 м, условно выделяются аналоги батского яруса. В этой части разреза преобладают светло-серые алевролиты с частыми включениями крупных растительных остатков, с прослойками бурых углей и углистых глин. По заключению Н. Н. Жильцовой, в спорово-пыльцевом комплексе отмечается небольшое преобладание пыльцы над спорами. Среди спор первостепенная роль принадлежит гладким спорам *Coniopteris*. Встречаются также и споры со скульптурированной экзиной: *Osmunda densiornamentata* Klim., *Osmunda* aff. *jurassica* К.-М., *Selaginella obscura* Bolch. Для споровой части комплекса характерно также появление *Lygodium* и *Gleichenia*. Пыльца представлена в основном цикадофитами и гинкговыми. Из хвойных присутствуют *Orbicularia media* Mal. et Donsk. f. *typica* f. n., *Orpectinella* Donsk. с некоторыми видами *Podocarpus*, *Caytonia*. Пыльца беннеттитовых встречается в единичных зернах. Наличие спор *Lygodium* и *Gleichenia*, а также почти полное отсутствие беннеттитовых позволяют, по мнению Н. Н. Жильцовой, считать спорово-пыльцевой комплекс батским.

Непосредственно к западу от Хобдинской опорной скважины, у подножия Зауральских Сыртов, разрез среднеюрских отложений был изучен на куполе Чингис (Журавлев, 1960). Судя по немногочисленным скважинам, здесь над сероцветными песками и алевролитами верхнего триаса (возможно, верхнего триаса и нижней юры — вероятных аналогах аралсорской свиты междуречья Урала и Волги) прослеживаются также сероцветные песчано-глинистые отложения средней юры. По литологическому составу они могут быть подразделены на три пачки.

Нижняя пачка (до 45 м) представлена темно-серыми и серыми глинами, то жирными, то тонкопесчанистыми, которые в нижней и верхней частях разреза содержат обычно тонкие прослойки серых тонкозернистых песков. Среди глин изредка прослеживаются прослойки серых и голубовато-серых известковистых тонкозернистых песчаников. В глинах и песчаниках встречается многочисленные отпечатки обуглившейся флоры и мелкий растительный детритус.

Средняя пачка (до 56 м) образована темно-серыми и серыми тонкозернистыми песками и грязно-зеленовато-серыми алевролитами, содержащими прослойки светло-серых, голубовато- и зеленовато-серых известковистых песчаников. Все породы ее содержат многочисленные обуглившиеся растительные остатки, причем среди песков и алевритов изредка встречаются прослойки серовато-бурых глин, обогащенных органическим веществом и даже переходящих в глинистые бурые угли.

Верхняя пачка (до 120 м) сложена серыми и темно-серыми глинами, то жирными, то тонкопесчанистыми, иногда содержащими тонкие прослойки серых тонкозернистых песков. Среди глин встречаются прослойки серых тонкозернистых песков и известковистых песчаников, а также пласты (до 0,5 м) бурого угля. Все породы этой пачки содержат отпечатки обуглившейся флоры и мелкий растительный детритус.

Самые верхние горизонты данной пачки обнажены по балке Талдысай и по овражкам, открывающимся в нее справа. В одном из них, в 0,4—1,2 м от подошвы песков среднего келловоя, в светло-серых и серовато-коричневых глинах содержатся отпечатки *Coniopteris embensis* Ргун., *S. furssenkoi* Ргун., *Cladophlebis haiburnensis* Sew., *Nilssonina vittaeformis* Ргун., *N. cf. orientalis* Нг., *Equisetites ferganensis* Sew. (определения В. А. Вахрамеева).

Спорово-пыльцевой анализ керна скв. 17, вскрывшей все три пачки местного разреза среднеюрских отложений, показал, что они содержат споры *Coniopteris*, *Dicksonia*, *Polypodiaceae*, *Leptochylus*, *Cheiropleuria*, *Matonia*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Equisetum*, *Selaginella*, *Lycopodium*,

Osmunda, а также определенные по морфологической системе споры *Leiotriletes*, *Trachytriletes*, *Lophotriletes* и присутствующие в небольшом количестве споры *Hymenophyllum* и *Ophioglossum*. Пыльца представлена пыльцой *Bennettitales*, *Ginkgoales*, *Podocarpus*, *Agaucariaceae*, *Picea*, *Pinus* и *Coniferae* с зачаточными воздушными мешками вокруг тела. Основываясь на высоком процентном содержании спор *Coniopteris* (33,7%), *Dicksonia*, *Leptochylus*, *Lygodium*, на преобладании общего количества спор (до 66%) над пыльцой (до 34%), на преобладании среди пыльцы *Coniferae* зерен с двумя воздушными мешками, Э. А. Копытова отнесла эти отложения к средней юре.

Общая мощность среднеюрских отложений на куполе Чингис превышает 220 м. К сожалению, сопоставление выделенных в их разрезе пачек с пачками, установленными в разрезе Хобдинской опорной скважины, затруднительно.

К северо-востоку от Хобдинской опорной скважины, на куполе Калиновка, отложения средней юры образованы чередованием пачек глин и песков. Пачки глин сложены серыми плотными бескарбонатными песчанистыми глинами с тонкими прослойками бурых углей и серых карбонатных тонкозернистых песчаников. Пачки песков состоят из серых кварцево-слюдистых среднезернистых песков с прослойками карбонатных тонкозернистых песчаников. Мощность пачек глин равна 25—30 м, пачек песков — 15—20 м. В верхней части разреза отложений средней юры прослеживается пачка (до 57 м) глин с прослоями (до 1,2 м) бурых углей, над которой лежит пачка (до 20 м) песков. Вскрытая мощность отложений средней юры здесь достигает 185 м.

К юго-востоку от Хобдинской опорной скважины, на куполе Майлисай, в составе среднеюрских отложений выделяются три пачки. Нижняя из них (свыше 53 м) представлена серыми и пепельно-серыми глинами с тонкими прослойками алевроитов и с включениями растительного детритуса. Средняя пачка (до 120 м) образована зеленовато- и серовато-желтыми глинами, участками белесыми, с тонкими прослойками серых или ржаво-желтых известняков. Наконец, верхняя пачка (до 45 м) сложена серыми и темно-серыми алевроитами и глинами, содержащими тонкие прослои светло-серых известковисто-глинистых песчаников с многочисленными включениями растительного детритуса и пропластками бурого угля. Вскрытая мощность отложений средней юры на куполе Майлисай достигает 218 м.

Далеко на юг отсюда, но также на западной окраине Подуральского плато, неподалеку от района Южной Эмбы, среднеюрские отложения куполов Тогускеньушак, Койкара и Канджиги содержат определенные отпечатки ископаемой флоры. Из среднеюрских глин купола Тогускеньушак по сборам С. В. Шумилина (1931) В. Д. Принада определил отпечатки: *Equisetites ferganensis* Sew., *Equisetostachys* sp., *Baiera* sp., *Feldenia ensiformis* (Heer) Wats., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Carpolites* sp. Позднее Г. Е.-А. Айзенштадт (1951) провел здесь дополнительные сборы отпечатков ископаемой флоры, среди которых А. И. Турутанова-Кетова определила *Equisetites ferganensis* Sew., *E. cf. beanii* (Vunb.), *Equisetostachys* sp., *Neocalamites* sp., *Radicites* sp., *Cladophlebis whitbiensis* (Brongn.), *C. lobifolia* (Phill.), *Coniopteris* ex gr. *hymenophylloides* (Brongn.), *C. embensis* Pryn., *Dictyophyllum rugosum* Lindl. et Hutt., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Nilssonina vittaeformis* Pryn., *Ctenis* sp., *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.), *Carpolites* sp. По мнению А. И. Турутановой-Кетовой, упомянутая флора в целом имеет типично юрский облик и, вероятно, принадлежит к низам средней юры.

На куполе Канджига в 1933 г. А. В. Фурсенко, а позднее Г. Е.-А. Айзенштадт (1951) в среднеюрских отложениях обнаружили отпечатки флоры, которые были определены В. Д. Принадой (1938) и А. И. Турутановой-Кетовой. По мнению последней, здесь содержатся *Thallites polydichotomus* Pryn., *Equisetites ferganensis* Sew., *E. columnare* Brongn., *Radicitis* sp., *Coniopteris Fursenkoi* Pryn., *C. embensis* Pryn., *C. ex gr. hymenophylloides* (Brongn.), *Gonatosorus Nathorsti* Racib., *Cladophlebis (Eboracia) lobifolia* (Phill.), *Dictyophyllum rugosum* Lind. et Hutt., *D. cf. nilssonii* (Brongn.), *Marattiopsis angustifolia* Pryn., *Cladophlebis whitbiensis* (Brongn.), *C. bartoneci* Racib., *C. linguaefolia* Pryn., *C. calcarata* Brick, *C. embensis* Pryn., *Taeniopteris cf. vittaeformis* Pryn., *Nilssonii gracilima* Pryn., *Nilssonii* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Feildenia* sp., *Cheirolepis setosa* Phill., *Pityophyllum lindstromi* Nath., *Samaropsis rotundata* Heer, *Carpolites* sp. А. И. Турутанова-Кетова пришла к выводу о среднеюрском возрасте рассматриваемой флоры; присутствие же среди нее нижнеюрских видов, принимаемых за реликтовые, может снизить возраст слоев с ископаемой флорой на Канджиге до низов средней юры.

В среднеюрских отложениях купола Койкара еще Н. Н. Тихонович (1915) обнаружил отпечатки *Cladophlebis haiburnensis* Lindl. et Hutt., *C. denticulata* (Brongn.), *Taeniopteris vittata* Brongn., *Klukia exilis* Phill., *Brachyphyllum* sp. Основываясь на этих определениях, выполненных А. Н. Криштофовичем, Н. Н. Тихонович отнес слои, содержащие ископаемую флору, к бату. В 1947 г. Г. Е.-А. Айзенштадт (1951) провел дополнительное изучение среднеюрских отложений Койкары, обнаружил в них отпечатки раковин *Pseudocardina cf. kysyltaensis* (Tschern) и пришел к выводу, что они соответствуют лингуловой пачке Южной Эмбы.

Наметившаяся возможность сопоставления разреза доверхнеюрских отложений юры Хобдинской опорной скважины с разрезами тех же отложений, развитых на междуречье Урала и Волги, а также крайних юго-западных разрезов отложений средней юры Подуральяского плато с разрезами тех же отложений Южной Эмбы позволяет надеяться, что в недалеком будущем для этих отложений будет разработана единая корреляционная схема, которая позволит достоверно определить соотношения между пачками, выделенными в разных частях Прикаспийской впадины.

МОРСКАЯ ВЕРХНЯЯ ЮРА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Морские отложения верхней юры в Прикаспийской впадине пользуются практически повсеместным распространением, но обнажены весьма ограниченно. На сводах соляных куполов они, особенно их доволжские горизонты, нередко размыты нацело и о их былом распространении свидетельствуют лишь находки окатанной фосфоритизированной фауны этих слоев в фосфоритовом горизонте основания волжского яруса или (в тех разрезах, где размыты и отложения волжского яруса) неокома. На крыльях соляных куполов они уходят под нижнемеловые отложения, а в компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях погружаются на разную, обычно значительную глубину, о порядке которой можно судить по уровню залегания III отражающего сейсмического горизонта, отвечающего подошве неокома. Пока только лишь в нескольких межкупольных депрессиях верхнеюрские отложения вскрыты единичными скважинами.

В составе морских отложений верхней юры Прикаспийской впадины наиболее изученными являются отложения волжского яруса. Подстилающие их отложения кимериджа, оксфорда и келловея далеко не повсеместно расчленены и детально изучены.

Наиболее изученные обнажения верхнеюрских отложений в Прикаспийской впадине имеются на куполах Кокбулак (Шумилин, 1934; Журавлев, 1960_{1, 2}; Михайлов и Густомесов, 1964), Чингис (Журавлев, 1960_{1, 2}), Аккудуксайском (Новаковский, 1887; Никитин, 1887; Безруков, 1936), Январцевском (Синцов, 1871, 1890; Новаковский, 1887; Никитин, 1887; Пчелинцев, 1916; Аллер, 1937); Индер (Православлев, 1913; Пчелинцев, 1916; Хабаков, 1937; Фурсенко и Поленова, 1950) и Эльтон (Ильин и Бояринова, 1954). Весьма ценные сведения о стратиграфии и мощности пород верхней юры получены по опорным скважинам 2 (Буранколь) и 5 (Тугаракчан) (Айзенштадт, 1956; Айзенштадт и Пинчук, 1961), по скв. П-20, пробуренной в межкупольной депрессии, разделяющей купола Челкар и Жамбейты, по скважинам, пройденным на куполе Аукетайчагыл, по Новоузенской, Эльтонской и Астраханской опорным скважинам (Эвентов, 1956), а также по сверхглубокой скв. СГ-1, заданной на междуречье Урала и Волги в долине р. Ащиозек (Чарыгин и др., 1964; Шлейфер, 1964).

К сожалению, накопившиеся за последние годы данные по стратиграфии морских верхнеюрских отложений Прикаспийской впадины пока еще никем не обобщены. Опубликованные ранее сводки (Соколова, 1939; Яншин, 1943; Журавлев, 1960) охватывают лишь восточную часть Прикаспийской впадины (которая простирается к востоку от р. Урал). Поэтому ниже предпринята первая попытка обобщения имеющихся сведений о литологическом составе и стратиграфии пород верхней юры в пределах всей впадины.

При поярусной характеристике верхнеюрских отложений принята следующая последовательность их описания: вначале рассматриваются разрезы западной и восточной частей Прикаспийской низменности, затем — разрезы Южной Эмбы, Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия и Подуральского плато.

Келловей

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги (к западу от правой протоки р. Урал — р. Кушум), отложения келловея наиболее полно изучены в разрезах Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1, заданной на берегу р. Ащиозек в межкупольной депрессии, а также в разрезах скважин Г-1, Г-2, пробуренных в 12 км северо-восточнее, на рудиментарном соляном куполе Заречном (Чарыгин и др., 1964; Шлейфер, 1964).

Нижний келловей в этом районе представлен глинами темно-серыми, алевролитистыми, часто известковистыми, обогащенными обуглившимся растительным мусором. В отдельных менее алевролитистых прослоях глин присутствует комплекс фораминифер: *Ammodiscus tenuissimus* (Gumb.), *Frondicularia crassa* Mjatl., *Lenticulina delicata* Ryg., *L. tatariensis* (Mjatl.), *L. aff. okrojanzi* Mjatl., *L. ex gr. harpaformis* Mjatl.

Средний келловей образован глинами серыми, алевролитистыми и темно-серыми, более чистыми, полнее охарактеризованными фораминиферами: *Spirophthalmidium areniforme* E. Вук., *Frondicularia suprajurensis* Mjatl., *F. supracaloviensis* Wisn., *F. spatulata* Terq., *Rectoglandulina tutkowskii* (Mjatl.), *Lenticulina polonica* (Wisn.), *L. cidaris* Kosyr., *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. mira* Kosyr.,

L. prima (Orb.), *L. cutratiformis* (Mjatl.), *L. russiensis* (Mjatl.), *L. erucaeformis* (Wisn.), *L. incrassata* Ryg., *Saracenaria gracilis* Kosyr., *Planularia tricarinnella* (Reuss), *P. pauperata* Schwag., *P. parallela* Schwag., *Epistomina volgensis* var. *volgensis* Mjatl., *E. volgensis* var. *intermedia* Mjatl., *E. volgensis gracilis* Mjatl., *E. uhligi* Mjatl., *E. elschankaensis* Mjatl., *E. mosquensis* Uhlig. Большинство из перечисленных видов встречаются в местном разрезе только в отложениях среднего келловея, причем из них наиболее характерными являются *Lenticulina polonica* (Wisn.), *L. cidaris* Kosyr., *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. mira* Kosyr., *L. cultratiformis* Mjatl.

Отложения верхнего келловея в данном районе не изучены. Из скважин, пробуренных на куполе Заречном, керн этих отложений не отобран. Из шлама скв. СГ-1 определены лишь характерные для верхнего келловея фораминиферы *Lenticulina tumida* Mjatl.

Скважиной СГ-1 отложения келловея вскрыты в интервале 2320—2417 м и по литологическому составу разделяются на три пачки (снизу вверх): глинистую (13 м), глинисто-алевритовую (26 м) и глинистую (58 м). Общая мощность отложений келловея по скважинам СГ-1 и Г-1 достигает 97 м, а по скважинам Г-2 и П-26, пробуренным в своде рудиментарного купола Заречный, соответственно равна 60 и 66 м.

К западу от Аралсорского района, в Эльгонской опорной скважине, пробуренной на юго-восточной периферии соляного купола-гиганта Эльтон, разрез отложений келловея является неполным, а мощность их равна 73 м (Эвентов, 1956).

Более полный разрез вскрыт крелиусными скважинами и обнажен по восточному берегу оз. Эльтон на горе Улаган, где мощность глин келловея достигает 220 м (Ильин и Бояринова, 1954).

Нижняя часть разреза келловея представлена темно-серыми и серыми глинами, слабо известковистыми, слоистыми, с тонкими линзочками и пропластками пылеватых песков на плоскостях наслоения и с прослоями серых известняков, мелкозернистых песков и песчаников. Глины содержат комплекс фораминифер: *Ammobaculites* sp., *Lenticulina* cf. *protracta* (Born.), *L.* cf. *subcompressa* (Schwag.), *L. deecke* (Wisn.) var. *hamosa* (Wisn.), *L.* cf. *brückmanni* (Mjatl.), *L. colligata* (Brück.), *L.* cf. *parallela* (Schwag.), *L. quenstedti* (Gümb.), *Dentalina* sp., *Globulina oolithica* (Terq.), *Lingulina* sp., *Discorbis* sp., *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Epistomina* sp., *E.* cf. *elschankaensis* Mjatl., *E.* cf. *reticulata* Reuss, *E.* cf. *stelligera* Reuss.

Верхняя часть разреза келловея образована зеленовато-серыми глинами с тонкими прослоями серых рыхлых кварцевых мелкозернистых песчаников и прослоем (3—4 м) тонкоплитчатых мелкозернистых песчаников и сидеритов в основании. В глинах встречена прекрасно сохранившаяся фауна: *Cosmoceras transitionis* Nik., *C. spinosum* Sow., *C. ornatum* Schloth., *C.* cf. *guelmi* Sow., *C.* cf. *dunkani* Sow., *Nucula calliope* Orb., *N. caecilia* Orb., *Hecticoceras lunula* (Rein) Zieten, *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q.* cf. *mariae* Orb., *Peltoceras* sp. (*P.* aff. *arduenense* Orb.), *Belemnites calloviensis* Opp., *Cylindroteuthis beaumonti* Orb., *Cucullaea* sp., *Alaria cassiope* Orb., *Pecten demissus* Bean., *Turbo meyendorfi* Orb., *Gryphaea dilatata* Sow., *Pseudomonotis* sp., *P. subechinata* Lah., членики *Pentacrinus* sp.

Мощность нижней части разреза келловея на горе Улаган достигает 136 м, а в верхней его части соответственно 84 м. На западном берегу оз. Эльтон, в районе возвышенности Пресный Лиман, прослежена лишь верхняя часть разреза отложений келловея (верхние 68 м).

К северу от Аралсорского района, в Новоузенской опорной скважине, по данным Н. И. Усковой, к нижнему келловею относятся темно-серые глины с прослоями сидеритов и отпечатками *Macrocephalites* sp.; к среднему келловею — мергели темно-серые, алевролитистые, с гнездами пирита и фауной: *Hecticoceras* cf. *brighti* Pratt., *Posidonia ornati* Quenst., *Nucula caecilia* Orb. и др.; к верхнему келловею — глины темно-серые, с прослоями мергелей и фауной: *Hecticoceras* sp., *Pecten* sp. Общая мощность отложений келловея достигает 80 м, причем наиболее мощными здесь являются отложения верхнего келловея (Эвентов, 1956).

К северо-западу отсюда, в самой северо-западной части Прикаспийской впадины, в составе отложений келловея, также в основном представленных глинами, выделяются отложения: нижнего келловея с *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., среднего келловея с *Kostmoceras jason* Rein. и верхнего келловея с *Quenstedticeras lamberti* Sow. (Хабарова, 1958).

К западу от Волгоградского уступа, вблизи долины Волги, отложения келловея представлены различными по тону серыми глинами, участками известковистыми, с гнездами и включениями серых тонкозернистых песков. Их мощность у пос. Ровного достигает 78 м, а у пос. Верхний Балыклей — 65 м (Ильин, Белякова, 1961).

Наконец, к югу от Аралсорского района, на южной окраине Прикаспийской впадины, в Астраханской опорной скважине отложения келловея, детальнее нерасчлененные, образованы глинами темно-серыми, алевролитистыми, с прослоями песчаников, известняков и сидеритов. В них встречаются *Pecten* (*Camponectes*) *lens* Sow., *Pseudomonotis echinata* var. *subechinata* Lah., *Inoceramus* sp., *Aucella* sp., а также *Lenticulina* aff. *russiensis* Mjatl., *L. erucaeformis* (Wisn.), *L. uhligi* (Wisn.), *L. aff. oppeli* (Schwag.) и др. Мощность отложений келловея здесь равна 61 м.

В восточной части Прикаспийской низменности (к востоку от правой протоки р. Урал — р. Кушум) отложения келловея еще изучены слабо, но несомненно присутствуют в составе песков и глин верхней юры, подстилающих породы волжского яруса. Наиболее уверенно они выделены на куполах Кульсай, Шалкар, Горяченском и Аукетайчагыл.

В бассейне р. Жаксыбай, непосредственно к западу от обрывов Подуральского плато, на куполе Кульсай, отложения келловея вскрыты скв. 104, но не пройдены полностью. Они представлены пачкой (свыше 40 м) темно-серых полимиктовых мелкозернистых песков. В 9 м ниже их кровли проходит тонкий (0,15 м) слой темно-серых полимиктовых мелкозернистых плотных песчаников. В песках встречен комплекс фораминифер: *Haplophragmoides infracallovienensis* Dain, *Ammobaculites* ex gr. *coprolithiformis* Schwag., *Triplasia agglutians* Kos., *Pseudoglandulina tutkowskii* Mjatl., *Lagena hispida* Reuss., *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pol., *Lenticulina batrakiensis* (Mjatl.), *L. embaensis* Furss. et Pol., *L. pseudocrassa* Mjatl., *Epistomina mosquensis* Uhlig.

На куполах Шалкар и Горяченском (расположенном к юго-западу от Шалкара и пересеченном р. Урал) отложения келловея залегают с размывом на породах средней юры. В их основании проходит пласт серовато-зеленого кварцево-глауконитового песчаника (около 1 м) с включениями угловатых желваков фосфорита и фосфоритизированных ядер *Perisphinctes* sp. (купол Шалкар, скв. 65) или фосфоритовый горизонт, в составе которого желваки фосфорита сосредоточены в глинах, содержащих гнезда глауконитовых песков (купол Шалкар, скв. 33).

Выше прослеживаются глины серые и светло-серые с зеленоватым оттенком, карбонатные, слюдистые, по простиранию замещающиеся серыми известняками (купол Шалкар, скв. 33). Глины пронизаны ходами илоедов, заполненными пиритом, и содержат тонкие раковины пеллеципод. На западном крыле купола Шалкар (скв. 65) в глинах встречен единичный прослой (0,5 м) зеленовато-серых карбонатных алевритов, с вкрапленностью пирита.

А. П. Найденова из этих глин определила комплекс фораминифер: *Ammodiscus* sp., *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pól., *Vaginulina harpa* Rom., *Globulina paalzovi* Mjatl., *Nubeculinella tenua* E. Вук., *Spirophthalmidium minima* (Wisn.) и др.

Мощность глин келловей на куполе Шалкар равна 13,5 м (скв. 39), на куполе Горяченском превышает 8 м (по скв. 52, в которой они частично срезаны сбросом).

Юго-западнее, в разливах протоки Кушум, близ пос. Новой Казанки на куполе Аукетайчагыл, судя по разрезам скважин К-2 и К-17, отложения келловей также сложены глинами серыми и темно-серыми, чистыми или алевритистыми, внизу — песчано-алевритистыми, известковистыми, вверху — известковистыми, с прослоями серых плотных мергелей и более редкими прослоями песков и песчаников. В основании залегают грубопесчанистые глины с примесью мелкого окатанного кремневого и кварцевого гравия, а на контакте с породами бата — разнотерный песчаник с гравием и желваками фосфорита. Общая мощность отложений келловей достигает 120 м (Грачев, Донскова, Рыгина, 1957).

Фауна, найденная в отложениях келловей на Аукетайчагыле, немногочисленна как в отношении видов, так и отдельных экземпляров каждого вида. Из фораминифер встречены *Lenticulina* ex gr. *varians* (Вогп.), *L.* ex gr. *hibrida* Терг., *L. tumida* Mjatl., *L. delicata* Ryg., *Darbyella* ex gr. *kutzevi* Dain, *Spirophthalmidium monstrosomum* E. Вук., *S. carinatum* Kubl. et Zw., известные также из келловей Нижнего и Среднего Поволжья. Судя по большой мощности отложений келловей, можно предполагать, что здесь имеются средний и верхний келловей.

В районе Южной Эмбы, в самой южной части его, у побережья Каспийского моря, на куполах Каратон и Теренбузюк, отложения келловей более песчанисты и представлены чередованием серых плотных песчаников, серых и темно-серых песков и песчанистых глин, с обуглившимися растительными остатками, с фауной: *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Pteroperna* sp., *Coniomija* sp., *Pseudomonotis subechinata* Lah. и фораминиферами. Мощность их на Каратоне 112 м, на Теренбузюке 70 м.

Такой же песчаный характер отложения келловей имеют по левобережью р. Эмбы, к северо-востоку от Каратона и Теренбузюка, на куполе Кулсары. Здесь к келловей, а возможно, и к нижнему оксфорду, вероятно, относится пачка (20—25 м) песков, залегающих непосредственно под породами волжского яруса.

Северо-западнее, на куполах Макат, Сагиз, Доссор и в Дангарской межкупольной депрессии, под отложениями волжского яруса по данным электрокаротажа выделяется пачка (20—25 м) песчано-глинистых пород, которая может быть условно сопоставлена с келловейскими и нижнеоксфордскими отложениями, развитыми на юго-восточной окраине Прикаспийской низменности, в районе Южно-Эмбенского погребенного поднятия. Из-за отсутствия ядра литологический состав и возраст этой пачки остались неуточненными, хотя, вероятно, нижняя часть ее принадлежит к келловей. Об этом косвенно свидетельствуют

находки переотложенной фауны келловея (*Pseudomonotis subechinata* Lah., *Gryphaea dilatata* Sow. и др.) в фосфоритовом галечнике основания неокома, сделанные восточнее, в низовьях р. Кайнар, на куполе Койкара.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии и некоторых рудиментарных соляных куполах его северо-западного склона отложения келловея представлены темно-серыми и зеленовато-серыми глинами, известковистыми и неизвестковистыми, с подчиненными прослоями алевролитов, песков, песчаников и с редкими прослоями мергелей. Пески келловея обычно алевритистые, мелкозернистые, и только в основании верхнего келловея в опорной скв. 2 (Буранколь) встречен более грубозернистый песчаник с примесью мелкого окатанного кварцевого и кремнистого гравия. В отдельных пропластках глинистых и песчано-алевритовых пород довольно часто встречается мелкий обугленный растительный детрит и изредка — отпечатки и обломки фауны.

Отчетливые границы между подъярусами келловея по литологии пород определить трудно. Отложения нижнего келловея образованы чередованием песчаных пород и глин. В составе отложений среднего келловея пески и песчаники несколько преобладают над глинами. Отложения верхнего келловея в основном глинистые, с редкими прослоями песчаников (в опорной скв. 2) и мергелей (в опорной скв. 5). Эти особенности литологического состава пород хорошо отражены на каротажных диаграммах.

В отложениях нижнего келловея в керне опорной скв. 2 (Буранколь) найдены пелециподы *Pteroperna* sp., а в керне опорной скв. 5 (Тугаракчан) — *Pseudomonotis* sp., *Astarte* (?) sp. По керну опорной скв. 2 (Буранколь) из нижней части нижнего келловея определены плохо сохранившиеся остракоды *Darwinula* aff. *sarybirmensis* Shagar., а из верхней части нижнего келловея — несколько экземпляров фораминифер и остракод *Lenticulina varians* (Wogn.), *Palaeocytheridea* sp.

В отложениях среднего келловея в керне опорной скв. 2 (Буранколь) найдены пелециподы *Pseudomonotis subechinata* Lah., *P.* sp., *Goniomya* sp., а в опорной скв. 5 (Тугаракчан) — *Pseudomonotis* sp. ind. (ex gr. *echinata*), *Modiola* sp., *Astarte* sp. В керне опорной скв. 2 (Буранколь) определена фораминифера *Haplophragmoides* sp. (один экземпляр).

В отложениях верхнего келловея в керне опорной скв. 2 (Буранколь) найдены аммониты *Quenstedticeras lamberti* Orb., а в керне опорной скв. 5 (Тугаракчан) — пелециподы *Oxytoma* sp.

По керну опорной скв. 2 (Буранколь) преимущественно из верхней части верхнего келловея определены фораминиферы: *Epistomina* ex gr. *mosquensis* Uhlig., *Lenticulina* aff. *hybrida* (Terq.), *L.* ex gr. *limata* (Schwag.), *L. plana* (Reuss), *L. gottingensis* Wogn. и др. В керне опорной скв. 5 (Тугаракчан) микрофауна представлена видами, встречающимися в единичных и редких экземплярах: *Lenticulina* ex gr. *pseudocrassa* Mjatl., *L.* ex gr. *deekei* (Wisn.) var. *hamosa* (Wisn.), *L.* ex gr. *harpa* (Reuss) var. *speciosa* (Wisn.), *L.* ex gr. *limata* (Schwag.), *L.* ex gr. *hoplites* (Wisn.), *Darwinula* aff. *sarytirmensis* Schwag., *Cytherella* ex gr. *nominata* Lubim. В нижних слоях нижнего келловея из керна опорной скв. 2 (Буранколь) обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладает пыльца хвойных: *Brachyphyllum vulgare* sp. n. (sp. ind.) (до 60%), *B. major* sp. n. (sp. ind.), хвойных без воздушных мешков: *Aggerella minor* sp. n. (Cupressaceae), *A. corollaria* Mal. (в большом количестве), а также немногочисленная точно неопределимая пыльца хвойных с воздушными мешками. Среди спор довольно многочисленны споры циатеевых, пре-

ляющийся на три части. В основании его лежит корочка рыхлого железненного песчаника с плоской галькой черного кремня.

Нижнюю часть слоя песков (0,3 м) слагают разнотернистые, в основном среднетернистые кварцевые пески со значительной, но неравномерно распределенной примесью зерен темноцветных минералов и редкой галькой кремня. В песках встречаются тонкие линзы ракушечников, в которых наряду со створками *Pseudomonotis echinata* (Low.), *Chlamys (Aequipecten) fibrosa* (Sow.), *Rhynchonella (Ivanoviella) alemanica* Roll. встречаются ростры *Cylindrotenthis (Holcoloboides) beaumonti* Orb. и членики *Pentacrinus* sp.

Среднюю часть этого слоя (до 0,5 м) слагают зеленовато-серые разнотернистые ожелезненные пески, переполненные створками *Oxytoma inaequalis* var. *borealis* Boriss., *Pseudomonotis* aff. *subechinata* La hus., *Gryphaea dilatata* Sow., *G. dilatata* var. *lucerna* Traut., *Pseudonerinea fischeriana* (Orb.), *Pleurotomaria worthiana* Orb. и иногда содержащие ростры *Cylindroteuthis* sp. В песках встречаются неправильно эллипсоидальные стяжения песчаника того же состава, иногда срастающиеся группами.

Наконец, верхнюю часть этого слоя (до 0,2 м) слагают такие же, но бедные фауной пески с редкими створками *Gryphaea dilatata* Sow. Вверх по разрезу пески становятся все более глинистыми.

Комплекс фауны, заключенный в этом слое песков, свидетельствует о принадлежности к отложениям келловея, вероятнее всего среднего.

Над песками, в кровле келловея, залегает слой серых глин (до 0,8 м), в основании (нижние 0,2 м) содержащих редкие отпечатки створок ближе неопределимых мелких пелеципод и сростки кристаллов гипса. Выше они обогащаются растительным детритусом, становятся коричневатыми и содержат редкие кристаллики гипса. Общая мощность отложений келловея в данном разрезе не превышает 2,35 м.

К северу от Кокбулака, уже по правобережью р. Уил на куполе Байжанмола, прослеживаются голубовато-серые алевроиты (до 50 м) с прослойками серых глин и включениями обуглившихся растительных остатков. В 24 м от их кровли проходит слой (6 м) голубовато-серых плотных глин, обладающих раковистым изломом. В алевроитах по всему разрезу встречаются плохо сохранившиеся обломки *Corbula* sp., *Modiolus* sp., *Nucula* sp., *Phaenodesmia* sp. По мнению П. А. Герасимова, эти моллюски имеют внешнее сходство с формами, распространенными в отложениях келловея.

К западу от Байжанмолы отложения келловея еще более условно могут быть выделены на расположенном в верхнем течении правого притока р. Уил — р. Киил куполе Байтас. Пробуренная здесь, у могил Сатимола, скв. 2 под мергелями зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса вскрыла темные зеленовато-серые кварцево-глауконитовые пески (до 15 м), залегающие над угленосными глинами средней юры. По стратиграфическому положению они могут принадлежать в равной мере к келловею, оксфорду и кимериджу в целом или к одному из этих ярусов, но их келловейский возраст наиболее вероятен.

Еще западнее, на куполе Чингиз по балке Талдысай, видно, что на размытой поверхности глин средней юры со слабым угловым несогласием залегают пески (1,3 м) желтовато-серые (окрашенные окислами железа), кварцево-глауконитовые, среднетернистые, неяснослоистые и слабо глинистые. В их основании проходит слой кварцевых гравийных песков, содержащих мелкую гальку кварца и кремня. Местами в песках встречаются пустоты, заполненные ржаво-бурым порошком железистых окислов и, вероятно, отвечающие внешней поверхности выщелоченных ростров белемнитов — один из них был

найден в 0,3 м от кровли этих песков. По внешнему виду он напоминает *Cylindroteuthis (Holcobeloides) okensis* (Nik.) и поэтому заключающие его пески могут быть условно отнесены к келловее. На их размытой поверхности залегают фосфоритовый горизонт основания зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса.

На северо-восток отсюда, в бассейне р. Большая Хобда на куполе Торткуль, встречены высыпки желтовато-бурых полимиктовых мелкозернистых песков и плотных кавернозных песчаников с *Oxytoma inaequivalvis* Sow., *Gryphaea dilatata* Sow. — фауной, обычной для келловоя (см. приведенный выше разрез Кокбулака). Мощность этих песков и песчаников не превышает 10 м.

На запад от Торткуля, по правобережью правого притока р. Большая Хобда — р. Ишкырган на Камышевской антиклинали, скв. 23 под породами ачкагыла вскрыла серые кварцевые пески (8 м), в основании которых проходит пласт (0,4 м), песчаника с кварцевой галькой, переполненного створками пеллеципод и рострами келловейских *Cylindroteuthis (Holcobeloides) beaumonti* (Orb.).

Наконец, западнее, в истоках р. Иренъанкаты на Аккудуксайском куполе, по-видимому, прямо на песках средней юры лежит желтовато-серый рыхлый глинистый песчаник (0,2 м) с *Gryphaea dilatata* Sow.

Северо-северо-западнее, по побережью р. Урал у Черного Затона на куполе Январцевском, разрез верхнеюрских отложений начинается довольно грубыми зеленоватыми песками (18,8 м), содержащими прослой и крупные караван плотных известковистых или железистых песчаников, а также прослой зеленых песчанистых мергелей, опоковидных глин и ржаво-желтых косослоистых кварцевых песков с окатанными и обтертыми обломками раковин. В нижней части песков встречаются редкие желваки фосфорита.

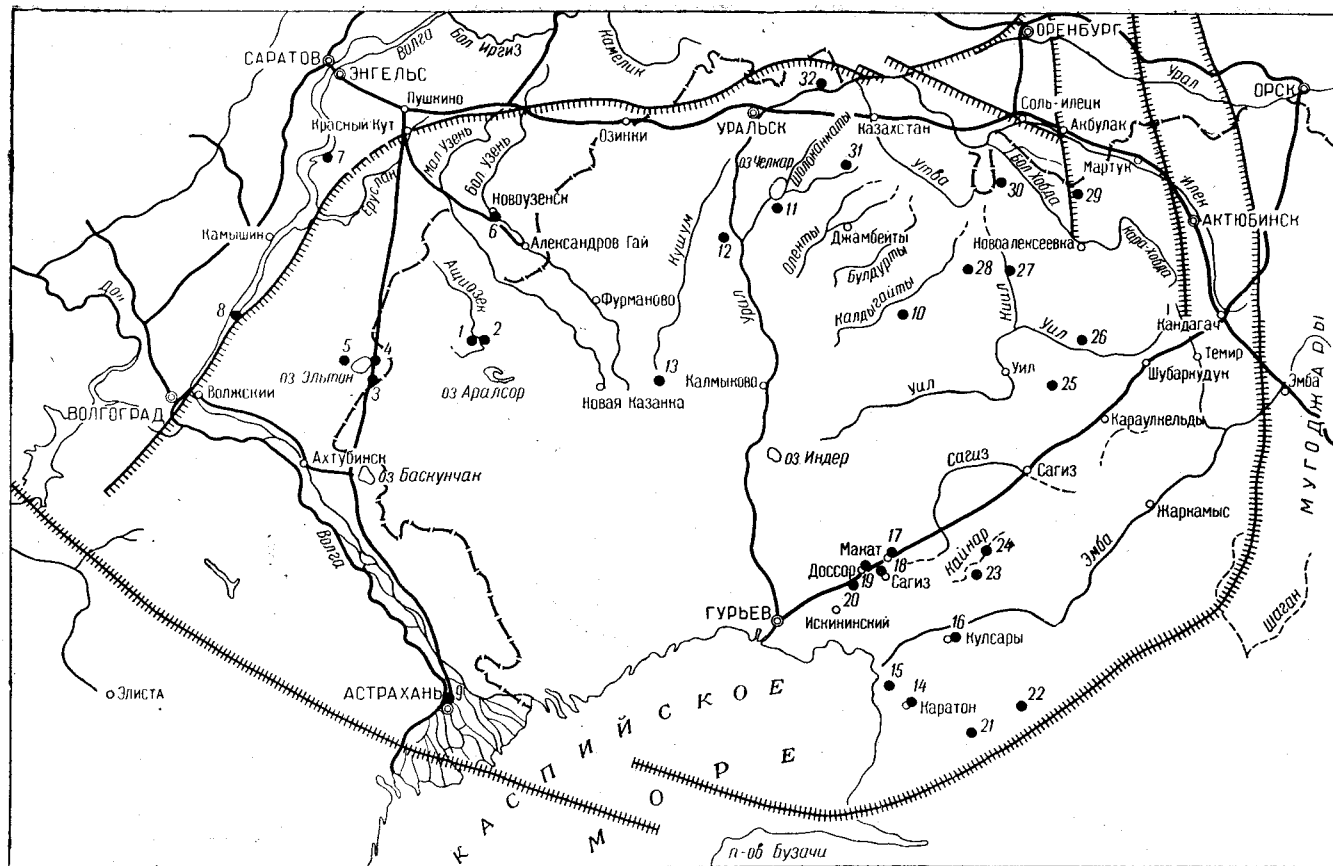
Из этих пород кроме малохарактерных пеллеципод И. Ф. Синцов (1871, 1890), М. М. Новаковский (1887), С. Н. Никитин (1887), В. Ф. Пчелинцев (1916) и П. В. Флоренский указывали *Chamoussetia chamousseti* Orb., *Keplerites goweri* Neum. et Uhl., которые свойственны верхней зоне нижнего келловоя, хотя, по-видимому, иногда заходят и в средний келловей, далее среднекелловейских *Kosmoceras duncani* Orb., *Cadoceras cf. tschefkini* Orb. и, наконец, верхнекелловейских *Kosmoceras ornatum* Schloth. (*K. spinosum* Sow.), *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. leachi* Sow., *Q. mologae* Nik., *Q. flexicostatum* Phill., *Q. subflexicostatum* Sinz., *Q. carinatum* Eichw., *Q. sutherlandia* (Murch.) Orb., *Q. henrici* Douv. и его вариации: *brasilei* Douv. и *praelamberti* Douv., *Peltoceras athletoides* Lah. Таким образом, отмеченная пачка песков соответствует стратиграфическому интервалу от верхов нижнего до верхнего келловоя.

Таким образом, в пределах Прикаспийской впадины достоверные отложения келловоя выделены лишь в ограниченном числе разрезов (рис. 52). На многих куполах они либо размыты нацело в предволжское или предраннемеловое время, либо пока не выделены из состава верхнеюрских песков и глин, подстилающих отложения волжского яруса.

Только на Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии и в западной части Прикаспийской низменности в составе пород келловоя выделены отложения нижнего, среднего и верхнего келловоя. На Южно-Эмбенском поднятии они образованы глинами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников, песков, реже мергелей. На западе Прикаспийской низменности, в Аралсорском районе, нижняя часть разреза келловоя глинистая и глинисто-алевритовая, а верхняя — глинистая. В Новоузенском районе отложения нижнего келловоя пред-

Рис. 52. Схема расположения разрезов отложений келловоя в Прикаспийской впадине

1 — Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1; 2 — Заречный; 3 — Эльтонская опорная скважина; 4 — Улаган; 5 — Пресный Лиман; 6 — Новоузенская опорная скважина; 7 — Ровное; 8 — Верхний Балыклей; 9 — Астраханская опорная скважина; 10 — Кулсай; 11 — Челкар; 12 — Горяченский; 13 — Аукетайчагыл; 14 — Каратон; 15 — Теренъюзек; 16 — Кулсары; 17 — Макат; 18 — Сагиз; 19 — Доссор; 20 — Дангарская межкюльная депрессия; 21 — опорная скв. 2 (Буранколь); 22 — опорная скв. 5 (Тугаракчан); 23 — Койкара (перетолженная фауна келловоя в галечнике основания неокома); 24 — Тогускеньушак; 25 — Кокбулак; 26 — Байжанмола; 27 — Байтас; 28 — Чингис; 29 — Тортукуль; 30 — Камышевская антиклиналь; 31 — Аккудуксайский; 32 — Январцевский



ставлены глинами, среднего келловоя — алевроитистыми мергелями, верхнего келловоя — глинами с прослоями мергелей. Наконец, в северо-западной части Прикаспийской низменности келловей сложен глинами.

К северу от Южно-Эмбенского поднятия, в районе Южной Эмбы и в восточной части Прикаспийской низменности, отложения келловоя более песчанисты и сложены преимущественно песчаниками, песками и песчанистыми глинами.

Еще более терригенный характер отложения келловоя приобретают на Подуральском плато, в пределах которого, по-видимому, в основном распространены отложения среднего келловоя.

Оксфорд

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения оксфорда пройдены в низовьях р. Ащизек Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 и скважинами, пробуренными на рудиментарном соляном куполе Заречном (Чарыгин и др., 1964; Шлейфер, 1964).

Нижняя часть разреза отложений оксфорда здесь сложена глинами серыми, известковистыми (38 м по скв. СГ-1), а верхняя — мергелями серыми, плотными (32 м по скв. СГ-1).

По данным микрофауны в этом районе могут быть выделены отложения нижнего и верхнего оксфорда. Отложения нижнего оксфорда содержат комплекс фораминифер: *Ammobaculites gracilis* Dain, *Spirophthalmidium* aff. *minima* (Wisn.), *S. milioloniforme* (Paalz.), *S. birmenstorfense* (Kulb. et Zw.), *S. sagittum* E. Бук., *Trocholina transversarii* Paalz., *Lenticulina samaraensis* Mjatl., *L. primaformis* Mjatl., *L. bruckmanni* (Mjatl.), *Epistomina multialveolata* Grig., *E. nemunensis* Grig., *E. volgensis* Mjatl. и др. В отложениях верхнего оксфорда отмечено значительное обеднение микрофауны и преобладание в ее составе более примитивных форм фораминифер: *Ammobaculites gracilis* Dain, *A. haplophragmioides* Furss. et Pol., *A. verus* Dain, *A. elenae* Dain, *Lenticulina rjavkinoensis* Kosyrg., *Marginulina* sp. и др.

Наибольшая мощность отложений оксфорда в низовьях р. Ащизек отмечена в скв. СГ-1, где она равна 70 м (интервал вскрытия 2250—2320 м).

К западу от низовьев р. Ащизек в Эльтонской опорной скважине мощность отложений оксфорда не превышает 17 м (Эвентов, 1956). Неподалеку они обнажены в пределах купола Эльтон на горе Улаган и в центральной части возвышенности Пресный Лиман. На горе Улаган (Зиновьев, Троицкая, 1964) нижняя часть отложений оксфорда представлена коричневато-серыми сильно известковистыми глинами с прослоями тонкоплитчатых песчаников и фауной: *Cardioceras cordatum* (Sow.), *C. vertebrale* (Sow.), *C. tenuicostatum* (Nik.), *C. nikitianum* Lah., *Nucula calliope* Orb., *Leda medusa* Bor., *Paralleledon* sp., *Lima alternicosta* Biw., *Gryphaea dilatata* Sow., *Modiolus hannoveranus* (Struck.), а также с представителями семейств Pectinidae, Astartidae. Этот комплекс фауны соответствует зоне *Cardioceras cordatum* и, возможно, зоне *Cardioceras praecordatum*. Типичные аммониты последней зоны пока не обнаружены, но отсутствие четко выраженного перерыва между отложениями оксфорда и келловоя позволяет выделять ее предположительно.

Верхняя часть отложений оксфорда сложена коричневато-серыми и серыми мергелями, сильно песчанистыми, ожелезненными, с прослоями глин и песков. Они содержат фауну, указывающую на принад-

лежность их к зоне *Cardioceras zenaidae* нижнего оксфорда: *Perisphinctes chloroolithicus* (Gümbel) Waagen, *Cardioceras* cf. *quadra-toides* (Nik.), *Peltoceras arduennense* (Orb.), *Rhynchonella* sp., *Nucula calliope* Orb., *Parallelodon keyserlingi* (Orb.), *P. rouillieri* (Lah.), *P. cepha* (Lah.), *P. pictum* (Milasch.), *Oxytoma* cf. *inaequivalvis* (Sow.), *Pinna mitis* Phill., *Lima alternikosta* Buv., *Gryphaea dilatata* Sow., *Modiolus hannoveranus* (Struck.), *Acromytilus* cf. *pectinatus* (Sow.), *Myoconcha radiata* Orb., а также представители семейств Pectinidae, Astartidae и Pholadomyidae. Зональный вид *Cardioceras zenaidae* Jlov. был найден В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1938) в осыпи этого обнажения.

На север от Аралсорского района, в Новоузенской опорной скважине, мощность отложений оксфорда является максимальной из известных пока в пределах междуречья Урала и Волги и достигает 105 м. Они представлены глинами темно-серыми, слюдистыми, песчанистыми, известковистыми, с гальками фосфоритов и редкими гнездами пирита, с прослоями песчаников сверху. Находки *Cardioceras cordatum* Sow., *C.* cf. *alternans* Buch. позволяют выделить в их составе отложения нижнего и верхнего оксфорда, мощность которых соответственно равна 78 и 27 м.

В самой северной части междуречья Урала и Волги, на куполах южных отрогов Общего Сырта, к оксфорду относятся глины с прослоями мергелей и с фосфоритами. Мощность их колеблется от 7 до 36 м.

К западу от Волгоградского уступа, вблизи долины Волги, отложения оксфорда представлены глинами с прослоями известняков. Их мощность у пос. Ровного достигает 25 м, а у пос. Верхнего Балык-лея — 13 м (Ильин, Белякова, 1961). В самых низовьях Волги среди глин появляются прослой известняков.

В Астраханской опорной скважине отложения оксфорда и кимериджа отсутствуют и на глинах келловея непосредственно залегают породы волжского яруса.

В восточной части Прикаспийской низменности (к востоку от правой протоки р. Урал — р. Кушум) отложения оксфорда далеко не повсеместно выделены из состава песков и глин, подстилающих отложения волжского яруса. Наиболее уверенно их наличие установлено на куполах Кульсай, Харькин II, Саурбай, Жандалысор, Индер, Новобогатинск-Сугур, Лиман-Редут, Кандаурово и Аукетайчагыл. При этом только на Индере известны отложения нижнего оксфорда, а на остальных перечисленных куполах — породы верхнего оксфорда.

В бассейне р. Жаксыбай, непосредственно к западу от обрывов Зауральских Сыртов, на куполе Кульсай, скв. 104 над отложениями келловея вскрыла темно-серые алевритистые глины (20 м), содержащие прослой (0,1—0,2 м) темно-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников с фосфоритовой галькой до 4 см в поперечнике. В 3 м от подошвы встречен комплекс фораминифер нижнего оксфорда: *Epistominina stelligeraformis* Mjatl., *E. volgensis* Mjatl., *Spirophthalmidium minima* (Wisn.), *Nubeculinella bulbifera* (Paalz.). В 8 м от их подошвы найдены створки крупных пелеципод *Rasenia stephanoides* (Opp.), *Nucula* sp., *Desmosphinctes* sp., причем первая из них характерна уже для кимериджа. Поэтому только лишь нижняя четверть рассматриваемой пачки, вероятно, принадлежит к оксфорду, а большая часть ее относится уже к кимериджу.

Значительно юго-западнее Кульсай и непосредственно к югу от купола-гиганта Санкебай-Круглый, по правобережью р. Урал на куполе Харькин II скв. 77 также вскрыла темно-серые и черные аргил-

литоподобные глины (56 м) с прослоями серых мелкозернистых песчаников. В этих породах обнаружены *Amoeboceras alternans* Buch., *Amoeboceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Rasenia stephanoides* (Opp.). Первая из форм этого списка — верхнеоксфордская, последняя — кимериджская. Вмещающие их слои следует считать нерасчлененными отложениями оксфорда и кимериджа.

К юго-юго-востоку от Кудьсяя, на куполе Саурбай, по скв. 83 над породами средней юры прослеживается слой песков с фосфоритовой и кремневой галькой, над которым лежат серые глины с тонкими (0,1—0,2 м) прослоями песчаников и известняков. В 7 м от подошвы верхней юры в этих глинах встречен верхнеоксфордский аммонит *Amoeboceras* cf. *alternans* (Buch.).

Выше лежит слой (2,5 м) таких же глин, но содержащих тонкие (0,1—0,3 м) прослои серых плотных мелкозернистых песчаников с большим количеством (особенно в нижних прослоях) гальки фосфоритов. В глинах встречаются многочисленные плохо сохранившиеся аммониты.

Еще выше выделяется мощная (до 28 м) пачка таких же глин с тонкими прослоями алевроитов и песков, с мелкими пеллециподами и аммонитами *Amoeboceras tuberculatoalternans* (Nik.) и *Perisphinctes* sp. Общая мощность отложений верхнего оксфорда на этом куполе достигает 39,5 м.

Северо-восточнее, по восточной периферии купола Индер, обнаружены светлые мергели с горизонтами фосфоритов и фауной: *Peltoceras athletoides* Lah., *Martelliceras* cf. *martelli* Opp., *Cardioceras* ex gr. *cordatum* Sow., *Lucina fischeri* Orb., *Gryphaea dilatata* Sow. Вокруг возвышенности Жаман-Индер прослеживаются светло-серые песчанитые мергелистые глины с прослоями железистых мергелей, содержащие *Martelliceras martelli* Opp., *Gryphaea dilatata* Sow., *Pachyteuthis* sp. Находки *Martelliceras martelli* Opp. указывают на распространение в районе Индера верхних зон нижнего оксфорда. К югу от Индера отложения верхнего оксфорда (возможно, кимериджа) встречены на куполах Новобогатинск-Сугур (скв. 28) и Лиман-Редут (скв. 126). Они представлены темно-серыми, слегка голубоватыми или зеленоватыми глинами, содержащими прослои серых полимиктовых мелкозернистых песков и песчаников. В этих породах встречены *Amoeboceras alternans* (Buch.), *A. subcordatum* (Orb.), *Gryphaea dilatata* Sow., *Ostrea* sp., *Pleurotomaria* sp., *Desmosphinctes* sp. Мощность упомянутых отложений достигает 122 м.

Неподалеку отсюда, в районе Гурьева на куполе Кандаурово, отложения верхнего оксфорда сложены уже не глинами, а рыхлыми зеленоватыми песчаниками с хорошо сохранившимися *Amoeboceras alternans* (Buch.), гастроподами и обломками пеллеципод. В основании они сменяются песками с фосфоритами. Общая мощность отложений верхнего оксфорда равна 8—10 м.

Наконец, на запад-северо-запад от Индера, в разливах протоки Кушум на куполе Аукетайчагыл, скважинами вскрыты серые, зеленовато-серые, реже буровато-серые глины. У контакта с отложениями келловеев они песчанитые, в нижней части алевроитистые и по всему разрезу известковистые. Глины содержат прослои мергелей, наиболее распространенные в верхней части разреза.

Комплекс фораминифер, содержащийся в глинах, очень близок к их комплексу из нижнего оксфорда Южной Эмбы. Здесь встречены *Spirophthalmidium sagittum* E. Bук., *S. difficilis* Wisn., *S. areniformis* E. Bук., *Lenticulina limata* (Schwag.), *L. bronni* (Roem.), *L. deeckei* (Wisn.), *L. samaraensis* Miatl., *L. virgata* (Brückm.),

L. manubrium (Schwag.), *L. harpa* (Reuss), *Epistomina volgensis* Mjatl., *E. aff. mosquensis* Mjatl., *E. stelligeraformis* Mjatl. Мощность глин нижнего оксфорда в скважинах К-2 и К-17 превышает 30 м.

В районе Южной Эмбы, между реками Эмбой и Урал, на некоторых куполах под породами волжского яруса прослеживается маломощная пачка песков и глин, которую условно принято относить к верхнему келловею—нижнему оксфорду. Присутствие верхнего оксфорда предполагается на куполах Абжель, Станция Искине и Сагиз. На Сагизе к верхнему оксфорду отнесены темно-серые и зеленоватые пески с фосфоритами и глины зеленовато-серые и буроватые общей мощностью 9—11 м. Некоторым подтверждением их верхнеоксфордского возраста служат встреченные в глинах фораминиферы *Ammobaculites haplophragmioides* Furss. et Pol., *A. aequalis* Roem., *Lenticulina embaensis* (Furss. et Pol.), *L. ex gr. costata* (Ficht. et Moll.), *L. ex gr. foliacea* (Schwag.), *Marginulina aff. turgida* Reuss, *M. aff. robusta* Reuss., *Epistomina mosquensis* Uhlig.

К востоку отложения оксфорда на куполах неизвестны, а в межкупольных депрессиях не достигнуты скважинами. Однако об их наличии свидетельствуют находки окатанных фосфоритизированных верхнеоксфордских аммонитов *Amoeboceras tuberculatoalternans* (Nik.) в фосфоритовом галечнике основания неокома в низовьях р. Кайнар на куполе Койкара.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии в опорной скв. 5 (Тугаракчан), а также в опорной скв. 2 (Буранколь) установлены отложения нижнего оксфорда — зоны *Cardioceras cordatum*. Они представлены глинами серыми, иногда с зеленоватым оттенком, алевритовыми и алевритистыми, карбонатными и бескарбонатными, содержащими редкие прослойки алевролитов, мергелей и глинистых известняков.

В разрезе опорной скв. 2 (Буранколь) в этих отложениях встречены нижнеоксфордские аммониты *Cardioceras cordatum* Sow., а также пелециподы плохой сохранности *Parallelodon* sp., *Entolium vitreus* Roem., *Aequiptecten* sp. ind., *Camptonectes* sp. ind. Сравнительно богатый комплекс фораминифер представлен следующими видами: *Epistomina ex gr. stelligeraeformis* Mjatl., *E. volgaensis* Mjatl., *E. aff. praereticulata* Mjatl., *Lenticulina alberti* (Schwag.), *L. ex gr. manubrium* (Schwag.), *L. harpa* (Reuss), *L. ex gr. costata* (Ficht. et Moll.), *Spirophthalmidium sagittum* N. Вук. В опорной скв. 5 (Тугаракчан) встречены еще *Lenticulina ex gr. deecke* (Wisn.) var. *hamosa* (Wisn.), *L. colligata* (Brückm.), *L. aff. magna* (Mjatl.). Мощность отложений нижнего оксфорда в опорной скв. 5 (Тугаракчан) равна 22 м (интервал вскрытия 1920—1942 м), в опорной скв. 2 (Буранколь) — 20 м (интервал вскрытия 1667—1687 м). Более высокие зоны нижнего оксфорда (зона *Martelliceras martelli*) и верхний оксфорд, а также кимеридж в районе Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия и на соляных куполах, лежащих на его северо-западной окраине, неизвестны.

Несколько северо-западнее, у побережья Каспийского моря на куполах Каратон и Теренюзюк, отложения нижнего оксфорда представлены серыми слабо известковистыми песчанистыми глинами с прослоями мергелей. На Каратоне в них встречены аммониты *Cardioceras cordatum* Sow. и фораминиферы *Epistomina volgensis* Mjatl., *E. stelligeraformis* Mjatl., *Lenticulina ex gr. deecke* (Wisn.) var. *hamosa* (Wisn.), *L. ex gr. magna* (Mjatl.), *Vaginulina mosquensis* Uhlig. Мощность отложений нижнего оксфорда на Каратоне равна 22—28 м, на Теренюзюке — 30 м.

На Подуральском плато (вне бассейна р. Илек) отложения оксфорда известны только в его северной части на куполах Кокбулак, Шулкаин, Шубарсай, Аккудуксайском и Январцевском.

В эталонном разрезе верхней юры купола Кокбулак на глины келловея со слабо заметным размывом ложатся пески и песчаники оксфорда. В их основании прослеживается слой (до 0,5 м) зеленовато-желтовато-серых ожелезненных гипсоносных кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков, переполненных створками *Exogyra semeata* Sow. (см. рис. 51).

Вверх по разрезу они постепенно сменяются зеленовато-серыми песчаниками (до 0,9 м), в которых наряду с переотложенными створками *Gryphaea dilatata* Sow. и рострами *Cylindroteuthis* (*Holcobeloides*) *beaumonti* (Orb.) встречаются ростры *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *explanata* (Phill.), *P. (Pachyteuthis) panderi* (Orb.), а также аммониты *Cardioceras* aff. *quadratooides* Nik., указывающие на принадлежность вмещающих пород к верхнему оксфорду. В кровле песчаников прослеживается горизонт рассеянных крупных желваков фосфорита.

Выше залегают зеленовато-серые глауконитовые мелкозернистые пески (до 0,6—0,7 м), переполненные мелкими угловатыми желваками фосфоритов, желтовато-серых в изломе. Диаметр их обычно не превышает 1—2 см, но в кровле встречаются и более крупные желваки. В этих песках найден фосфоритизированный обломок головогруды *Eryma* sp.

Общая мощность отложений верхнего оксфорда в данном разрезе не превышает 2,1 м, и над ними прослеживается фосфоритовая плита основания кимериджа.

К северу от Кокбулака, в пределах междуречья Уила и Большой Хобды на куполе Шулукаин, обнажены серые песчаные глины, перекрытые фосфоритовой плитой, состоящей из серых, плотно сцементированных желваков фосфорита и содержащей обломки устриц, верхнеоксфордских аммонитов *Amoeboceras* ex gr. *alternans* Buch. и белемнитов *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *excentrica* (Young et Bird). Выше склон задернован и поэтому неясно, в основании каких отложений залегают эта плита. Возможно, что она, как и на Кокбулаке, лежит в основании кимериджа. В таком случае подстилающие ее серые глины могут быть условно отнесены к верхнему оксфорду.

Далеко к востоку от Шулукаина, в пределах междуречья Уила и Темира на куполе Шубарсай, в серых сливных кварцитовидных песчаниках (2 м видимой мощностью) встречены оксфордские *Cardioceras vertebrale* Sow., *Pecten sokolovi* Boriss. et Ivan.

Значительно северо-западнее, в истоках р. Исеньянбаты на Аккудуксайском куполе, над песчаниками келловея прослеживается фосфоритовый горизонт (0,1—0,15 м), состоящий преимущественно из крупных (до 15 см) темно-серых песчаных желваков фосфорита, сцементированных серовато-зеленым глауконитовым кремнистым песчаником. В этом песчанике встречены верхнеоксфордские аммониты *Amoeboceras* cf. *alternans* Buch.

Северо-северо-западнее, на левобережье р. Урал, отложения оксфорда достоверно известны только на куполе Январцевском из некогда существовавших обрывов у Черного Затона (в настоящее время р. Урал отошла к северу, обрывы осыпались и заросли лесом). По старым наблюдениям, здесь над железистыми песчаниками верхнего келловея залегают серовато-зеленые кварцево-глауконитовые песчаники, из которых И. Ф. Синцов (1871, 1890), М. М. Новаковский (1887), С. Н. Никитин (1887) и Н. Ф. Пчелинцев (1916) указывали *Aspidoceras perormatum* Sow., *A. subbabeatum* Sinz., *Cardioceras excavatum*

Sow., *Martelliceras martelli* (Oрр.), *Pachyteuthis (Pachyteuthis) panderi* (Oгb.), *Aucella bronni* Lаh., т. е. фауну нижнего и верхнего оксфорда.

Заканчивая обзор отложений оксфорда, отметим, что лишь на некоторых куполах Прикаспийской впадины они сохранились от доволжского или дораннемелового размыва и обнажены или вскрыты скважинами (рис. 53). При этом их выделения не достаточно обоснованы и рассматриваются совместно с отложениями келловоя или кимериджа.

Отложения нижнего оксфорда известны на Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии и куполах его северного склона, где они сложены глинами с прослоями мергелей и глинистых алевролитов, а также в районе Южной Эмбы, где они образованы песками и глинами и не отделены от песков и глин келловоя. На некоторых куполах Южной Эмбы прослеживаются пески с фосфоритами и глины верхнего оксфорда. На единичных куполах Подуральского плато известны только отложения верхнего оксфорда, представленные песчаниками, песками или песчанистыми глинами, обычно с фосфоритами. В Прикаспийской низменности к оксфорду относятся алевролитистые и аргиллитоподобные глины с прослоями песчаников. Иногда в глинах верхнего оксфорда встречаются тонкие прослой известняков и мергелей, причем местами верхнеоксфордские отложения сложены только мергелистыми глинами и мергелями.

Кимеридж

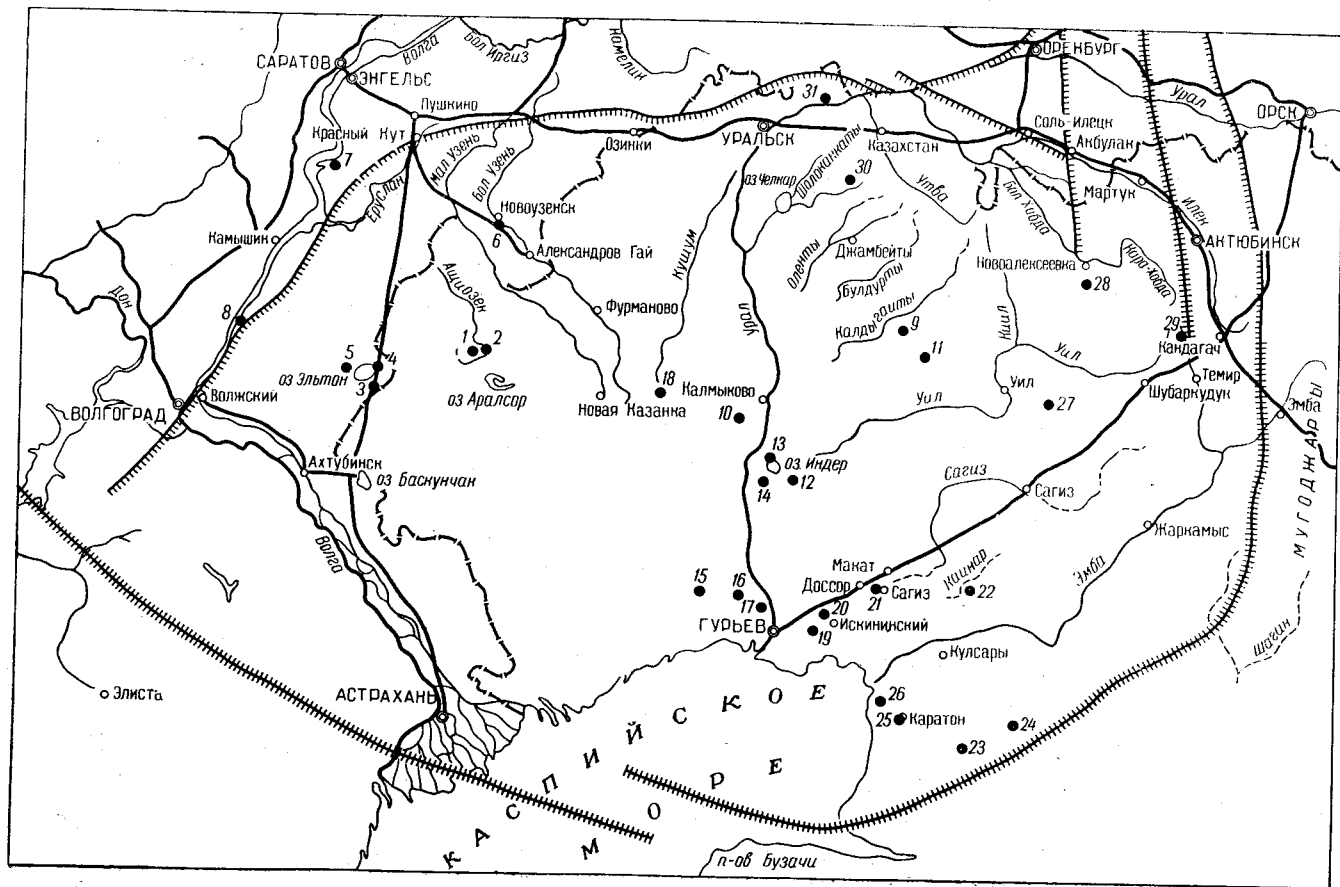
В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, в разрезах скважин Аралсорского района (в сверхглубокой скв. СГ-1 и на куполе Заречном) отложения кимериджа выделены условно. Нижняя глинисто-мергелистая часть их разреза по литологии близка к породам оксфорда, верхняя, представленная серыми глинистыми известняками, — к породам волжского яруса. В этих отложениях содержится комплекс фораминифер, в котором наряду с видами, достигающими расцвета в волжском ярусе, встречаются характерные для кимериджа: *Ammobaculites verus* Dain, *A. disseptum* E. Вук., *A. haplophragmoides* Furss., et Pol., *Nubecularia mirabilis* E. Вук., *Lenticulina* ex gr. *infravolgensis* (Furss. et Pol.).

В Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 мощность отложений, условно отнесенных к кимериджу, равна 65 м. В их составе выделены (снизу вверх): известняковая пачка (33 м), образованная светло-серыми глинистыми известняками; глинистая пачка (23 м), сложенная темно-серыми известковистыми алевролитистыми глинами; мергельная пачка (9 м), представленная желтовато-серыми и серыми мергелями (Чарыгин и др., 1964).

Помимо Аралсорского района отложения кимериджа известны лишь в окрестностях оз. Эльтон, в Шунгайской опорной скв. 31, в Новоузенской опорной скважине и на куполах южных отрогов Общего Сырта. По восточному берегу оз. Эльтон, на горе Улаган, на мергелях оксфорда залегает хорошо выдержанный прослой фосфоритовой гальки, над которым прослеживаются кремово-белые толстоплитчатые известняки (17—20 м) с *Virgataxioceras* ex gr. *fallax* (Плов.), *Exogyra virgula* Goldf. Вверх по разрезу их сменяют голубовато-серые известняки (3 м) с оскольчатым изломом, в верху слоя содержащие желваки фосфорита. Над ними лежат сначала зеленовато-серые (1 м), а затем буровато-зеленые (9 м) известковистые песчанистые глины, вблизи кровли переполненные галькой фосфорита. Мощность

Рис. 53. Схема расположения разрезов отложений оксфорда в Прикаспийской впадине

- 1 — Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1; 2 — Заречный; 3 — Эльтонская опорная скважина; 4 — Улаган; 5 — Пресный Лиман; 6 — Новоузенская опорная скважина; 7 — Ровное; 8 — Верхний Балыклей; 9 — Кульсай; 10 — Харькин II; 11 — Саурбай; 12 — Жиландысор; 13 — Индер; 14 — Жаман-Индер; 15 — Ново-Богатинск-Сугур; 16 — Лиман-Редут; 17 — Кандаурово; 18 — Аукетайчагыл; 19 — Абжель; 20 — Станция Искине; 21 — Сагиз; 22 — Койкара (переотложенная фауна оксфорда в галечнике основания неокома); 23 — опорная скв. 2 (Буранколь); 24 — опорная скв. 5 (Тугаракчан); 25 — Каратон; 26 — Тереньюзюк; 27 — Кокбулак; 28 — Шулукан; 29 — Шубарсай; 30 — Аккудуксайский; 31 — Январцевский



отложений кимериджа здесь достигает 33 м, но на западном берегу оз. Эльтон, а также в Эльтонской опорной скважине они отсутствуют.

Южнее оз. Эльтон, в Шунгайской опорной скв. 31, к кимериджу относятся темно-серые мергели, прослоями слабо доломитизированные, с массой точечных включений пирита и богатым комплексом фораминифер: *Lenticulina primaformis* (Reuss), *L. duleis* Dain, *L. integra* (Kart. — Tschern.), *L. subcompressa* (Schwag.), *L. media* (Furss. et Pol.), *Saracenaria sublaevis* (Franke), *Marginulina costata* (Batsch.), *Ammobaculites infravolgensis* Mjatl. (Шаля, Леонгардт, 1965).

К северу от Аралсорского района, в Новоузенской опорной скважине, отложения кимериджа сложены серыми глинами (45 м) с редкими прослоями мергелей и алевролитов, с желваками фосфорита. Эти глины содержат комплекс фораминифер, характерный для верхнего кимериджа (Шаля, Леонгардт, 1965). Наконец, в самой северной части междуречья Урала и Волги, на куполах южных отрогов Общего Сырта, отложения кимериджа представлены светлыми зеленовато-серыми и бурыми мергелистыми глинами до 20 м мощностью.

В восточной части Прикаспийской низменности (к востоку от правой протоки р. Урал — р. Кушум) отложения кимериджа обычно не выделяются в составе песков и глин, подстилающих волжские слои. Их несомненное наличие установлено непосредственно к западу от Зауральских Сыртов на куполе Кульсай и по правобережью р. Урал на куполе Харькин II по находкам характерной для нижнего кимериджа пеллециподы *Rasenia stephanoides* (Opp.) в темно-серых мелкозернистых песчаниках. Мощность отложений нижнего кимериджа на куполе Кульсай составляет не менее 12 м.

Непосредственно к юго-западу и западу от купола Харькин II на куполах Бектенюба — Барханный (скв. 90) и Альдаберген (скв. 56) встречены темно-серые и черные алевролитистые и аргиллитоподобные глины, известковистые и неизвестковистые, с прослоями темно-серых кварцевых мелкозернистых песчаников. В темно-серых глинах встречены: на куполе Барханном — *Rasenia* sp., а на куполе Альдаберген — *Aulacostephanus eudoxus* (Orb.). Первая из этих форм позволяет отнести вмещающие ее породы к низам, а вторая — к верхам кимериджа. Во всяком случае присутствие отложений кимериджа на этих куполах несомненно, их мощность на куполе Барханном достигает 12 м.

В районе Южной Эмбы на его куполах отложения кимериджа также либо отсутствуют, либо еще не выделены из состава песков и глин, подстилающих глины волжского яруса. О их возможном наличии на некоторых куполах, а также в межкупольных депрессиях Южной Эмбы свидетельствуют находки окатанных ядер верхнекимериджских аммонитов *Aulacostephanus undorae* Pavl., *A. subundorae* Pavl. в фосфоритовом галечнике основания неокома на куполе Кызылкуль, расположенном несколько восточнее, в низовьях р. Кайнар.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии и на куполах, расположенных по его северо-западной периферии, отложения кимериджа неизвестны.

На Подуральском плато (вне бассейна р. Илек) отложения кимериджа известны всего лишь на трех куполах: Кокбулак, Донском и Аккудуксайском.

В эталонном разрезе верхней юры купола Кокбулак над песками оксфорда залегает фосфоритовая плита (до 0,2 м), в расколе коричневатая-серая, песчаная, неплотная, расслаивающаяся на тонкие плитки. В ней встречаются плохо сохранившиеся ядра и обломки раковин *Astarte* sp., *Amberleya* sp., а также ростры *Cylindroteuthis* (*Cylindro-*

teuthis porrecta (Phill.), *C. (Lagonibelus) ingens* (Krimh.). Присутствие их свидетельствует о принадлежности фосфоритовой плиты к верхнему кимериджу.

Над ней залегают зеленовато-серые пески (до 0,75 м), глауконитовые, слабо известковистые, преимущественно мелкозернистые, с крупными сростками фосфорита, в большинстве случаев имеющими характер вертикально стоящих столбиков высотой 0,3—0,35 м при диаметре 0,1—0,15 м. Помимо их в песках содержатся более мелкие желваки серых и коричневатых песчано-глинистых фосфоритов, обломки окаменевшей древесины и многочисленная, преимущественно фосфоритизированная, фауна. Из этих песков определены *Ostrea plastica* Trd., *Myopholas mutabilis* Geras., *Loripes cf. fischerianus* (Orb.), *Pleurotomaria cf. bloedeana* (Orb.) — комплекс форм, который, по заключению П. А. Герасимова, свойствен отложениям зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса центральных областей Русской плиты. Однако наряду с ними и не в меньшем количестве в этих песках встречаются типичные для отложений кимериджа ростры белемнитов, присутствующих и в фосфоритовой плите, а также фосфоритизированные ядра аммонитов *Aulacostephanus kirghisensis* (Orb.), *A. pseudomutabilis* (Lor.), *A. anglicus* (Steuer), *A. aff. subundorae* (Pavl.), *Physodoceras longispinum* (Sow.), *Subdichotomoceras sublacertosus* (Illov. et Flor.). При этом в верхней части рассматриваемого слоя песков (верхние 0,1 м) присутствуют ядра *Virgataxioceras* sp.

Наличие перечисленной фауны позволяет на куполе Кокбулак выделить отложения верхнего кимериджа, суммарная мощность которых равна 0,95 м. В основном они относятся к зоне *Aulacostephanus pseudomutabilis* и лишь самая верхняя часть песков, по-видимому, принадлежит к зоне *Virgataxioceras fallax* — самой верхней зоне кимериджа, впервые установленной в бассейне р. Урал в разрезах по р. Бердянке Д. И. Иловайским (Иловайский и Флоренский, 1941).

Значительно севернее, в истоках р. Утвы на куполе Донском, в зеленовато-серых кварцево-глауконитовых тонкозернистых песках и песчаниках встречаются характерные для зоны *Aulacostephanus pseudomutabilis* верхнего кимериджа аммониты *Aulacostephanus cf. undorae* Pavl., *A. cf. subundorae* Pavl., *A. cf. anglicus* (Steuer).

К северо-западу отсюда, в истоках р. Иреньянкаты на Аккудуксайском куполе, над слоем фосфоритовых желваков оксфорда прослеживаются зеленовато-серые мергелистые известковистые песчаники (0,2 м), которые вверх по разрезу сменяются серовато-зелеными глауконитовыми кремнистыми песчаниками (0,25 м), содержащими мелкие галечки и слабо окатанные желваки черных песчаных фосфоритов. Выше прослеживается фосфоритовая плита (0,12 м), состоящая из крупных слабо окатанных песчаных желваков, крепко сцементированных глауконитовым песком. Эта фосфоритовая плита содержит верхнекимериджскую фауну *Aulacostephanus synti* Pavl., *A. eudoxus* Orb., *Aspidoceras deaki* Herb., *Perisphinctes aff. simonoceroideis* Pavl. и др. (Безруков, 1936).

Таким образом, на куполах Прикаспийской впадины лишь местами сохранились от предволжского или предраннемелового размыва отложения кимериджа, как правило, верхнего (рис. 54). Наличие нижнего кимериджа установлено только в восточной части Прикаспийской впадины в разрезах куполов Кульсай и Харькин II. В межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины они, как и отложения оксфорда и келовея, несомненно развиты более полно, но, к сожалению, до сих пор практически не изучены.

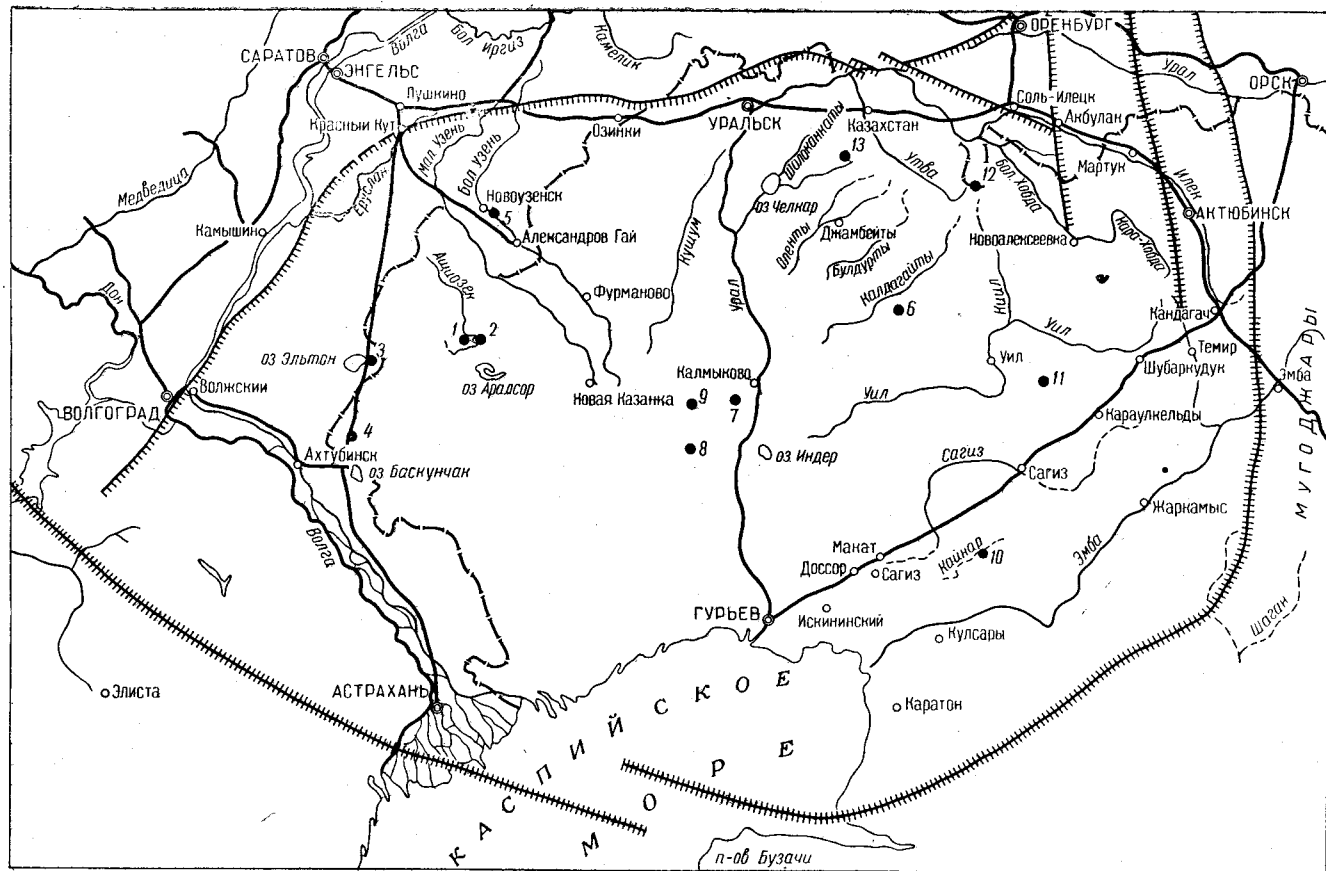


Рис. 54. Схема расположения разрезов отложений кимериджа в Прикаспийской впадине

1 — Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1; 2 — Заречный; 3 — Улуган; 4 — Шугайская опорная скв. 31; 5 — Новоузенская опорная скважина; 6 — Кульская; 7 — Харькин II; 8 — Бектеюба — Барханный; 9 — Альдаберген; 10 — Кзылкуль (перееотложенная фауна кимериджа в галечнике основания неокома); 11 — Кокбулак; 12 — Донской; 13 — Аккудуксайский

Отложения нижнего кимериджа в известных разрезах представлены темно-серыми алевритистыми и аргиллитоподобными глинами с прослоями песчаников. Литологический состав отложений верхнего кимериджа пестрый — от известняков и глин в западной части Прикаспийской низменности (на куполе Эльтон) до фосфоритонесных песков в пределах Подуральского плато (на куполе Кокбулак).

Волжский ярус

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, в разрезах скважин Аралсорского района отложения волжского яруса представлены в нижней части известняками серыми, в отдельных прослоях глинистыми, с редкими прослоями известковистых глин, а в верхней части — известняками светло-серыми с мало-мощным пластом светлого зеленовато-серого мелкозернистого известковистого песчаника (Чарыгин и др., 1964; Шлейфер, 1964).

В нижней части их разреза, по-видимому относящейся к зоне *Dorsoplanites panderi*, содержится богатый и разнообразный комплекс микрофауны: *Bolivinopsis biformis* (Park. et Jones), *Nodosaria* ex gr. *raphanus* (Linne), *Tristix temirica* (Dain), *T. suprajurassica* (Paalz.), *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pol., *F. inderica* Furss. et Pol., *Lenticulina infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *L. embaensis* (Furss. et Pol.), *L. ornatissima* (Furss. et Pol.), *L. kasanzevi* (Furss. et Pol.), *L. polyhymnia* (Furss. et Pol.), *L. humilis* (Reuss.), *L. magna* (Mjatl.), *Saracenaria pravoslavlevi* (Furss. et Pol.), *Planularia multicostata* K. Kuzn., *Citharina brevis* Furss. et Pol., *C. intumescens* (Furss. et Pol.), *C. raricostata* (Furss. et Pol.), *Spirofroncularia rhabdognioides* (Charm.).

В верхней части разреза, скорее всего принадлежащей к зоне *Virgatites virgatus*, встречен более однообразный и бедный комплекс микрофауны: *Nodosaria* ex gr. *raphanus* (Linne), *N. tubifera* Reuss. var. *scythicus* Furss. et Pol., *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pol., *F. inderica* Furss. et Pol., *Lenticulina infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *L. uralica* (Mjatl.), *L. polyhymnia* (Furss. et Pol.), *Palaeocytheridea punctilataeformis* Lubim. (Шлейфер, 1964). Общая мощность отложений волжского яруса в скв. СГ-1 равна 69 м (Чарыгин и др., 1964).

К западу от Аралсорского района, по восточному берегу оз. Эльтон на горе Улаган, в основании отложений волжского яруса залегают зеленовато-серые, серые и темно-серые известковистые глины с отпечатками крупных *Dorsoplanites panderi* (Orb.).

Выше они сменяются довольно мощной пачкой зеленовато-серых известковистых глин, переслаивающихся с зеленовато-серыми и светло-серыми известняками, отдельные прослои которых переполнены фауной. Из известняков и глин определены: *Virgatites virgatus* (Buch.), *Ostrea deltoidea* Sow., *Ctenostreon distans* Eichw., *Serpula socialis* Goldf., *Oxytoma* sp., *Pseudomonotis subechinata* Lah. Еще выше прослеживается мощная пачка светлых известняков, иногда брекчиевидных, местами переполненных фауной: *Rhynchonella* ex gr. *oxyopticha* Fisch., *Terebratula* cf. *michalkowi* Fahr., *Waldheimia* ex gr. *richeriana* Orb., *Exogyra* sp., *Terebratula* sp.

Рассматриваемый разрез заканчивается буровато-серыми и серыми кварцевыми песчаниками с маломощным прослоем алевритового известняка, содержащего многочисленные обломки раковин *Exogyra* sp. Общая мощность отложений волжского яруса на горе Улаган достигает 62 м.

По западному берегу оз. Эльтон, на возвышенности Пресный Лиман, нижняя часть отложений волжского яруса, по-видимому отвечающая зоне *Dorsoplanites panderi*, представлена бурыми массивными кварцево-глауконитовыми алевролитами. Верхняя часть их разреза, соответствующая зоне *Virgatites virgatus*, сложена внизу песчаниками и кварцевыми алевролитами с известковистым цементом, а сверху буровато-серыми известковистыми глинами. Суммарная мощность отложений волжского яруса здесь не превышает 41 м (Ильин и Бояринова, 1954). К востоку от Аралсорского района породы волжского яруса известны в Мастексайской межкупольной депрессии (скв. П-28) и на куполах Акмай, Ушкультас, а севернее вскрыты скважинами на куполе Акоба и установлены в разрезе Новоузенской опорной скважины.

В верхней части их разреза на куполе Акоба скв. 36 вскрыты известковистые песчаники, более или менее сцементированные. В них найден комплекс фораминифер *Lenticulina aquilonica* (Mjatl.), *L. ex gr. magna* (Mjatl.), *Marginulina pseudorobusta* (Dain), *Tristix temirica* Dain и аммониты *Garniericeras catenulatus* Fisch., *C. cf. cubfulgens* Nik., *Craspedites* sp., позволяющий отнести вмещающие его отложения к зоне *EpiVirgatites nikitini* волжского яруса.

В Новоузенской опорной скважине нижняя часть разреза волжского яруса, отвечающая зоне *Dorsoplanites panderi*, сложена глинами с прослоями алевролитов и горючих сланцев (94 м), а верхняя, соответствующая зоне *Virgatites virgatus*, — известняками с прослоями глин (особенно внизу) и песчаников (116 м). Общая мощность отложений волжского яруса здесь достигает 210 м и является максимальной из известных пока не только в пределах междуречья Урала и Волги, но и всей Прикаспийской впадины.

В самой северной части междуречья Урала и Волги на куполах южных отрогов Общего Сырта отложения волжского яруса внизу представлены серыми мергелистыми глинами с прослоями (до 8) горючих сланцев. Эти породы содержат *Dorsoplanites panderi* (Orb.), *Zaraiskites cf. scythicus* (Vishn.), *Z. ex gr. zaraiskensis* (Mich.), *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Orb.) и др. Мощность отложений зоны *Dorsoplanites panderi* достигает 35 м.

Верхняя часть волжского яруса в самых низах еще сложена серыми, а выше — светло-серыми мергелистыми глинами с многочисленными прослоями светло-серых плотных песчаных мергелей и крепких мергелистых известняков. В этих породах встречаются *Virgatites virgatus* (Vuch.), *Cylindroteuthis (Lagonibelus) volgensis* (Orb.) и др. Мощность зоны *Virgatites virgatus* равна 25—30 м.

П. А. Шиндяпин (1936) в верхах отложений волжского яруса на куполе Озинки обнаружил аммониты *EpiVirgatites cf. nikitini* (Mich.), но, по мнению Е. В. Мятлюк (1939), микрофауна, характерная для зоны *EpiVirgatites nikitini* волжского яруса, в разрезах южной части Общего Сырта отсутствует.

В Саратовском Заволжье отложения волжского яруса представлены известковистыми глинами с прослоями кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков, а в кровле и подошве — с прослоями фосфоритовых галек. Мощность этих глин колеблется от 10 до 24 м, возрастая в сторону Прикаспийской впадины (Ильин и Белякова, 1961).

К западу от Волгоградского уступа, вблизи долины Волги у пос. Ровного, отложения волжского яруса сложены серыми известняками (до 11 м), в средней части разреза которых отмечен прослой (0,3 м) серого кварцево-глауконитового мелкозернистого песчаника.

В Астраханской опорной скважине к волжскому ярусу отнесены глины, песчаники и мергели с *Astarte* cf. *ovoides* Buch., *Aucella* sp., *Nucula* sp. и др. Мощность их равна 49 м (Эвентов, 1956).

В восточной части Прикаспийской низменности, между обрывами Зауральских Сыртов и правой протокой р. Урал — р. Кушум, отложения волжского яруса обнажены только на куполе Индер, где прослеживаются по оврагам Белая Ростошь и Каражира, открывающимся с северо-запада в оз. Индер, а также по склонам гряды Кокжар. Эти обнажения были описаны еще П. С. Палласом (без указания возраста) и с тех пор неоднократно изучались геологами. Однако многие детали местного разреза, как мы увидим ниже, остаются еще не выясненными.

Разрез морских верхнеюрских отложений Индера начинается слоем (0,2—0,45 м) глауконитовых песчаников, переполненных гальками и окатанными желваками фосфорита, а также окатанной фауной келловея и оксфорда: *Kosmoceras* ex gr. *enodatum* Nik., *K. proniae* Teis., *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Cardioceras cordatum* Sow., *Aspidoceras* cf. *perarmatum* Sow., *Perisphinctes* cf. *subchilli* Leck., *Gryphaea dilatata* Sow., *Lucina fischeri* Orb., *Panopaea peregrina* Orb., *Pleuromya* sp., *Rhynchonella personata* Buch., *R. fischeri* Orb.

Этот фосфоритовый слой принято относить к келловею и оксфорду, однако сравнение с другими районами Прикаспийской впадины показывает, что такое мнение ошибочно. На соляных куполах при трансгрессивном залегании отложений волжского яруса на более древних породах в их подошве всегда прослеживается фосфоритовый слой с окатанными фосфоритизированными ядрами ископаемых всех размытых промежуточных горизонтов, в то время как рядом, в смежных межкупольных депрессиях, где эти горизонты сохранились, они могут быть совершенно лишены фосфоритов. Следовательно, образование фосфоритового горизонта и фосфоритизация вымытых из подстилающих пород ископаемых и на Индере относится не к келловею и оксфорду, а к началу волжской трансгрессии. Непосредственным подтверждением этого служит найденный В. В. Мокринским в одном слое с келловейскими и оксфордскими ископаемыми аммонит, определенный Г. Т. Пчелинцевой как *Virgatites* sp. indet.

Над фосфоритовым горизонтом Белой Ростоши прослеживается пачка (14—17 м) серых и желтовато-серых, нередко песчаных, слабо мергелистых глин с прослоями желтых глинистых песков и песчаников. В ее породах встречаются различные малохарактерные пеллицеподы, а также ростры *Pachyteuthis* (*Simobelus*) *kirghisensis* (Orb.), *Cylindroteuthis* (*Lagonibelus*) cf. *magnifica* (Orb.). Неясно, достоверны ли их определения, но они оставляют неопределенным вопрос о возрасте пачки глин, содержащей эти белемниты. Дело в том, что, по последним данным (Михайлов, Густомесов, 1964), *Pachyteuthis* (*Simobelus*) *kirghisensis* (Orb.) встречается в отложениях верхнего оксфорда и, по-видимому, распространен в породах кимериджа, а *Cylindroteuthis* (*Lagonibelus*) *magnifica* (Orb.) на Восточно-Европейской платформе встречается только в отложениях зоны *Dorsoplanites panderi* и его нет даже в породах зоны *Subplanites sokolovi* волжского яруса. Между тем микрофауна, которая присутствовала в глинах, по данным А. В. Фурсенко, в качестве характерных форм содержит *Lenticulina dofleini* (Kasanz.), *L. ornatissima* (Furss. et Pol.), известные из отложений волжского яруса Прикаспийской впадины. По всей вероятности, рассматриваемые глины принадлежат к зоне *Dorsoplanites panderi* волжского яруса.

Выше прослеживается пачка (до 30 м) глин более темных, зеленовато-серых, желтовато-зеленых и коричневатых, нередко битуминозных,

обычно мергелистых, в нижней части — с септариевыми конкрециями мергелей (до 0,5 м в диаметре), а выше — с редкими прослоями глинистых песчаников и одним горизонтом горючих сланцев (0,4—0,7 м). В ее породах встречены *Zaraiskites scythicus* (Vischn.), *Cylindroteutis* (*Lagonibelus*) *magnifica* (Orb.) и многочисленные пелециподы, а в верхней части разреза (над горючим сланцем) — *Zaraiskites* cf. *zaraiskensis* (Mich.), *Pavlovia pallasii* (Mich.).

Верхняя часть разреза волжского яруса на Белой Ростоши образована пачкой (17—22 м) светло-серых мергелей, которые лишь в нижней части содержат несколько прослоев желтовато-серых и черных глин. В нижней части пачки еще встречаются *Zaraiskites zaraiskensis* (Mich.), а в верхней, над тонким слоем охристого ожелезненного песка с редкими желваками фосфорита, — *Virgatites virgatus* (Buch), *V. sosia* (Vischn.).

Волжские отложения Индера сравнительно бедны аммонитами и белемнитами, но богаты разнообразными пелециподами, списки которых даются во многих работах (Православлев, 1913; Замятин, 1914; Волков, 1935; Хабаков, 1937; Соколова, 1939). Кроме того, здесь встречаются морские ежи (*Cidaris boloniensis* Wright., *C. coronatus* Goldf., *C. suevicus* Quenst.), морские лилии (*Pentacrinites amblyscalaris* Thurm., *P. pentagonalis* Quenst.), брахиоподы (*Rhynchonella pinguis* Roem., *R. triunca* Quenst., *Terebratula helmersenii* Lem.), различные представители червей из рода *Serpula* и позвонки ихтиозавров (*Ichtyosaurus trigonus* Ow.). Устрицы *Ostrea deltoidea* Sow., *O. expansa* Sow., *Exogyra bruntrutana* Thurm. в отложениях зоны *Virgatites virgatus* образуют сплошные банки.

Общая мощность отложений волжского яруса на Индере разными исследователями оценивается различно: по А. В. Хабакову (1937) она равна 45—47 м, по Е. И. Соколовой (1939) — 68 м, по А. В. Фурсенко — 75 м.

Помимо Индера породы волжского яруса известны на целом ряде куполов восточной части Прикаспийской низменности, но уже по разрезам скважин. Литологический состав их остается довольно выдержанным. Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* представлены глинами с подчиненными прослоями песков, песчаников, мергелей и известняков, реже — с горизонтами горючих сланцев (преимущественно на севере). Отложения зоны *Virgatites virgatus* характеризуются преобладанием карбонатных пород — мергелей и известняков — над глинами, прослой которых обычно имеются только в низах их разрезов.

Мощность отложений зоны *Dorsoplanites panderi* на северо-западном крыле купола Шалкар равна 64 м, восточнее, на куполе Массабай, — 32 м, а юго-восточнее, на куполе Акмечеть, достигает 95 м, к западу от Индера, на куполе Аукетайчагыл, равна 40 м, а к югу, на куполе Лиман-Редут, — 75 м. Мощность отложений зоны *Virgatites virgatus* на северо-западном крыле Шалкара равна 103 м, восточнее, на куполе Елтоқ, — 60 м, к северо-западу от Индера, на куполе Аукетайчагыл, — 23 м, к югу, на куполе Зеленом, — 50 м, а еще южнее, на куполе Лиман-Редут, — 34 м.

К востоку от Шалкара, на куполе Караоба, скв. 75 были вскрыты темно-серые и черные плотные жирные глины с растительным детритусом и фауной: *Epiwirgatites nikitini* (Mich.) и *Aucella krotovi* Pavl. (определения И. Г. Сазоновой). Видимо, эти глины (до 45 м) принадлежат уже к зоне *Epiwirgatites nikitini* волжского яруса.

В районе Южной Эмбы отложения зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса сложены серыми и зеленовато-серыми или зеленовато-

бурыми мергелистыми глинами и рыхлыми мергелями. В их основании залегают пески, местами со значительным количеством зерен глаукопита, с включениями желваков фосфорита и галек. Выше встречаются прослои алевролитов, а в верхней части — пропластки горючих сланцев, по наличию которых она нередко выделяется как сланцевая пачка. В глинах и мергелях содержатся аммониты и пеллециподы, в большинстве своем из-за плохой сохранности еще не изученные.

На куполе Сагиз из нижней части этой глинисто-мергельной пачки определен комплекс фораминифер, для которого наиболее характерными видами являются *Lenticulina dofleini* (Kasanz.), *L. kasanzevi* (Furss. et Pol.) *, *L. ornatissima* (Furss. et Pol.), *Marginulina* aff. *striatocostata* Reuss, *Citharina brevis* (Furss. et Pol.) *, *C. raricostata* (Furss. et Pol.), *Fronicularia nodulosa* Furss. et Pol. *, *F. uhligi* Furss. et Pol., *Tristix suprajurassica* (Paalz.) (Фурсенко и Поленова, 1950). Подобная ассоциация фораминифер содержится в нижних слоях нижнего волжского яруса Среднего и Нижнего Поволжья — в отложениях зоны *Subplanites sokolovi* и зоны *S. pseudoscythicus*. Однако аммониты этой зоны в районе Южной Эмбы неизвестны и поэтому вопрос о соответствии ей нижней части глинисто-мергельной пачки Сагиза остается открытым.

В общий комплекс фораминифер мергельно-глинистой пачки помимо перечисленных входят еще следующие виды, встреченные на куполах Макат, Доссор и Кандаурово: *Ammobaculites fontinensis* Тер.г. *, *Haplophragmoides excavatus* var. *umbilicatula* Dain. *, *Bolivina* aff. *biformis* (Park. et Jon.), *Frankelina elegans* Mjatl., *Lenticulina embaensis* (Furss. et Pol.), *L. humilis* (Reuss.) *, *L. münsteri* (Roem.) *, *Marginulina costata* (Batsch.) *, *M.* aff. *robusta* Reuss *, *M. gracilissima* (Reuss), *Citharina raricostata* (Furss. et Pol.) *, *C. harpa* (Roem.) *, *Nodosaria tubifera* Reuss, *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Lagena sulcata* (Walk. et Jak.), *L. hispida* (Reuss), *Tristix temirica* Dain. *

В верхней сланцевой части мергельно-глинистой пачки как в глинах, так и в сланцах встречаются аммониты, пеллециподы и гастроподы: *Zarajskites scythicus* (Vischn.), *Aucella* ex gr. *rugosa* Fisch., *Oxytoma* sp., *Astarte duboisiana* Orb., *Nucula* sp., *Lingula* sp., *Scurria* (*Orbiculoidea*) *maeotis* Eichw. Среди фораминифер кроме общих с нижней пачкой, отмеченных звездочкой в списках, приведенных выше, на куполах Макат, Сагиз и Кандаурово в верхней сланцевой части мергельно-глинистой пачки встречены *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* Orb., *Haplophragmoides volgensis* Mjatl., *Lenticulina infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *L.* ex gr. *matutina* (Orb.), *L. polyhymnia* (Furss. et Pol.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *Marginulina* ex gr. *striatocostata* Reuss, *Citharina virgatis* (Furss. et Pol.), *Nodosaria sceptrum* Reuss, *Protonina* sp.

Мощность отложений зоны *Dorsoplanites panderi* в Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1 достигает 57 м, а в межкупольной депрессии, разделяющей купола Доссор, Макат и Сагиз, по скв. 1 — 43 м. На некоторых куполах Южной Эмбы она также значительна и достигает на куполе Станция Искине по скв. К-25 54 м, на куполе Доссор по скв. 300 — 52 м, на куполе Сагиз по скв. 200 — 40 м.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* в районе Южной Эмбы представлены серыми чистыми или глинистыми известняками, плотными, часто трещиноватыми, переслаивающимися с такими же серыми или зеленовато-серыми мергелями и содержащими редкие прослои известковистых глин.

Фауна, обнаруженная в этих отложениях, богата и разнообразна, но имеет плохую сохранность и еще недостаточно изучена. Из нижней части рассматриваемой известняково-мергельной пачки известны *Virgatites* ex gr. *virgatus* Buch., *Aucella* aff. *rugosa* Fisch., *Entolium nummularis* Orb., *Astarte* sp., *Oxytoma* sp. В ее средней части встречены *Astarte* aff. *duboisiana* Orb., *Exogyra bruntruntana* Thurm., *Ctenostreon distans* Eichw., *Oxytoma* aff. *cornueliana* Orb., *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch., *Trigonia* sp. В ее верхней части найдены *Virgatites* aff. *pilicensis* (Mich.), *V.* ex gr. *virgatus* (Buch.), *Ctenostreon proboscideum* Sow., *Pleuromya tellina* Ag. В породах известняково-мергельной пачки присутствует следующий комплекс фораминифер: *Protonina* sp., *Haplophragmoides* cf. *neocomianus* Chap. (многочисленные), *Ammobaculites haplophragmioides* Furss. et Pol., *A.* ex gr. *fontinensis* Terq., *Bolivinoopsis indericus* Furss., *Gaudryina* sp., *Lenticulina embaensis* (Furss. et Pol.), *L. münsteri* (Roem.), *L. acutauricularis* (Ficht. et Moll.), *L. infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *L. ornatisima* (Furss. et Pol.), *L.* aff. *hoplites* (Wisn.), *L.* ex gr. *humilis* (Reuss), *L.* ex gr. *mattutina* (Orb.), *Marginulina* ex gr. *striatocostata* Reuss., *M.* aff. *turgida* Reuss, *Citharina raricostata* (Furss. et Pol.), *C.* ex gr. *harpa* Roem., *Saracenaria raricostata* Furss. et Pol., *S. multicostata* (Furss. et Pol.), *Tristix temirica* (Dain), *Nodosaria tubifera* Reuss, *N.* aff. *sceptrum* Reuss.

Мощность отложений зоны *Virgatites virgatus* в межкупольной депрессии, разделяющей купола Доссор, Макат и Сагиз, по скв. 1 достигает 72 м, в Дангарской межкупольной депрессии по скв. 1—59 м, в опорной скв. 3 (Макат) 52 м, а в скважинах, заданных на периферии купола Сагиз, 55—47 м.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии и некоторых рудиментарных соляных куполах его северо-западного склона отложения волжского яруса залегают с размывом на нижнеоксфордских глинах. В их составе выделяются две зоны — *Dorsoplanites panderi* и *Virgatites virgatus*, причем первая на Южно-Эмбенском поднятии, по-видимому, отсутствует, а вторая развита повсеместно.

В опорной скв. 2 (Буранколь) отложения зоны *Dorsoplanites panderi* представлены снизу светло-серыми алевроитовыми мергелями, которые вверх по разрезу без резкой границы сменяются более темными глинистыми слабо алевроитовыми мергелями, а затем мергелями, почти не содержащими кластических зерен. Судя по коротажным диаграммам, можно предполагать, что верхи этой зоны сложены не только мергелями, но и известняками, глинистыми и чистыми.

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* этой скважиной вскрыты в интервале 1882—1920 м и мощность их равна 38 м. В интервалах 1918,8—1913 и 1886,5—1882 м в них обнаружены аммониты *Pavlovia panderi* Orb., а по всему разрезу — пелециподы *Nucula* sp., *Ostrea* sp., *Lucina* sp., *Aucella* sp. ind. и брахиоподы *Rhynchonella* sp. ind. Фораминиферы встречаются редко и в единичных экземплярах, среди которых определены *Bolivinoopsis* aff. *biformis* (Park. et Jon.), *Lenticulina* ex gr. *münsteri* (Roem.), *L. infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *L. magna* (Mjatl.), *L.* ex gr. *dofleini* (Kasanz.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol. Из мергелей этой же зоны определены также остракоды *Palaeocytheridea grossopunctata* (Shagap.), *P.* aff. *grossopunctata* (Shagap.).

Отложения зоны *Virgatites virgatus* в опорной скв. 2 (Буранколь) внизу (нижние 40 м) образованы серыми, различными по тону, глинистыми известняками и известняками с редкими тонкими (до 1 м) прослоями мергелей. Выше прослеживаются более крепкие известняки и

доломитовые известняки с подчиненными слоями (до 4 м) глинистых известняков. В опорной скв. 5 (Тугаракчан) нижнюю половину разреза составляют мергели, над которыми залегают известняки и глинистые известняки (первые заметно преобладают) с редкими тонкими (до 0,1 м) прослоями темных зеленовато-серых алевролитистых глин.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* опорной скв. 2 (Буранколь) вскрыты в интервале 1792—1882 м, а опорной скв. 5 (Тугаракчан) — в интервале 1580—1667 м. Мощность их в опорных скважинах 2 и 5 соответственно равна 90 и 87 м.

В опорной скв. 5 (Тугаракчан) встречены пелециподы *Entolium* cf. *spathulatum* R o e m, *Nucula* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Posidonia* (?) sp. ind., имеющие плохую сохранность. В опорной скв. 2 (Буранколь) также встречены пелециподы плохой сохранности, а из интервала 1846—1850 м определены фораминиферы *Lenticulina infravolgaensis* (Furss. et Pol.), *Fronicularia* ex gr. *inderica* Furss. et Pol., *Vaginulina* sp. и остракоды *Palaeocytheridea sibhexangulata* (S h a g a r.).

Несколько западнее, на рудиментарном соляном куполе Саргамыс (на Южном Саргамысе), скважинами вскрыты несогласно залегающие на этих известняках лагунно-континентальные отложения (28—25 м), представленные темными буровато-серыми глинами с прослоями ангидритов. В имеющихся ядрах фауна не обнаружена, но Е. И. Соколова считает, что по стратиграфическому положению они могут отвечать зоне *Epiovirgatites nikitini* волжского яруса. К востоку и северо-востоку эти глины срезаются отложениями валанжина, несогласно залегающими на них и на известняках зоны *Virgatites virgatus*.

На Подуральском плато, к востоку от Южной Эмбы, по правобережью р. Эмбы на куполе Жусалысай, прослеживаются значительно менее мощные отложения волжского яруса. Здесь в основании верхней юры залегают светло-желтые пески (около 3 м) с редкими желваками фосфорита, над которыми прослеживаются грязно-белые плотные мергелистые известняки (10 м) с плохо сохранившейся фауной волжского типа.

Выше по р. Эмбе, уже в ее среднем течении на куполах Карасакал-мола, Утыбай, Акчункал, Каражар и Каскыртау, над угленосной средней юрой наблюдается слой окатанных желваков фосфорита, а выше него — серые мергелистые глины (до 10 м), также содержащие желваки фосфорита, а в более южных куполах — и линзы кремневой гальки. В этих глинах на куполе Утыбай встречены отпечатки виргатитов и поэтому их необходимо рассматривать как прибрежную фацию волжского яруса.

К северу от р. Эмбы, в бассейне р. Сагиз, отложения волжского яруса известны на куполах Копа и Кайракты.

На куполе Копа, лежащем на правобережье р. Сагиз, над глинами средней юры прослеживаются зеленовато-серые глауконитовые разнозернистые пески (0,2 м) с многочисленными грязно-серыми песчанистыми желваками фосфорита и обломками белемнитов, напоминающих келловейских *Cylindroteuthis* (*Holcobeloides*) *beaumoniti* (O r b.). По-видимому, эти пески являются базальным слоем отложений волжского яруса, к которым относятся вышележащие серые и светло-серые мергелистые глины (до 8,1 м) с плохо сохранившимися отпечатками *Virgatites virgatus* (B u c h).

Северо-западнее, на куполе Кайракты, в серовато-белых окремненных мергелях (до 15—20 м) встречаются отпечатки аммонитов *Zaraiskites* cf. *zaraiskensis* (M i c h.), указывающие на принадлежность мергелей к зоне *Dorsoplanites panderi* волжского яруса.

Севернее, в бассейне левого притока р. Уил — р. Ащиуил, отложения волжского яруса встречены на куполах Джальмурза и Кокбулак.

На куполе Жальмурза, в низовьях р. Ащеуил, в охристо-желтых известняках встречен отпечаток части оборота аммонита, который, по мнению М. И. Соколова, по ребристости напоминает *Subplanites sokolovi* (Il'ov. et Flor.). Если это так, то на Джальмурзе присутствуют отложения самых низов волжского яруса — зоны *Subplanites sokolovi* и зоны *S. pseudoscythicus*.

В эталонном разрезе верхней юры купола Кокбулак (см. рис. 51) над песками кимериджа прослеживается слой (1,05 м) глин серых, слегка зеленоватых, содержащих неравномерно распределенную примесь песчаного материала и мелкие (до 0,1 м) рассеянные желваки фосфорита. В подошве глин проходит тонкая (0,06 м) прослойка светло-серого гравийного песчаника с включением крупных желваков фосфорита. В средней части слоя глин выделяются два прослоя (0,1—0,15 м) светло-серых тонкопесчаных мергелей, содержащих мелкие желваки фосфорита. Как в глинах, так и в мергелях встречаются *Subplanites* cf. *sokolovi* (Il'ov. et Flor.), *Cylindroteuthis* (C.) *porrecta* (Phill.), *C. (Lagonibelus) nikitini* Sok.

Над глинами прослеживается слой (0,15 м) светло-серого песчанистого мергеля с мелкими рассеянными желваками фосфорита, с ядрами *Subplanites* cf. *schaschkovae* (Il'ov. et Flor.), с редкими рострами *Cylindroteuthis (Lagonibelus) nikitini* (Sok.) и комплексом фораминифер: *Lenticulina kasanzevi* (Furss. et Pol.), *L. embaensis* (Furss. et Pol.), *L. münsteri* (Roem.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *Marginulina striaticostata* Reuss.

Выше вновь залегает слой (0,6 м) глин зеленовато-серых, известковистых, неравномерно песчанистых, с рассеянными мелкими желваками фосфорита, с *Subplanites schaschkovae* (Il'ov. et Flor.), *S. cf. pseudoscythicus* (Il'ov. et Flor.), *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Orb.).

Отмеченные глины с прослоями мергелей, судя по содержащейся в них фауне, относятся к зоне *Subplanites sokolovi* и *S. pseudoscythicus* волжского яруса, общая мощность отложений которых на Кокбулаке равна 1,8 м.

Над ними прослеживается слой (0,35 м) песков зеленовато-серых, глауконитовых, известковистых, мелкозернистых, с большим количеством мелких и крупных желваков фосфорита и частыми ядрами *Dorsoplanites panderi* (Orb.), *D. dorsoplanus* (Vischn.), *Zaraiskites scythicus* (Vischn.), *Z. quenstedti* (Rouil.), *Pavlovia menneri* Michlv., *P. pavlovi* (Mich.) и рострами *Cylindroteuthis (Lagenibelus) magnifica* (Orb.) и (вверху) *Cylindroteuthis (L.) rosanovi* Lust. В песках содержится комплекс фораминифер: *Lenticulina kasanzevi* (Furss. et Pol.), *L. ornatisima* (Furss. et Pol.), *Marginulina gracilissima* (Reuss.), *M. robusta* Reuss., *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *S. mirabilissima* Furss. et Pol., *Tristix temirica* (Dain.), *Lagena hispida* Reuss. *Citharina brevis* (Furss. et Pol.).

Выше залегает слой (0,15 м) светло-серого песчанистого мергеля с зернами гравия и частыми давленными ядрами *Zaraiskites zaraiskensis* (Mich.) и рострами *Cylindroteuthis (L.) rosanovi* Gust. Над мергелем лежит слой (1,3 м) глин зеленовато-серых, плитчатых, с рострами *Cylindroteuthis (L.) rosanovi* Gust. Пески, мергель и глины являются отложениями зоны *Dorsoplanites panderi*, общая мощность которых равна 1,8 м.

Их перекрывает слой (0,35 м) желтовато-серых песчанистых глин с прослойками темно-серых глин и редкими сидеритовыми конкреция-

ми (0,1—0,2 м), с *Virgatites virgatus* (B u c h.) и *Cylindroteuthis (Lagobibelus) volgensis* (O r b.). Он относится к зоне *Virgatites virgatus*, заканчивает местный разрез верхнеюрских отложений, а непосредственно над ним залегает слой фосфоритовых желваков основания валанжина с рострами *Pachyteuthis (Acroteuthis) lateralis* (P h i l l.).

К востоку от Кокбулака, в бассейне верхнего течения р. Уил, отложения волжского яруса известны на куполах Жаксымай-Кызылкудук, Кенжалы и Конжар.

По правобережью р. Уил, на вершине Жаксымай купола Жаксымай-Кызылкудук, в составе пород волжского яруса выделяются отложения зон *Dorsoplanites panderi* и *Virgatites virgatus* (Храмов, 1934; Соколова, 1939). Нижняя, большая по мощности часть отложений волжского яруса на этом куполе представлена плотными серыми известняками с тонкими выклинивающимися прослоями желтовато-серых известковистых песков. В их нижней части встречается фауна зоны *Dopsoplanites panderi* (O r b.), *Zaraiskites scythicus* (V i s c h n.), *Z. quenstedti* (R o u i l.), *Aucella pallasii* Keys. и др.; а в верхней — фауна зоны *Virgatites virgatus*: *Virgatites virgatus* (B u c h.), *Aucella russiensis* P a v l., *A. fischeri* O r b. и большое количество других пелеципод и гастропод. Выше залегают серые известняки, содержащие черную гальку фосфоритов и прослои мучнистых песчаников, которые вверх по разрезу сменяются прослоями охристых фосфоритизированных песчаников и глин. Е. И. Соколова (1939) условно отнесла эти немые известняки также к зоне *Virgatites virgatus*. Мощность отложений отдельных зон нижнего волжского яруса на Жаксымае не была определена, а их общая мощность местами достигает 41,5 м (Храмов, 1934).

На вершине Кызылкудук того же купола нерасчлененные отложения волжского яруса представлены пачкой (10—12 м) зеленых мергелей и песчаников. По левобережью р. Уил на куполе Кенжалы они сложены фосфоритизированными песчаниками (до 40 м) с прослоями бурых глин и мергелей.

Наконец, в самых верховьях р. Уил на куполе Конжар они образованы песчаниками (10—12 м) с прослоями серых и бурых глин.

Фациально иной облик имеют отложения волжского яруса в бассейне среднего течения р. Уил, где они известны на куполах Майлисай, Байтас и Калиновка, а также на западной окраине Подуральского плато — на куполе Чингис.

На правобережье р. Уил, выше устья р. Киил на куполе Майлисай, они представлены зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми известковистыми алевритистыми глинами и тонкозернистыми песчаниками, содержащими прослой мергелей и известняков в верхней части разреза. В нижней части разреза проходит горизонт (до 0,5 м) горючих сланцев с деформированными отпечатками фауны, среди которой встречаются створки *Scurria (Orbiculloidea) maeotis* Eichw. В глинах имеются отпечатки *Zaraiskites scythicus* (V i s c h n.), а в верхней части разреза — отпечатки *Virgatites virgatus* (B u c h.). Общая мощность отложений волжского яруса по скважинам, пробуренным на куполе Майлисай, достигает 45 м, а в Хобдинской опорной скважине, заданной несколько западнее, на левобережье правого притока р. Уил — р. Киил, против устья балки Чилисай, уже в межкупольной депрессии, — 50 м (они вскрыты в интервале 520—570 м).

На куполе Байтас, расположенном выше по течению р. Киил, скв. 2, пробуренная у могил Сатимола, над песками, предположительно отнесенными к келловею, вскрыла серые плотные мергели (до 0,5 м), постепенно сменяющиеся серыми мергелистыми глинами (до 18,5 м) с отпечатками *Zaraiskites scythicus* (V i s c h n.). Выше прослеживаются

темно-серые слоистые глины (до 6,5 м), которыми, по-видимому, заканчивается разрез отложений зоны *Dorsoplanites panderi*. Их суммарная мощность в данном разрезе равна 25,5 м.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* представлены чередующимися зеленовато-серыми мергелистыми глинами (мощностью 1,75; 3,15; 0,95 и 4,4 м) и мергелями (мощностью 0,5; 0,4; 0,65 и 8,9 м). Их разрез начинается глинами и заканчивается мергелями, которые обнажены на левобережье р. Киил под фосфоритовым горизонтом основания нижнего валанжина. Мергели эти плотные, тонко- и толстослоистые, содержат многочисленные отпечатки *Virgatites virgatus* (Buch.), *Ostrea deltoidea* Sow., *Aucella rusiensis* Pavl., *Gresslya* sp. nov. aff. *alduini* (Fisch.), *Pecten (Camptonectes) annulatus* Sow., *P. (Camptonectes) aff. lens* Sow., *Pleuromya tellina* Agass., *P. aff. brongniartina* Orb., *Exogyra nana* Sow., *Ctenostreon distans* Eichw., *Myopholas* sp., *Hinnites* sp., *Astarte* sp., *Lucina* sp., створки *Terebratula cf. helmerseni* Lem., *Rhynchonella* sp., обломки трубок *Serpula cf. gordialis* Schloth., *S. tetragona* Sow., обломки шиповидных отростков створок *Ctenostreon distans* Eichw., членики лилий, зубы акул и позвонки плезиозавров. Среди фауны встречаются частью еще не изученные, частью новые формы, причем некоторые из них (в частности, *Pecten (Camptonectes) aff. lens* Sow., *Pleuromya aff. brongniartina* Orb.) обнаруживают признаки, свойственные формам, известным из более древних отложений верхней юры Русской плиты.

Суммарная мощность мергелистых глин и мергелей зоны *Virgatites virgatus* на куполе Байтас достигает 20,7 м, а общая мощность отложений волжского яруса — 46,2 м.

К востоку от Байтаса, на куполе Калиновка, к отложениям волжского яруса условно могут быть отнесены залегающие над породами средней юры серые плотные жирные глины (до 60 м) с прослойками светло-серых карбонатных тонкозернистых песчаников и обломками фауны.

К западу от Байтаса, уже под обрывами Подуральского плато, на куполе Чингис, по балке Талдысай, обнажен детально изученный разрез отложений волжского яруса (рис. 55). Здесь на размытую поверхность песков среднего келловей (?) ложится фосфоритовый горизонт (0,23 м) основания зоны *Dorsoplanites panderi*. В нижней части его (нижние 0,05 м) прослеживается прослойка светлых желтовато-зеленых тонкослоистых глин, содержащих редкие окатанные бурые желваки фосфорита размером в горошину. Выше желваки фосфорита залегают сплошной массой и имеют различные размеры (преимущественно до

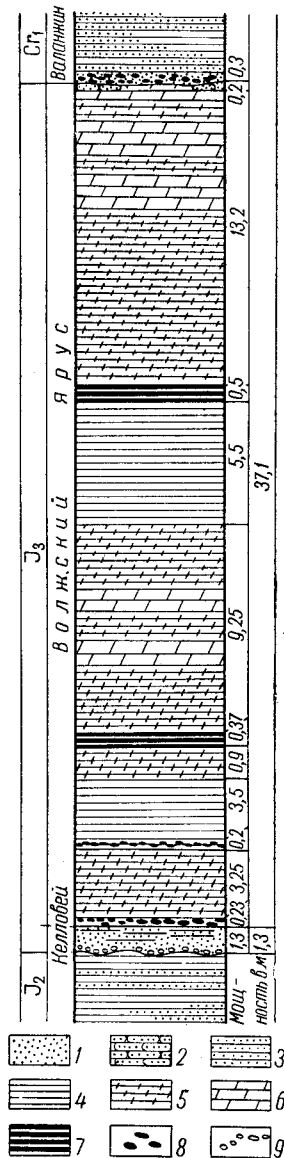


Рис. 55. Разрез отложений верхней юры на куполе Чингис по балке Талдысай

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины песчаные; 4 — глины; 5 — глины мергелистые. 6 — мергели; 7 — горючие сланцы; 8 — фосфориты; 9 — галька

5—7 см в поперечнике). Наконец, в верхней части его (верхние 0,05 м) снова залегают светлые желтовато-зеленые тонкослоистые глины с прослойками ярозита, кристалликами гипса, мелкими желвачками фосфорита и обломками ростров белемнитов.

Над фосфоритовым горизонтом лежат зеленовато-серые слоистые мергелистые глины (до 3,25 м), в основании переходящие в плотные мергели (до 0,15 м). В мергелях и глинах изредка встречаются ростры *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Ogb.), характерные для зоны *Dorsoplanites panderi* (см. приведенный выше разрез отложений волжского яруса на куполе Кокбулак). Помимо них в мергелях заметны деформированные отпечатки аммонитов, а в глинах — тонкие створки *Aucella rugosa* (Fisch.).

Выше прослеживается второй фосфоритовый горизонт (до 0,2 м), мелкая (не более 2—3 см) округлая черная фосфоритовая галька которого неравномерно рассеяна в серых плотных глинах. Последние местами слабо ожелезнены, содержат мелкие белые карбонатные вкрапления, тонкие створки *Terebratula* sp. и обломки ростров *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Ogb.).

Над ними залегают темно-серые плотные слоистые глины (до 3,5 м) с мелкими карбонатными вкраплениями, тонкими створками ближе неопределенных пелеципод, отпечатками *Dorsoplanites dorsoplanus* (Vischn.), *Zaraiskites zaraiskensis* (Mich.) и обломками ростров *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Ogb.). Кверху глины постепенно светлеют и сменяются зеленовато-серыми мергелистыми плотными неяснослоистыми глинами (до 0,9 м) с отпечатками *Zaraiskites quenstedti* Rouil.

Выше проходит первый горизонт горючих сланцев (до 0,37 м) тонкослоистых, светлых, желтовато-коричневых, в отдельных прослоях коричневых, глинистых. В сланцах содержатся многочисленные деформированные отпечатки аммонитов, близких к *Zaraiskites scythicus* (Vischn.), створок *Aucella rugosa* (Fisch.), *Oxytoma* sp., *Scurria (Orbiculloidea) maeotis* Eichw. — формы, характерной для битуминозной фации морской верхней юры.

Над ним залегают серые мергелистые глины (до 9,25 м) с тремя прослоями серых мергелей мощностью 0,15; 0,75 и 0,8 м, проходящих соответственно в 0,72; 3,1 и 5,45 м над кровлей первого горизонта горючих сланцев. В глинах встречаются мелкие округлые железистые стяжения, кристаллики и друзы гипса, а также плохо сохранившиеся отпечатки аммонитов и мелких пелеципод. Вверх глины постепенно темнеют и сменяются темно-серыми сланцеватыми глинами (до 5,5 м) с рострами *Cylindroteuthis (Lagonibelus) magnifica* (Ogb.) и кристалликами гипса.

Над ними проходит второй горизонт горючих сланцев (до 0,5 м) коричневых, глинистых, с белыми карбонатными прожилками и примазками. Как и в сланцах первого горизонта, содержащаяся в них фауна деформирована, но среди нее различимы отпечатки аммонитов *Zaraiskites scythicus* (Vischn.), *Z. quenstedti* (Rouil.) и створок *Loripes fischeriana* Ogb., *Scurria (Orbiculloidea) maeotis* Eichw.

Выше залегают мергелистые глины (до 13,2 м) с тремя прослоями серых и зеленовато-серых мергелей мощностью 1,7; 1,8 и 0,5 м, проходящих соответственно в 7,8; 10,3 и 12,7 м над кровлей второго горизонта горючих сланцев (верхний прослой мергелей залегает в кровле пачки мергелистых глин). На контакте с горючими сланцами залегают темно-серые, почти черные жирные тонкослоистые глины с белыми карбонатными примазками (до 0,2 м), а вышележащие глины послойно окрашены в зеленовато-серые и серые тона. В глинах содержатся

многочисленные обломки тонких створок мелких пелеципод и ростров *Cylindroteuthis* sp. В мергелях встречаются отпечатки крупных аммонитов, причем из верхнего прослоя мергелей определены отпечатки *Zaraiscites quenstedti* (Rouil.) и створок *Aucella* cf. *rugosa* (Fisch.), *Corbula* sp., *Parallelodon* sp., *Oxytoma* sp. Над верхним прослоем мергелей лежат серые мергелистые глины (до 0,2 м) с невыдержанными прослойками ярозита и лимонита, с обломками ростров *Cylindroteuthis* (*Lagonibelus*) *volgensis* (Orb.). В подошве они интенсивно ожелезнены, а в кровле содержат эллипсоидальные конкреции серого тонкозернистого песчаника от 0,15 до 0,3 м в поперечнике. Непосредственно над ними залегает фосфоритовый горизонт основания нижнего валанжина.

Таким образом, общая мощность отложений зоны *Dorsoplanites panderi* в данном обнажении равна 37,1 м. Из описания ясно, что они представлены в нижней части глинисто-мергелистой, а в верхней — битуминозно-глинисто-мергелистой пачками. Граница между ними фиксируется появлением в основании последней второго фосфоритового горизонта. Мощность глинисто-мергелистой пачки равна 3,7 м, битуминозно-глинисто-мергелистой пачки — 33,4 м. Два прослоя горючих сланцев залегают в 8,08 и 23,2 м от подошвы отложений зоны *Dorsoplanites panderi*, имеют мощность 0,37 и 0,5 м и разделены глинами с прослоями мергелей (14,75 м). Следует отметить, что в пределах того же купола Чингис скв. 3 в отложениях зоны *Dorsoplanites panderi* (мощностью 29,7 м) встретила три прослоя горючих сланцев. Верхний из них, вероятно, соответствует верхнему прослою горючих сланцев Талдыса, а средний и нижний — нижнему прослою горючих сланцев этого разреза: они разделены пачкой серых плотных глин (2,5 м), причем средний прослой залегает в 8,4 м от подошвы отложений волжского яруса.

Отложения зоны *Virgatites virgatus*, отсутствующие в разрезе по Талдысаю, прослеживаются на куполе Чингис по балке Садусай, которая открывается слева в р. Чингис. Там обнажены серовато-белые мергели, плотные, массивные, кливажированные, с отпечатками *Virgatites virgatus* (Buch), створками *Ctenostreon distans* Eichw., *Ostrea deltoidea* Sow., *Pecten* (*Camptonectes*) *zonarius* Eichw., члениками лилий и зубами акулы.

К востоку от куполов Байтас и Чингис, в бассейне р. Сарыхобда, отложения волжского яруса встречены на куполах Ильинском и Бессарабском. На куполе Ильинском они представлены синевато-серыми мергелистыми глинами, а выше по р. Сарыхобда, на куполе Бессарабском, — серыми песчаниками с отпечатками *Virgatites* sp., в отдельных прослоях сильно глинистыми и известковистыми, и в основании видимого разреза — с прослоем конгломерата, состоящего из желваков фосфорита. В этих разрезах по сравнению с разрезами Чингиса и Байтаса отложения волжского яруса приобретают прибрежный облик.

Северо-западнее, уже в бассейне р. Большая Хобда отложения волжского яруса известны на куполах Булюкадыр, Укулю, Жанадаур, Тортколь, Утектау и Акраб. На этих структурах уже отчетливо выделяются отложения зоны *Dorsoplanites panderi*, представленные глинами серыми и темно-серыми, прослоями зеленовато-серыми, карбонатными, иногда песчанистыми, с прослоями (0,1—0,3 м) доломитизированных известняков, кварцевых мелкозернистых песков и с рассеянными желваками фосфорита. В глинах встречаются отпечатки *Zaraiscites* cf. *scythicus* (Vischn.), *Aucella* cf. *rugosa* (Fisch.). Мощность этих глин на куполе Тортколь по скв. 29 равна 51 м.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* в бассейне р. Большая Хобда сложены серыми слабо песчанистыми карбонатными плотными глинами, которые в нижней части переслаиваются со светло-серыми мергелями, содержащими многочисленные отпечатки *Virgatites virgatus* (Buch.).

На куполе Утектау в верхней части разреза морской верхней юры прослеживается пачка (18 м) плотных карбонатных алевролитов, в 3 м от подошвы которой встречен обильный и разнообразный по видовому составу комплекс фораминифер волжского яруса. Выше, в 6 м от ее подошвы, присутствует обедненный по составу комплекс, состоящий преимущественно из двух видов фораминифер: *Lenticulina aquilonica* (Mjatl.) и *L. ex gr. münsteri* (Roem.).

По мнению К. И. Кузнецовой, присутствие отмеченных видов позволяет условно сопоставить верхнюю часть этой пачки (15 м) с отложениями верхов волжского яруса Самарской Луки, для которых эти виды весьма характерны. Однако, опираясь на данные лишь одного разреза и учитывая плохую сохранность и малое количество раковин, окончательный вывод о возрасте пород этой части разреза сделать затруднительно. Достоверные отложения верхов волжского яруса в Прикаспийской впадине вообще неизвестны и не исключено, что в действительности эти алевролиты принадлежат к зоне *Epivirgatites nikitini* волжского яруса, присутствие которой выявлено в ряде местных разрезов морской верхней юры.

На запад отложения волжского яруса вскрыты скв. 42 на Аулсайском куполе, расположенном в самых верховьях р. Утвы по ее левобережью. В своде этого купола над породами средней юры, в основании отложений зоны *Dorsoplanites panderi*, прослеживается фосфоритовый горизонт — кварцево-глауконитовые песчаники (1 м) с фосфатно-известковистым цементом, содержащие гальку кремня, кварца и обломки ростров белемнитов.

Выше залегают пачка (8 м) глин темно-серых с зеленоватым оттенком, бескарбонатных, с двумя прослоями кварцево-глауконитовых песчаников. В глинах и песчаниках встречаются отпечатки аммонитов и пелеципод.

Над ней прослеживается пачка (36 м) глин однородных, темно-серых, с зеленоватым оттенком, с многочисленной фауной, среди которой встречаются аммониты *Dorsoplanites panderi* (Orb.), *Zaraiskites scuthicus* (Vischn.), *Z. cf. zaraiskensis* (Mich.) и белемниты *Cylindroteuthis (Lagonibelus) volgensis* (Orb.), *C. (Lagonibelus) rosanovi* Gust.

Еще выше встречена пачка (2 м) переслаивания серых карбонатных глин, мергелей и известняков, в породах которой имеются отпечатки фауны.

Разрез заканчивается пачкой светлых мергелей (свыше 19 м) с весьма маломощными прослоями желтовато-бурых глин и многочисленными отпечатками фауны, в том числе аммонитов *Virgatites virgatus* (Buch.).

На расположенной несколько восточнее, в верховьях левого притока р. Большая Хобда — р. Ишкырган, Камышевской антиклинали скв. 36 из отложений акчагыла вошла непосредственно в породы зоны *Virgatites virgatus* и вскрыла сначала мергели (26 м), а ниже — чередование глин и мергелей (свыше 6 м), в которых была остановлена.

Северо-западнее отложения волжского яруса встречены на Кызылкольском куполе (у разъезда Успешный), на Актауском, Акбулакском и Казахстанском куполах (по правобережью р. Утва), а также на Туксайском куполе (в бассейне р. Солянка — левого притока р. Урал).

В отложениях зоны *Dorsoplanites panderi*, представленных пачкой обычных для нее серых, различных по тональности и песчанности глин, здесь присутствуют горизонты горючих сланцев (от 4 до 12 на Туксайском куполе мощностью от 0,7 до 2,8 м), а также прослой серых мергелей и известковистых песчаников. Мощность отложений этой зоны на Актауском куполе достигает 38,5 м, а на Туксайском куполе колеблется от 32 до 47 м.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* в данном районе сложены чередованием серых и голубовато-серых глин, мергелей и песчаников. Их мощность на Кызылкольском куполе достигает 37,7 м, а на Туксайском куполе — 24,5 м.

Полная мощность отложений волжского яруса по скв. 127, пробуренной близ ж.-д. ст. Казахстан на Казахстанском куполе, равна 68,5 м. Из глин, прослеживающихся в самых верхах вскрытых этой скважиной верхнеюрских отложений, Г. В. Кулева определила единичного аммонита *Epivirgatites* cf. *nikitini* (Mich.). Находка его позволяет предполагать наличие в местном разрезе отложений зоны *Epivirgatites nikitini* волжского яруса.

Заканчивая обзор отложений волжского яруса Прикаспийской впадины, отметим, что они сохранились от преднижнемелового размыва на многих ее куполах и поэтому изучены наиболее детально (рис. 56). Имеющиеся данные о их стратиграфии показывают, что в их составе прослеживаются отложения всех зон данного яруса.

Наличие отложений зоны *Subplanites sokolovi* и *S. pseudoscythicus* установлено пока только в бассейне р. Ащииул на куполах Кокбулак и Жальмурза, причем на первом они представлены песчанистыми глинами с прослоями мергелей и рассеянными желваками фосфорита, а на втором — известняками.

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* на Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии сложены мергелями, частью глинистыми, с подчиненными прослоями известковистых глин, реже алевролитов. В районе Южной Эмбы они образованы мергелистыми глинами и мергелями. В Прикаспийской низменности и на Подуральском плато к ним относятся глины с подчиненными прослоями мергелей и песчаников. Только на западе Прикаспийской низменности, в Аралсорском районе, они замещаются известняками с прослоями известковистых глин.

Для отложений зоны *Dorsoplanites panderi* характерно наличие горизонтов горючих сланцев, встречающихся в районе Южной Эмбы, в северной части Подуральского плато (на куполах Майлисай, Чингис, Туксай и др.), на севере Прикаспийской низменности и на южных отрогах Общего Сырта.

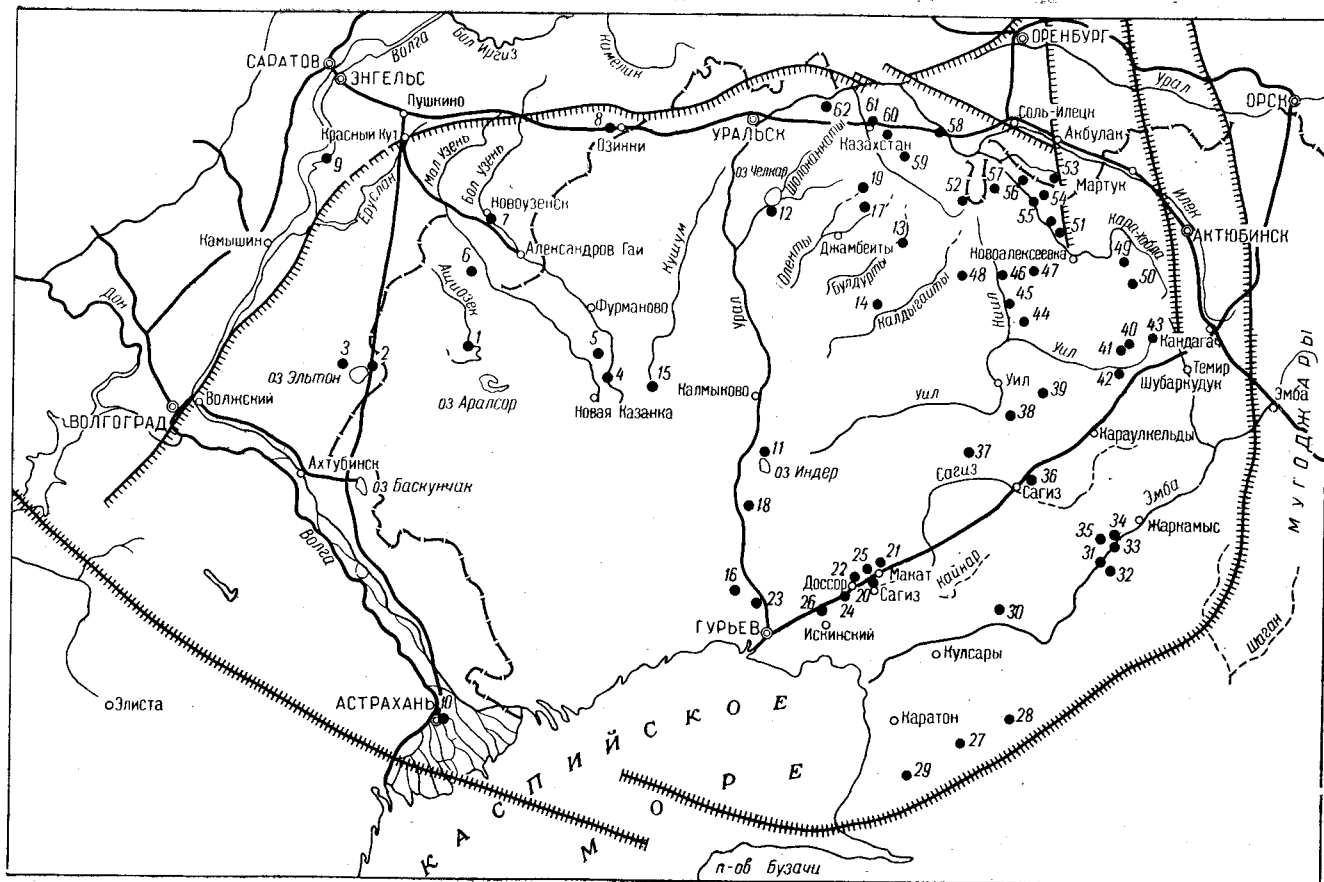
Отложения зоны *Virgatites virgatus* почти повсеместно отличаются заметным преобладанием карбонатных пород — мергелей и известняков — над глинами и реже песчаниками, прослой которых приурочены к нижней части разрезов этой зоны.

Литологический состав отложений зоны *Virgatites virgatus* и их резкое отличие от обычно перекрывающих их глин и песков неокома определяют региональную прослеживаемость III отражающего сейсмического горизонта, отвечающего подошве неокома. Поэтому сейсморазведка методом отраженных волн в Прикаспийской впадине позволяет определить глубину залегания подошвы нижнемеловых — кровли верхнеюрских отложений на крыльях соляных куполов и в межкупольных депрессиях, а следовательно, и установить особенности строения этих локальных структур.

Отложения зоны *Epivirgatites nikitini*, представленные глинами, выделены с той или иной степенью достоверности лишь на пяти купо-

Рис. 56. Схема расположения разрезов отложений волжского яруса в Прикаспийской впадине

1 — Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1; 2 — Улаган; 3 — Пресный Лиман; 4 — Мастекская межкюльная депрессия; 5 — Акмай-Ушкултас; 6 — Акоба; 7 — Новоузенская опорная скважина; 8 — Озинки; 9 — Ровное; 10 — Астраханская опорная скважина; 11 — Индер; 12 — Шалкар; 13 — Массабай; 14 — Акмечеть; 15 — Аукетайчагыл; 16 — Лиман-Редут; 17 — Елток; 18 — Зеленый; 19 — Караоба; 20 — Сагиз; 21 — Макат; 22 — Доссор; 23 — Кандаурово; 24 — Дангарская межкюльная депрессия; 25 — Доссор-Макальская межкюльная депрессия; 26 — Станция Искине; 27 — опорная скв. 2 (Буранколь); 28 — опорная скв. 5 (Тугаракчан); 29 — Саргамыс; 30 — Жусалысай; 31 — Караскалмала; 32 — Утыбай; 33 — Акчункал; 34 — Каражар; 35 — Каскыртай; 36 — Копа; 37 — Кайракты; 38 — Жальмурза; 39 — Кокбулак; 40 — Жаксымай; 41 — Кызылкудук; 42 — Кинжалы; 43 — Конжар; 44 — Майлнсай; 45 — Хобдинская опорная скважина; 46 — Байтас; 47 — Калиновка; 48 — Чингис; 49 — Ильинский; 50 — Бессарабский; 51 — Булюкадыр; 52 — Укулю; 53 — Жанадаур; 54 — Торткуль; 55 — Утектау; 56 — Акраб; 57 — Камышевская антиклиналь; 58 — Кызылкульский; 59 — Актауский; 60 — Акбулакский; 61 — Казахстанский; 62 — Туксайский



лах: Саргамыс (на северо-западной периферии Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия), Утектау (на севере Подуральского плато, в бассейне р. Большая Хобда), Караоба (в северо-восточной части Прикаспийской низменности), Акоба (в северной части Прикаспийской низменности) и Озинки (на южных отрогах Общего Сырта).

Отложениями волжского яруса в Прикаспийской впадине заканчивается разрез верхней юры. Над ними или над более низкими горизонтами верхней, а местами и средней юры с размывом залегают нижне-меловые отложения.

В заключение обзора верхнеюрских отложений Прикаспийской впадины отметим, что фрагментарность имеющихся сведений пока не позволяет составить для них поярусные палеогеографические схемы и установить в каждом пункте их мощность, определенную общими палеогеографическими условиями и не зависящую от положения конкретного разреза относительно локальных структур, созданных соляной тектоникой — соляных куполов и межкупольных депрессий. Даже на тех немногочисленных соляных куполах, где удается наблюдать в одном разрезе отложения нескольких ярусов верхней юры, эти отложения могут частично или нацело выпадать из разрезов на других крыльях и блоках того же купола. Так, на куполе Кокбулак уже давно известен и недавно детально изучен разрез верхней юры. В его составе выделены отложения среднего келловея (2,35 м), верхнего оксфорда (2,1 м), верхнего кимериджа (0,95 м) и волжского яруса (3,95 м) — зон *Subplanites sokolovi* и *S. pseudoscythicus* (1,8 м), *Dorsoplanites panderi* (1,8 м) и *Virgatites virgatus* (0,35 м). Суммарная мощность отложений верхней юры в этом конкретном разрезе по балке Кокбулак равна 9,35 м, но впервые изучивший его С. В. Шумилин (1934) справедливо отметил, что по простиранию «...легко видеть, как все верхнеюрские горизонты исчезают и сохраняется лишь полуметровый слой (по-видимому, верхний)».

Между тем местами в Прикаспийской впадине мощность отложений верхней юры бывает весьма значительной. Максимальные установленные мощности отложений ее ярусов равны: келловея — 220 м (на куполе Эльтон), оксфорда — 70 м и кимериджа — 65 м (в Аралсорской сверхглубокой скважине СГ-1), волжского яруса — 210 м (в Новоузенской опорной скважине).

Максимальная суммарная мощность отложений верхней юры установлена по скв. П-20, пройденной в восточной части Прикаспийской низменности на левобережье р. Олента ниже устья р. Шидерта, в межкупольной депрессии, разделяющей купола Жамбейты и Шалкар. Эта скважина в интервале 1510—1824 м вскрыла нерасчлененные отложения верхней юры мощностью 314 м. Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1, пробуренная в западной части Прикаспийской впадины на берегу р. Ациоузек в межкупольной депрессии, в интервале 2116—2417 м прошла отложения верхней юры, суммарная мощность которых равна 301 м. При этом мощность отложений ее отдельных ярусов составляет: келловея — 97 м, оксфорда — 70 м, кимериджа — 65 м, волжского яруса — 69 м.

К сожалению, данные о мощностях и литологическом составе отложений верхней юры в межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины пока еще далеко не достаточны для выяснения общих палеогеографических условий осадконакопления позднеюрского времени. Однако сравнение имеющихся разрезов верхней юры на куполах Прикаспийской впадины намечает общую для отложений всех ее ярусов закономерность, выражающуюся в постепенном переходе от больших

мощностей и морских фаций на западе и юге впадины к малым мощностям и мелководным, прибрежным фациям на востоке и северо-востоке, на территориях, тяготеющих к бассейну р. Илек.

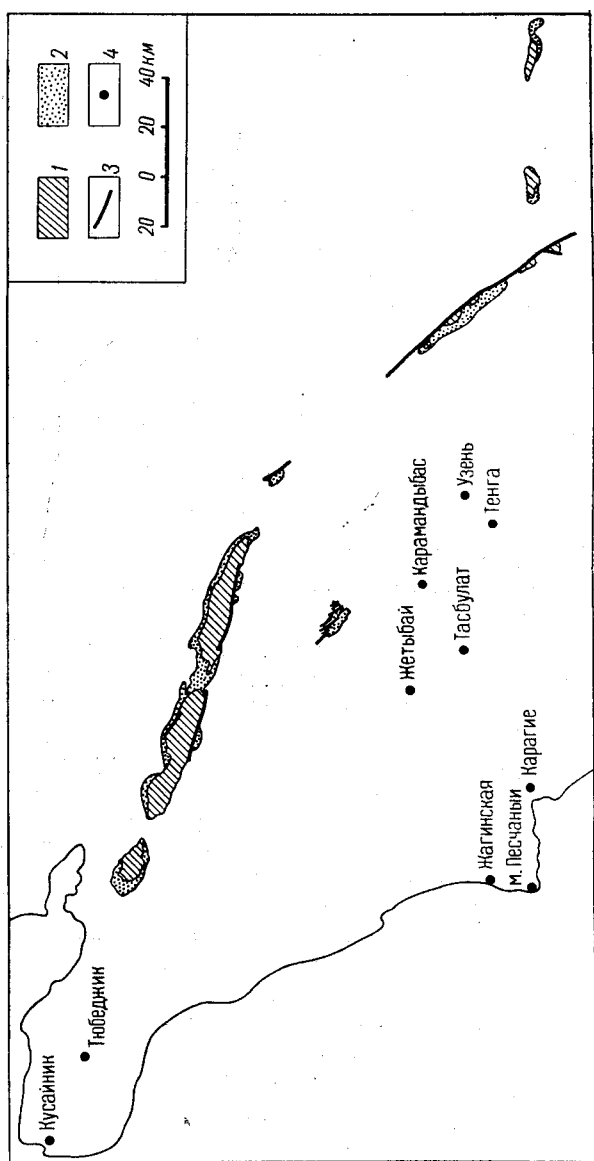


Рис. 57. Схема распространения ниже- и среднеюрских отложений Мангышлака
1 — выходы на поверхность доюрских пород; 2 — выходы на поверхность отложений нижней и средней юры; 3 — основные разломы; 4 — скважины, вскрывшие отложения нижней и средней юры

МАНГЫШЛАК

Континентальные и морские отложения нижней и средней юры имеют довольно значительное распространение на Мангышлаке, окружая выходы пермотриасового комплекса пород и слагая своды ряда антиклиналей (рис. 57). Кроме того, они вскрываются значительным числом скважин на полуостровах Бузачи, Тюб-Караган и в ряде мест Центрального Мангышлака. Особенно много скважин, прошедших пол-

ностью или частично ниже- и среднеюрские отложения, имеется в пределах Южного Мангышлака, где с этими породами связаны крупные скопления нефти.

Стратиграфия отложений нижней и средней юры рассмотрена в работах Н. И. Андрусова (1915), А. И. Турутановой-Кетовой (1930, 1939, 1944), А. П. Ильиной (1932), С. Н. Алексейчика (1941), М. Н. Егоровой (1952), В. В. Мокринского (1952), В. И. Драгунова (1955), Р. И. Вяловой (1956), Т. А. Ишиной (1961), З. П. Просвиряковой (1961а, б), Р. И. Вяловой и А. В. Дорогокупец (1963), Р. И. Вяловой и А. И. Киричковой (1963), Р. Г. Гарецкого, И. Б. Дальяна и др. (1963), А. А. Савельева (1963), К. В. Виноградовой и В. Н. Седова (1965), Н. В. Мелик-Пашаевой (1965), В. В. Мокринского и др. (1965), А. Е. Шлезингера (1965). Для Горного Мангышлака наиболее обоснованной палеонтологическим материалом является стратиграфическая схема расчленения ниже- и среднеюрских отложений, предложенная Т. А. Ишиной (1961).

Нижний отдел

Отложения нижней юры с резко выраженным угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты каратауского комплекса пород. Наиболее низкие горизонты юры в пределах Горного Мангышлака распространены на юго-западном крыле Тумгачинской мегантиклинали в разрезе оврага Келенды. Они представлены здесь глинами серыми, с прослоями песков и включениями обуглившихся растительных остатков и плохо сохранившихся отпечатков пресноводных пелеципод. Т. А. Ишина (1961) эту часть разреза выделяет под названием келендинской свиты. Возраст последней по палеоботаническим данным определяется лейасом (Просвирякова, 1961а, б). Мощность отложений келендинской свиты достигает 80 м.

Отложения келендинской свиты в пределах Тумгачинской мегантиклинали перекрываются толщей песчаников разномерных, чаще грубозернистых, повсеместно по разрезу отмечаются галька и гравий. Последние хорошо окатаны и состоят из кварца, обломков песчаников, кварцитов и глинистых сланцев. Реже встречаются обломки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и гранитов. На контакте песчаников с подстилающими породами келендинской свиты, по данным Т. А. Ишиной (1961), наблюдаются следы местного размыва. Мощность толщи песчаников в пределах Тумгачинской мегантиклинали составляет 200 м. Песчаники перекрываются глинами серыми и бурными, слоистыми, с прослоями песков и песчаников. В южной части горы Тумгачи эти сероцветные глины, по-видимому, фациально замещаются пестроцветными отложениями, которые непосредственно здесь налегают на породы каратауского комплекса.

В районе хребтов Каратау и горы Карамая отложения платформенного чехла начинаются пестроцветной толщей осадков. Они развиты локально вдоль подножия Западного и Восточного Каратау и горы Карамая, где с резким угловым несогласием залегают на породах каратауского комплекса. Описываемые отложения представлены глинами, алевролитами, песчаниками, реже песками. Вся толща окрашена в зеленовато-серые, белые, малиново-красные, светло-фиолетовые и другие тона. Глинистые породы сильно каолинизированы и хлоритизированы. В основании толщи часто наблюдается маломощный прослой конгломерата, состоящий из плохо окатанной гальки каратауских пород и кварца, быстро выклинивающийся при удалении от хребтов Каратау. К породам пестроцветной толщи приурочены маломощные

прослой углей, не выдержанные по простиранию. Отложения пестроцветной толщи сложены главным образом переотложенным материалом коры выветривания каратауских пород. Максимальная их мощность (115 м) обнаружена в разрезе горы Кокала (северный склон Восточного Каратау).

Первоначально пестроцветные осадки, выделяемые под названием пестроцветной свиты, считались наиболее древними отложениями платформенного чехла Горного Мангышлака (Андрусов, 1915; Турутанова-Кетова, 1933; Алексейчик, 1941; Мокринский, 1952). Исследованиями Т. А. Ишиной (1961) и З. П. Просвиряковой (1961а, б) было убедительно доказано, что наиболее древние горизонты нижней юры, обнаруженные в разрезе Тумгачинской мегантиклинали, в других естественных выходах Горного Мангышлака отсутствуют. Пестроцветные отложения района хребтов Каратау сопоставляются с толщей глин Тумгачинской мегантиклинали, залегающей непосредственно над грубыми песчаниками. Т. А. Ишина (1961) эту часть разреза относит ко второму ритму осадконакопления юрского времени, выделяя ее под названием тонашинской свиты. Таким образом, отложения пестроцветной толщи слагают верхнюю часть тонашинской свиты. По палеоботаническим материалам они относятся к самым верхам лейаса, но могут принадлежать и к аалену (Просвирякова, 1961а, б). Мощность отложений тонашинской свиты достигает 300 м.

Нижняя юра условно выделяется в своде Беке-Башкудукской мегантиклинали Н. К. Трифионовым и др. (1959). В скв. К-40 она представлена песчаниками крупнозернистыми, кварцевыми, с карбонатным цементом базального типа. Вскрытая мощность песчаников равна 12 м.

На Южном Мангышлаке нижнеюрские отложения вскрыты скважинами на Жагинской, Мыс Песчаный, Карагинской площадях и полностью пройдены на площадях Жетыбай, Тасбулат, Карамандыбас и Узень (рис. 58), где они несогласно перекрывают породы верхнего триаса. Нижняя часть разреза здесь сложена аргиллитами темно-серыми, почти черными, алевритистыми, слюдистыми, углистыми, с примесью обломочного кварцевого материала, которая достигает 25—30%. Углистого материала содержится в породе до 2—2,5% и располагается он в виде тонких прослоек. Отмечаются прослой песчаников и алевролитов. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, преимущественно кварцевые, плохо отсортированные. Зерна кварца неокатанные. Цемент глинистый, часто составляет 45—50%. В песчаниках содержится большое количество обуглившегося растительного материала.

В аргиллитовой толще А. А. Цатуровой выделены нижнеюрские спорово-пыльцевые комплексы, состоящие на 76—79% из пыльцы голосемянных растений (беннеттитовые, гинкговые). В спектре отмечается до 10% пыльцы *Araucarites* sp. и до 2—5% *Classopollis* sp. Споры папоротникообразных содержатся в небольшом количестве и бедны по видовому составу. Наиболее распространены споры папоротника *Coniopteris* sp., *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Volkh. и др. В скв. 53 Узень (интервал глубин 2127—2134 м) К. В. Виноградовой обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, состоящий на 30—87% из пыльцы *Podozamites*, пыльцы древних реликтовых форм хвойных *Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Paleopinus* и др. Среди спор преобладают *Coniopteris* sp.

Приведенные спорово-пыльцевые комплексы, по мнению К. В. Виноградовой, близки к нижнеюрским комплексам Северного Кавказа, Горного Мангышлака, Западной Туркмении и Северной Ферганы. По-видимому, аргиллитовая толща нижней юры Южного Мангышлака соответствует келендинской свите Горного Мангышлака. Максимальная

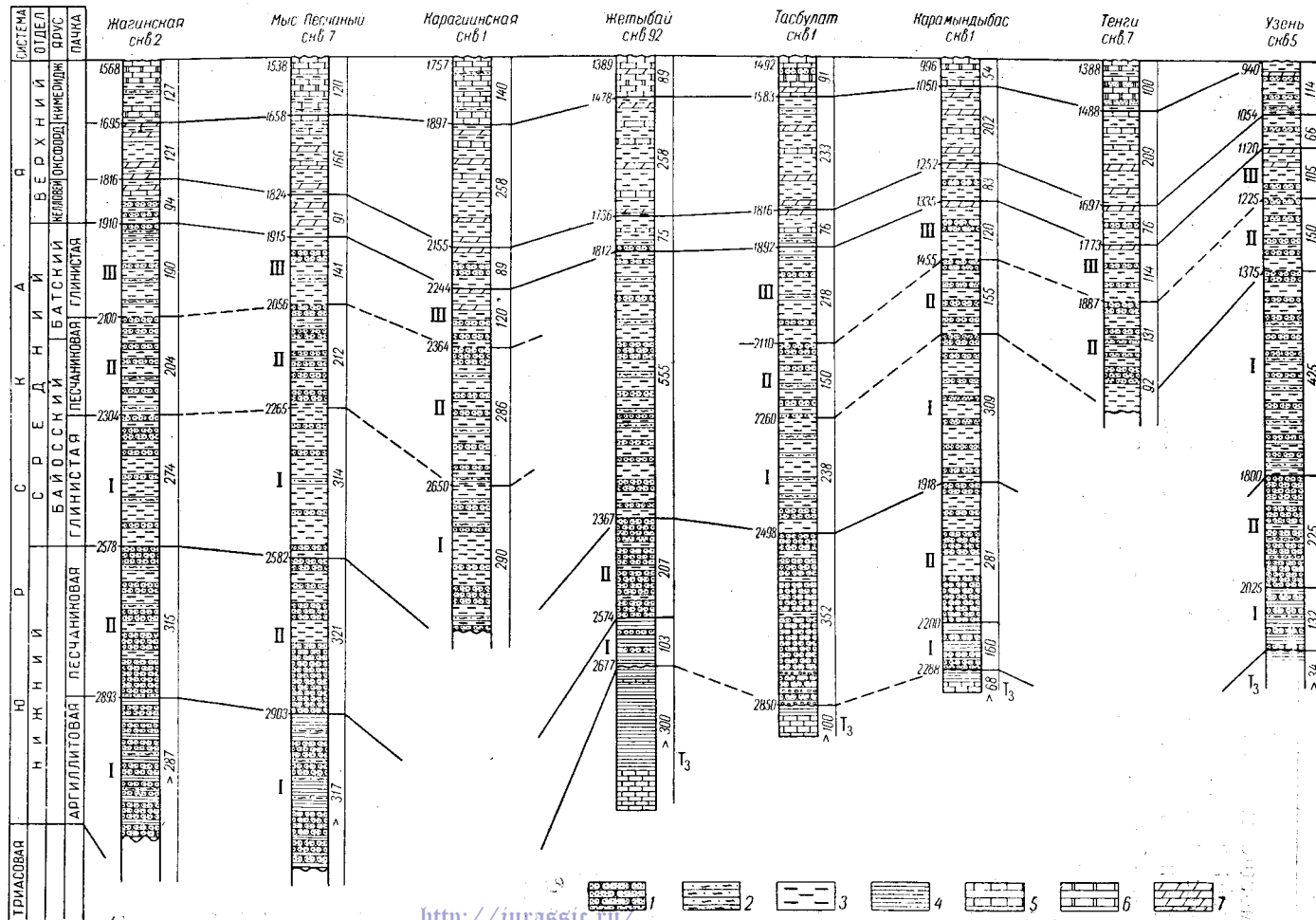


Рис. 58. Схема корреляции юрских отложений Южного Мангышлака

1 — песчаники; 2 — алевродиты; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — мергели

мощность аргиллитовой толщи нижней юры (полностью не пройденной) обнаружена в скв. 2 (Жагинская) и равна 287 м, а в скв. 7 (мыс Песчаный) достигает 317 м. Полная мощность этой толщи установлена в скважинах 92 (Жетыбай), 1 (Карамандыбас) и 5 (Узень), где она соответственно равна 103, 160 и 132 м.

Верхняя толща нижней юры на Южном Мангышлаке сложена песчаниками с прослоями глин, алевролитов, реже гравелитов. Среднее содержание песчаников и гравелитов колеблется от 65 до 75%, глин — от 35 до 25%. Постепенное увеличение содержания грубообломочного терригенного материала происходит по направлению с юго-запада на северо-восток: от площадей Жагинской и мыса Песчаного к Узеньской. Песчаники и гравелиты серые, разнозернистые, глинистые. Обломочная часть пород представлена главным образом кварцем неокатанным или слабо окатанным. Изредка отмечаются сильно разрушенные зерна полевых шпатов. В породах содержится обуглившееся растительное вещество в количестве 1—2%. Глины темно-серые, алевроитистые, слюдистые, с многочисленными включениями обуглившегося детрита, тонкослоистые.

Раннеюрский возраст песчаниковой толщи устанавливается спорово-пыльцевыми комплексами, выделенными из прослоев аргиллитов и алевролитов (Гарецкий, Дальян и др., 1963; Виноградова и Семов, 1965). Верхняя часть толщи, возможно, имеет ааленский возраст. Песчаниковая толща нижней юры Мангышлака отвечает отложениям тонашинской свиты Горного Мангышлака. Мощность песчаниковой толщи в скв. 2 (Жагинская) составляет 315 м, в скв. 7 (мыс Песчаный) — 321 м, в скв. 92 (Жетыбай) — 207 м, в скв. 1 (Тасбулат) — 352 м, в скв. 1 (Карамандыбас) — 281 м, в скв. 5 (Узень) — 225 м. Максимальная вскрытая мощность отложений нижней юры в скв. 7 (мыс Песчаный) составляет 638 м.

Средний отдел

Отложения средней юры в пределах Горного Мангышлака ложатся согласно на породы нижней юры, а в случае их отсутствия с резко выраженным перерывом и угловым несогласием — на размытую выветрелую поверхность каратауского комплекса. В этом случае в их основании иногда прослеживаются пестроцветные песчано-глинистые породы, очень похожие на подстилающие пестроцветы тонашинской свиты, но, по данным Т. А. Ишиной (1961), несомненно имеющие более молодой возраст. Выше следуют светло-серые песчаники, перемежающиеся с серыми и темно-серыми глинами. Характерны многочисленные прослой и пласты угля, достигающие мощности 1 м и, как правило, плохо выдержанные по простираению. В подошве песчаников иногда отмечаются прослой мелкогалечных конгломератов. Галька конгломератов состоит из каратауских пород и кварца. Описываемые породы, по Т. А. Ишиной (1961), образуют третий ритм в разрезе юры Мангышлака, который она выделяет под названием джарсуйской свиты. По палеоботаническим материалам отложения джарсуйской свиты относятся к байосскому ярусу (Просвирякова, 1961а, б). Их мощность в пределах Горного Мангышлака изменяется от 120 до 160 м.

Верхняя часть разреза средней юры района хребтов Каратау сложена песчаниками зеленовато-серых и желтовато-серых тонов, содержащими в нижних частях невыдержанные прослой мелкогалечного конгломерата, состоящего из гальки каратауских пород и кварца. Отмечаются прослой и конкреции плотного сливного песчаника, достигающие 2—3 м. Выше следует переслаивание песков и песчаников с серыми

слоистыми глинами. Углистое вещество наблюдается в виде фюзенизированных пластов растительных остатков и невыдержанных пластов угля. Вверх по разрезу количество глинистых прослоев увеличивается и они начинают преобладать в разрезе. В описываемых отложениях встречается несколько горизонтов с морской фауной. Они не имеют устойчивого стратиграфического положения, а смещаются вверх и вниз по разрезу. Эту часть разреза Т. А. Ишина (1961) относит к четвертому ритму осадконакопления юры (сарыдиирменская свита). З. П. Просвирякова (1961а, б) по спорово-пыльцевым комплексам и ископаемой флоре относит ее к бату. Однако в нижних частях свиты обнаружена морская фауна байоса (Вялова, 1956). Поэтому сарыдиирменская свита охватывает, по-видимому, верхнюю часть байосского и батский ярусы. Мощность отложений сарыдиирменской свиты в районе хребтов Каратау достигает 200 м.

В ряде разрезов района хребтов Каратау, по данным Т. А. Ишиной (1961), сохранился еще один ритм осадконакопления. В нижней части он сложен пачкой песков, а в верхней — глинами серыми и темно-серыми, с горизонтальной слоистостью и отпечатками растений. В глинах отмечаются углистые прослои мощностью до 0,3 м и пласты известковистых песчаников с морской фауной. Описываемые породы выделены Т. А. Ишиной под названием кафаклинской свиты и отнесены к верхам бата. Мощность пород кафаклинской свиты достигает 35 м.

Максимальная мощность отложений средней юры в районе хребтов Каратау достигает 400 м. Однако она подвержена резким колебаниям как за счет отсутствия в ряде разрезов нижних ее горизонтов, так и за счет срезания вышележащими породами нижнего мела, причем последние в некоторых случаях (северный склон Каратаушика и южный склон Западного Каратау) полностью срезают отложения средней юры и ложатся непосредственно на каратауский комплекс пород.

К востоку от Восточного Каратау верхние горизонты средней юры обнажены в ядре Огюзской антиклинали. Здесь обнаружены песчано-глинистые породы с углистыми прослоями, отвечающие, по-видимому, сарыдиирменской и кафаклинской свитам. Отличительной чертой этого разреза, по данным С. Н. Алексейчика (1941), являются трещиноватые глинисто-известковистые конкреции, трещины которых выполнены кальцитом. Вскрытая мощность отложений средней юры здесь не выходит за пределы первой сотни метров.

На Восточном Мангышлаке, в Тумгачинской, Карашекской и Кармаинской мегантиклиналях, разрез среднеюрских отложений близок к разрезам в районах хребтов Каратау. Отличие выражается лишь в резком обеднении прослоев, содержащих ископаемую морскую фауну в верхней части разреза (сарыдиирменская свита). Напротив, количество углистого материала, как рассеянного в породе, так и в виде прослоев, здесь увеличивается. Верхние горизонты средней юры в рассматриваемых разрезах срезаются отложениями нижнего мела, и породы кафаклинской свиты повсеместно отсутствуют. Максимальная мощность отложений средней юры наблюдается в северо-западной части Тумгачинской мегантиклинали, где она достигает 400 м. Изменение мощности отложений средней юры в разрезах Восточного Мангышлака происходит в основном за счет срезания вышележащими породами нижнего мела, что приводит в ряде мест к полному выпадению средней юры из разреза.

На Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака скв. 9 вскрыла в интервале 1106—1207 м самые верхние горизонты средней юры. Они сложены глинами серыми и темно-серыми, с обилием расти-

тельных остатков и углистого материала. Отмечаются прослой серых песчаников и бурых углей. Рассматриваемые породы относятся, по-видимому, к верхней части кафаклинской свиты. Вскрытая их мощность составляет здесь 101 м.

В пределах Беке-Башкудукской мегантиклинали отложения средней юры полностью пройдены четырьмя скважинами (К-12, К-16, К-38, К-40) в наиболее приподнятой части ее свода (Карасязь-Таспасский район). В первых трех скважинах они ложатся на размытую поверхность каратауского комплекса пород, а в последней — согласно перекрывают отложения нижней юры. Они представлены в нижней части глинами серыми и темно-серыми, песчанистыми, с прослоями песчаников и глин, сильно обогащенных углистым материалом. Эта часть разреза, вероятно, отвечает джарсуйской свите района хребтов Каратау. Ее мощность достигает 360 м.

Выше в скважинах и естественных обнажениях расположены песчаники серые, плотные, с прослоями темно-серых глин. Вверх по разрезу количество прослоев глин увеличивается и они начинают преобладать. Венчаются отложения средней юры в Карасязь-Таспасском районе песками серыми, косослоистыми, с остатками стволов деревьев. Эти пески, по данным В. И. Драгунова (1955), имеют речное происхождение. В отличие от района хребтов Каратау в этой части разреза отсутствуют прослой углей, а наблюдаемые тонкие прослой углистых песчаников, по данным С. Н. Алексейчика (1941), являются не выдержанными по простирацию и быстро выклиниваются. Кроме того, наблюдаются пачки буровато-шоколадных глин. В описываемых породах найдена морская фауна верхней части байоса и бата (Алексейчик, 1941; Драгунов, 1955). Эта часть разреза, по-видимому, соответствует сарыдиирменской свите района хребтов Каратау. Ее верхние горизонты, вероятно, на значительную глубину срезаны отложениями нижнего мела и сохранившаяся мощность составляет 220 м. Общая суммарная мощность среднеюрских отложений достигает здесь 580 м.

На западном и восточном погружениях Беке-Башкудукской мегантиклинали отложения средней юры вскрыты в скважинах 1, 2, 4 и 8. Они сложены здесь песчано-глинистыми породами, обогащенными углистым материалом. В верхних частях разреза появляются наиболее молодые горизонты средней юры, представленные в основном глинистыми породами, срезанными в Карасязь-Таспасском районе отложениями нижнего мела. По-видимому, они являются аналогами кафаклинской свиты хребтов Каратау. Максимальная вскрытая мощность отложений средней юры обнаружена в скв. 8, где она составляет 580 м.

На п-ове Тюб-Караган в своде одноименной мегантиклинали отложения средней юры вскрыты несколькими скважинами в пределах Тюбеджикской и Кусайнинской антиклиналей. Они представлены песчано-глинистыми осадками, обогащенными углистым материалом. Мощность отложений средней юры на Тюбеджикской антиклинали достигает 360 м, а на Кусайникской — 425 м. В обоих случаях верхние горизонты средней юры срезаны породами нижнего мела.

Более высокие горизонты средней юры, включающие и аналоги караклинской свиты, вскрыты на северном крыле Тюбкараганской мегантиклинали на площади Каратам. Вскрытая их мощность здесь составляет 270 м. Близкий сокращенный разрез среднеюрских отложений обнаружен на площади Кызан п-ова Бузачи, где их мощность не превышает 190 м.

Значительно полнее изучены отложения средней юры на Южно-Мангышлакском плато. Они вскрыты на тех же площадях, что и описанные выше породы нижней юры (см. рис. 57). Их нижняя часть

сложена глинами серыми и темно-серыми, часто сильно опесчаненными, с прослоями алевролитов и песчаников разномерных, глинистых. Эта часть разреза характеризуется повышенной угленасыщенностью. Прослои углистых глин и угля достигают мощности 0,5—2 м. Породы имеют тонкослоистую, иногда косослоистую текстуру. В составе средней толщи преобладают песчаники.

По данным микрофаунистических и палинологических исследований возраст нижней глинистой толщи и нижней половины средней, преимущественно песчаной толщи определяется как раннебайосский. В скв. 10 (Жетыбай) на глубинах 2328—2131,5 м, Г. Г. Мартинсоном описаны байосские *Pseudocardinia kysylltalaensis* (Tschern.). В скважинах Жетыбайской и Узеньской площади Е. А. Гофман определены фораминиферы: *Lenticulina cumulata* Blank., *L. confragosa* Blank., *L. protracta* (Вогн.), *L. mironowi* Dain, *L. dainae* Косуг., *L. ex gr. centralis* (Тег.), *Darbyella kutzewi* Dain и др. Две первые формы характерны для нижнебайосских отложений Днепропетровской области, а также встречаются в нижнем байосе других районов Украины, в Астраханской области и в Калмыцкой АССР. Остальные формы характерны для байоса Европы и Восточно-Европейской платформы.

К. В. Виноградовой и А. А. Цатуровой из большого числа скважин описаны нижнебайосские спорово-пыльцевые комплексы. В их составе преобладающее положение занимают споры *Coniopteris* sp. (до 75%) и другие гладкие формы, разнообразные споры *Osmundaceae*, *Eboracia* sp., постоянно присутствуют споры *Selaginella* ex gr. *rotundiformis* К.-М., появляются споры *Gleichenia* sp. (до 2,5%). В пыльцевой части комплекса снижается содержание пыльцы гинкговых, беннеттитовых, Pinaceae.

Мощность нижней глинистой толщи колеблется от 238 м (скв. 1 Тасбулат) до 425 м (скв. 5 Узень). Мощность средней, преимущественно песчаной толщи, изменяется от 212 м (скв. 7 Мыс Песчаный) до 150 м (скв. 5 Узень).

Верхняя толща средней юры, преимущественно глинистая, содержит прослойки песчаников, алевролитов и мергелей. Глины серые, плотные, песчаные и алевролитовые, часто карбонатные. Песчаники серые и желтовато-серые, разномерные, плохо отсортированные.

Возраст верхней половины средней толщи и всей верхней глинистой толщи на основании микрофаунистических и спорово-пыльцевых исследований устанавливается как поздний байос—бат.

В скважинах площадей мыса Песчаного, Жага, Жетыбай, Карамандыбас и Узень встречены фораминиферы *Darbyella kutzewi* Dain, *Lenticulina subabatiformis* Dain, *Ammodiscus baticus* Dain, *Lamarchella* cf. *perlucens* Карт.-Тшес. и др., а в некоторых интервалах остракоды *Aequacytheridea karatauczikensis* Mand., *Perissocytheridea pseudocrassula* Kazn. и др. По заключению Е. А. Гофман и В. А. Шохина, почти все приведенные формы характерны для верхнего байоса и встречаются в Астраханской области, в Калмыцкой АССР и на Украине.

К. В. Виноградовой и А. А. Цатуровой в скважинах 7 (мыс Песчаный), 2 (Жага), 2, 5, 6, 13, 26, 42 (Узень), 10, 15, 18, 27 (Жетыбай) выделены верхнебайосские спорово-пыльцевые комплексы, отличающиеся от нижнебайосских некоторым снижением содержания спор *Coniopteris* sp., *Eboracia* sp., *Selaginella* ex gr. *rotundiformis* К.-М., спор семейства *Osmundaceae* и увеличением роли спор *Gleichenia* sp. Среди пыльцы возрастает содержание *Cupressaceae*—*Taxodiaceae*, *Classopollis* sp. Снижается участие пыльцы гинкговых, цикадовых, беннеттитовых. В скважинах 7 (мыс Песчаный), 2 (Жага), 10, 15, 27

(Жетыбай), 8 (Тенга), 2 (Карамандыбас), 5, 6, 8, 13, 42 (Узень) встречен батский спорово-пыльцевой комплекс. Его отличие от предыдущего состоит в уменьшении процентного содержания спор *Coniopteris* sp. (до 28—29%) и *Eboracia* sp. Возрастает роль спор семейств *Osmundaceae* и *Gleicheniaceae*, снижается процентное содержание спор *Dipteridaceae* и *Matoniaceae*. Пыльца голосемянных представлена пыльцой гинкговых и цикадовых (6—12%), беннеттитовых (до 1,5%), хвойных (8—12%). Аналогичный комплекс выделен в байосских отложениях Большого Балхана. Мощность верхней глинистой толщи изменяется от 190 м в скв. 2 (Жага) до 105 м в скв. 5 (Узень).

Общая мощность среднеюрских отложений в целом незначительно меняется по площади. В скв. 2 (Жага) она составляет 668 м, в скв. 7 (Мыс Песчаный) — 667 м, в скв. 1 (Тасбулат) — 606 м, в скв. 1 (Карамандыбас) — 584 м, в скв. 5 (Узень) — 680 м. Минимальная мощность средней юры 555 м отмечена в скв. 92 (Жетыбай).

Морская верхняя юра

Морские отложения верхней юры в естественных выходах на Мангышлаке имеют ограниченное распространение и подробно описаны в литературе (Семенов, 1896; Васильевский, 1908; Соколов, 1908; Андрусов, 1915; Архангельский, 1926; Алексейчик, 1941; Соколова, 1950; Савельев, 1951, 1960; Вялова, 1956).

Наибольшим распространением верхнеюрские отложения пользуются к северу от хребта Восточный Каратау, где ими сложена средняя часть крупной куэстовой гряды. Изолированные выходы верхнеюрских пород отмечены к югу от хребтов Каратау и восточнее их на периферии Огюзской антиклинали. На большей же части Горного Мангышлака морские верхнеюрские породы отсутствуют, и отложения мела ложатся непосредственно на различные горизонты средней юры. Мощность отложений верхней юры в естественных выходах не превышает 50 м.

В последние годы бурением в более погруженных в структурном отношении участках Мангышлака вскрыты многосотметровые толщи отложений верхней юры (Клычева и Никитина, 1960; Вялова и Киричкова, 1963; Кузнецова и Шлезингер, 1963; Савельев, 1963; Виноградова и Седова, 1965; Шлезингер, 1965). Из приведенной схемы (рис. 59) видно, что отложения верхней юры отсутствуют в сравнительно узких участках, связанных со сводами антиклиналей. Несколько более обширный район отсутствия пород верхней юры расположен на северо-западе п-ова Бузачи, где он приурочен к центральной части Северо-Бузачинского свода. В разрезе верхнеюрских отложений п-ова Мангышлак выделяются породы келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов, из которых два первых местами разделены на подъярусы. Достоверные отложения титона на Мангышлаке не установлены, и вопрос об их присутствии остается не решенным.

Келловей

Наиболее древние морские отложения верхней юры, относящиеся к нижнему келловейу, вскрыты скважинами на западном погружении Беке-Башкудукской мегантиклинали и обнаружены в разрезах к северу от хребта Восточный Каратау. В последних на серовато-коричневые глины средней юры без видимых следов несогласия и перерыва ложатся, по данным Е. И. Соколовой (1950), глины темно-серые и зеленовато-серые с прослоями известковистых песчаников и песчани-

стых известняков. В верхней части преобладают ржаво-бурые песчаники. В песчаниках и известняках найдена богатая и разнообразная раннекелловейская фауна брахиопод, пелеципод и аммонитов (Соколова, 1950). Среди последних встречается несколько видов *Keplerites*, характерных для бореальных провинций. Мощность отложений нижнего келловоя здесь достигает 10 м.

В скважинах к западу от колодца Беке в песках и глинах серых тонов с редкими обуглившимися растительными остатками Н. Ю. Кы-

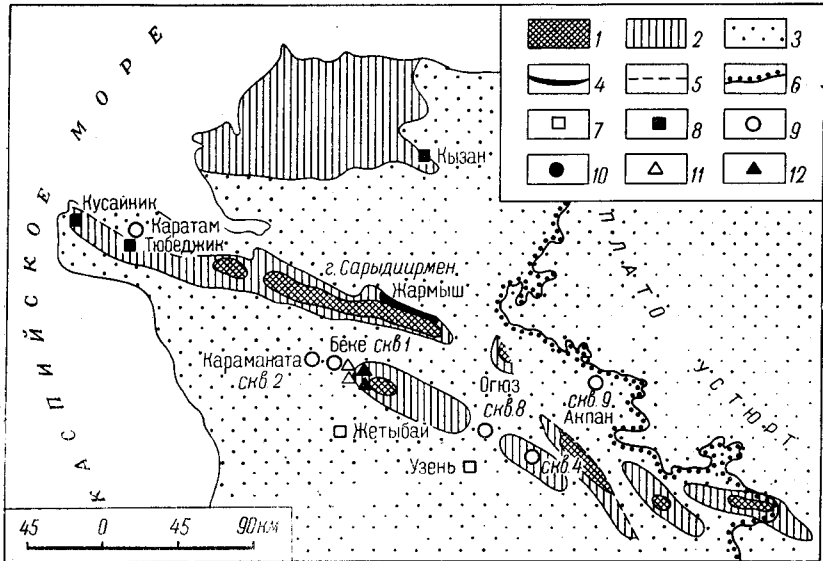


Рис. 59. Схема распространения верхнеюрских отложений Мангышлака

1 — площади выходов на поверхность доверхнеюрских отложений; 2 — площади отсутствия отложений верхней юры (залегание пород нижнего мела на доверхнеюрских отложениях); 3 — площади вероятного распространения отложений верхней юры; 4 — современные выходы на поверхность отложений верхней юры; 5 — линии разрывных нарушений, ограничивающих распространение верхнеюрских пород; 6 — чинки Устурта; 7 — площади, на которых отложения верхней юры вскрыты несколькими глубокими скважинами; 8 — скважины, в которых отложения верхней юры отсутствуют; 9 — скважины, вскрывшие отложения верхней юры; 10 — скважина, в которой отложения верхней юры отсутствуют; 11 — группа скважин, вскрывших отложения верхней юры; 12 — группа скважин, в которых отложения верхней юры отсутствуют

чевой и М. Н. Никитиной (1960) найден нижнекелловейский *Keplerites goverianus* Sow. Граница нижнекелловейских отложений с породами средней юры проводится здесь с большой долей условности по появлению ниже нее песчаных прослоев и резкому увеличению количества обуглившихся растительных остатков и детритуса, более характерных для сарыдиирменской свиты средней юры. Мощность отложений нижнего келловоя не превышает здесь 15—20 м.

Морские отложения среднего келловоя выделяются в скв. 9 Акпанской антиклинали, в скв. 2 (Караманата) западного погружения Беке-Башкудукской мегантиклинали, в разрезах района хребтов Каратау. В последних выше фаунистически охарактеризованных слоев нижнего келловоя залегают известняки синевато-серые, комковатые, сильно песчанистые, ожелезненные (Соколова, 1950). Эти породы выделяются под названием «ржавого горизонта». В них обнаружены богатые и разнообразные остатки брахиопод, кораллов, пелеципод и аммонитов среднего келловоя, списки которых приведены Е. И. Соколовой (1950). Аммониты представлены родами *Stephanoceras*, *Perisphinctes* и *Kosmo-*

ceras, широко распространенными в среднем келловее Русской платформы.

В скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата) отложения среднего келловоя представлены песчаниками серыми, мелкозернистыми и известковистыми, с вкраплениями обуглившихся растительных остатков и мелкими, плохо определяемыми раковинами пелеципод. Отмечаются прослой зеленовато-серых и темно-серых плотных карбонатных глин. В песчаниках и глинах обнаружен обильный комплекс фораминифер среднего келловоя. Для него наиболее характерны *Lenticulina cultriformis* Mjatl., *L. catascopium* (Mitjan.), *L. polonica* (Wisn.), *L. erucaeformis* (Wisn.) (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность пород среднего келловоя в разрезах района хребтов Каратау достигает 1—2 м, в скв. 9 увеличивается до 17 м, а в скв. 2 она уже составляет 36 м.

В скв. 2 (Караманата) выше фаунистически охарактеризованных слоев среднего келловоя залегает пачка глин серых, плотных, с неопределимыми отпечатками пелеципод, с прослоями серых плотных песчаников мощностью 55 м. Фораминиферы в них не обнаружены. Отнесение этих глин к среднему келловую произведено с большой долей условности, главным образом на основании их перекрытия фаунистически охарактеризованными слоями верхнего келловоя. Если считать их среднекелловейскими, то общая мощность этого подъяруса в скв. 2 составляет 91 м.

Нерасчлененные отложения нижнего и среднего келловоя выделены на восточном погружении Беке-Башкудукской мегантиклинали в скв. 8 (Сокко). Они сложены глинами серыми, иногда с зеленоватым оттенком, карбонатными, с прослоями серых песчаников и алевролитов. В описываемых породах найдены ниже-среднекелловейские аммониты, пелециподы и фораминиферы. Вышележащие слои верхней юры здесь срезаны известняками валанжина, сохранившаяся их мощность равна 56 м.

Морские отложения верхнего келловоя обнаружены в скв. 9 (Акпан), в скв. 2 (Караманата) и в разрезах района хребтов Каратау. В последних выше фаунистически охарактеризованных слоев среднего келловоя залегают серые пески и гипсоносные глины с богатыми остатками пелеципод и аммонитов (Соколова, 1950; Савельев, 1963). Среди последних обнаружены *Quenstedticeras*, *Peltoceras* и *Kosmoceras*, широко распространенные в бореальных провинциях.

В скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата) отложения верхнего келловоя представлены известняками серыми с зеленоватым оттенком, песчанистыми, с редкими раковинами пелеципод плохой сохранности. Отмечаются прослой мергелей, которые в верхней части разреза достигают значительной мощности и преобладают над известняками. В мергелистых прослоях встречен комплекс фораминифер верхнего келловоя, обильный по количеству и разнообразный по видовому составу: *Textularia depravata* (Schwag.), *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. calva* (Wisn.), *L. polonica* (Wisn.), *L. hoplites* (Wisn.), *Planularia colligata* (Bucskm.), *Fronicularia supracalloviensis* (Wisn.), *Epistomina* aff. *mosquensis* Uhlig. и др. (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений верхнего келловоя изменяется от 14 м в районе хребтов Каратау до 20 м в скв. 2 (Караманата).

Ниже морских среднекелловейских слоев в скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата) и ниже морских оксфордских осадков на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях и на северном крыле Тюбкараганской мегантиклинали (скв. 1 Каратам) залегают преимущественно бескарбонатные песчано-глинистые породы. На Акпанской антиклинали эта часть

разреза сложена зеленовато-серыми бескарбонатными сильно уплотненными глинами с прослоями серых песчаников. Мощность пачки 30 м. Ниже описываемой пачки залегают глины темно-серые и серые, с обилием обуглившись растительных остатков и прослоями бурых углей. В скв. 2 (Караманата) под морскими среднекелловейскими осадками также залегают зеленовато-серые бескарбонатные глины. Однако мощность их сокращается до 1 м. Ниже них вскрывается толща темно-серых глин с прослоями песчаников, обогащенная обуглившимся растительным материалом.

На Жетыбайской антиклинали эта часть разреза сложена темно-серыми глинами и глинистыми песчаниками с обуглившимися растительными остатками и неопределимыми отпечатками раковин пеллеципод. В скв. Г-2 на глубине 1781—1786 м, т. е. на 34 м ниже подошвы отложений оксфорда, пройдены зеленовато-серые некарбонатные глины, аналогичные зеленовато-серым глинам, вскрытым в скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата). Судя по электрокаротажным диаграммам, мощность их здесь не превышает 10 м.

В описываемой части разреза в ряде скважин обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие отнести вмещающие породы к келловее (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Граница верхнеюрских пород с отложениями средней юры в рассматриваемых случаях проходит внутри однородной сероцветной толщи угленосных пород и может быть намечена только по палинологическим исследованиям. Таким образом, карбонатные морские осадки келловее в сторону погруженных зон Южного Мангышлака замещаются сероцветными отложениями с обилием растительного, преимущественно континентального генезиса, причем вначале происходит замещение нижнего келловее, а затем более высоких его горизонтов вплоть до основания оксфорда. Пачка зеленовато-серых бескарбонатных глин, слагающая в скв. 9 (Акпан) верхнюю часть нижнего келловее, в западном направлении, по-видимому, переходит в сероцветные угленосные осадки. Наоборот, к востоку на территории плато Устюрт она увеличивается в мощности до нескольких сотен метров, охватывая весь келловей. Максимальная мощность континентальных фаций келловее обнаружена на Жетыбайской антиклинали, где она составляет около 100 м.

Возможно, преимущественно континентальные верхнеюрские образования присутствуют и в разрезах Горного Мангышлака. По данным А. Я. Архипова и К. В. Виноградовой (1962), верхняя часть толщи темно-серых угленосных глин Каратаушика мощностью 100 м, ранее всеми исследователями относимая к средней юре, имеет типичный верхнеюрский спорово-пыльцевой спектр. Ниже по разрезу аналогичные породы по палинологическим материалам относятся уже к средней юре. Угленосные отложения верхней юры здесь, несомненно, перекрываются породами нижнего мела. Возможно, что и в других районах Горного Мангышлака аналогичные породы, залегающие непосредственно под морскими карбонатными отложениями нижнего келловее, относятся еще к верхней юре и граница со средней юрой проходит внутри верхней части однообразных сероцветных образований, как и в районе хребта Каратаушик.

Оксфорд

Отложения оксфорда обнаружены во всех рассматриваемых разрезах. Вначале приведем описание оксфордских пород по скважинам, а затем уже по естественным обнажениям, так как в скважинах они наиболее полно изучены. Нижняя их граница с отложениями келловее

очень четкая и является основным маркирующим горизонтом. Особенно отчетливо она выделяется на электрокаротажных диаграммах резкой сменой сильно дифференцированных кривых ПС и КС с большими колебаниями значений ρ_k и V_{nc} , характерных для отложений келловей, на мелкозазубренных кривые с небольшими значениями ρ_k и повышенными величинами V_{nc} , отвечающими отложениям оксфорда. Однако видимых следов перерыва между указываемыми толщами нигде обнаружить не удалось. Отложения оксфорда сложены мергелями зеленовато-серыми, с раковистым изломом. Среди мергелей отмечаются прослои несколько более плотных разностей, переходящих в глинистые известняки, и менее плотных, которые можно назвать известковистыми глинами. Верхняя часть оксфорда на Жетыбайской антиклинали представлена известняком светло-серым, средней плотности, с раковистым изломом.

В мергелях и известняках обнаружены раковинки фораминифер, позволяющие выделить отложения нижнего и верхнего оксфорда (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Граница между подъярусами проходит внутри однородной толщи мергелей и улавливается только в хорошо изученных разрезах по изменению комплекса фораминифер. Находка М. И. Якуницкой и К. В. Кручинина (1960) в скв. 2 (Караманата) на глубине 999 м раковины нижеоксфордского аммонита *Cardioceras suessiformis* Sp Rath и на глубине 966 м верхнеоксфордского аммонита *Amoeboceras* cf. *alternans* (V u s h.) является подтверждением присутствия здесь двух подъярусов оксфорда. Мощность отложений нижнего оксфорда в скв. 9 (Акпан) достигает 48 м, в скв. 2 (Караманата) — 55 м, а в пределах Жетыбайской антиклинали увеличивается до 137 м. Мощность отложений верхнего оксфорда соответственно равна 45, 76 и 137 м.

В обнаженной части Горного Мангышлака наиболее полный разрез оксфордского яруса расположен в районе пос. Жармыш. Здесь на серые пески верхнего келловей или непосредственно на мергели («ржавый горизонт») среднего келловей ложатся глины коричневатозеленые, плотные, известковистые, комковатые, слабо ожелезненные, с налетами марганца. В верхней части глины приобретают слоистую структуру и визуально выделяются как пласт розовато-коричневатых тонов. Здесь же отмечаются прослои сильно уплотненных глин, переходящих в мергели. В глинах обнаружен нижеоксфордский комплекс фораминифер (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений нижнего оксфорда в пределах Горного Мангышлака достигает 6—7 м.

Выше прослеживается 0,5-метровый слой песков серовато-розовых, мелкозернистых. В его подоше прослеживаются линзовидные прослои тонкоплитчатых песчаников, в которых впервые Р. И. Вяловой (1956) найдена раковина верхнеоксфордского аммонита *Amoeboceras* cf. *alternans* (V u s h.). Пески перекрываются глинами зеленовато-серыми, известковистыми, близкими по составу к глинам нижнего оксфорда. В ней встречен комплекс фораминифер, позволяющий отнести вмещающие слои к верхнему оксфорду. Максимальная мощность отложений верхнего оксфорда в обнаженной части Горного Мангышлака достигает 13 м.

Кимеридж

Отложения кимериджа с явно выраженным перерывом перекрывают осадки оксфорда. На электрокаротажных диаграммах эта граница четко выражена резкой сменой мелкозазубренных кривых с небольшими значениями ρ_k и повышенными значениями V_{nc} , сильно диф-

ференцированными кривыми ПС и КС. Кровля оксфордских отложений так же, как его подошва, является основным маркирующим горизонтом. В разрезах скважин отложения кимериджа представлены плотными известняками с перекристаллизованными раковинами пелеципод. В основании толщи известняков в скв. 2 (Караманата) прослеживаются галька кварца и мелкие желваки фосфоритов. В известняках обнаружены многочисленные раковины фораминифер *Lenticulina* ex gr. *infra-volgensis* (Furss. et Pol.), *L. aff. münsteri* (Roem.), *Vaginulina raricosata* Furss. et Pol., *Tristix temirica* (Dain) и др., позволившие К. И. Кузнецовой отнести эти известняки к кимериджу. Кроме того, в них А. А. Савельевым (1963) определены верхнекимериджские раковины *Exogyra virgula* Goldf., а в скв. 1 (Беке) в основании известняков обнаружены *Loripes* cf. *costromensis* Gegas. и *Astarte* cf. *pontica* Psel., характерные для верхнего кимериджа. Верхняя часть толщи известняков палеонтологически не охарактеризована и граница с вышележащими породами валанжина проводится с большой долей условности по уменьшению плотности известняков и увеличению их песчаности, что приводит к значительному уменьшению кажущегося сопротивления на электрокаротажных диаграммах.

В разрезах Горного Мангышлака отложения кимериджа обнаружены в куэстовой гряде к северу от хребта Восточный Каратау. Здесь на размытую поверхность зеленовато-серых глин оксфорда ложится известняк светло-серый, плотный, песчанистый, в основании с примесью мелкой гальки и гравия*. В известняке встречаются раковины *Alectryonia* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. и др. Мощность пласта известняка 4 м.

Выше следуют глины зеленовато-серые, известковистые, слабо оже-лезненные, песчанистые. Их мощность 18 м. В известняке и нижней части глин К. И. Кузнецовой обнаружен комплекс фораминифер, аналогичный комплексу, выделенному из известняков кимериджа разрезов глубоких скважин (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Описываемые глины согласно перекрываются белым плотным мергелем, в котором, по данным Н. П. Луппова (1932), встречаются *Pholadomia gigantea* Sow., *Trigonia* sp. и аммониты нижнемелового облика. По-видимому, этот пласт уже следует относить к основанию валанжина. Мощность кимериджских отложений в Горном Мангышлаке достигает 22 м, увеличиваясь до 80 м на Жетыбайской антиклинали.

Как по керну скважин, так и в естественных обнажениях верхняя часть разреза верхнеюрских осадков Мангышлака, отнесенная нами условно к кимериджскому ярусу, фаунистическими остатками не охарактеризована.

Изучение разрезов показывает постепенный переход от фаунистически охарактеризованных слоев кимериджа к осадкам меловой системы. Никаких следов перерыва в этом интервале не обнаружено. А. А. Савельев (1963) отметил, что в разрезах скважин по западной периклинали Беке-Башкудукской мегантиклинали над отложениями кимериджа появляется пачка известняков, мергелей и глин, в которой обнаружен комплекс фораминифер и остракод. Этот комплекс не позволяет точно датировать вмещающие отложения. Однако он отличается от комплекса фораминифер и остракод подстилающих отложений кимериджа и покрывающих пород валанжина и в нем встречаются отдельные виды, характерные для волжского яруса. Поэтому не исключена возможность, что слои, залегающие между заведомо кимеридж-

* Этот слой Н. П. Лупповым (1932) и последующими исследователями относился к валанжину.

скими и валанжинскими осадками, относятся к более молодым по возрасту слоям верхней юры — к титону.

Анализ мощностей отложений верхней юры показывает их резкое увеличение в сторону наиболее погруженных зон, что связано с ростом структурных элементов в этот период времени.

УСТЮРТ

Юрские отложения на Устюрте вскрыты Северо-Устюртской опорной скважиной, а также глубокими скважинами, пробуренными близ северо-западных чинков плато (Кумтобе, скважины 1 и 3; Чагырлы, скв. 1; Сарга, скв. 1) и на границе казахской части Центрального Устюрта с Каракалпакией (скважины 1 и 2, Хоскудук). Недалеко от последней точки, но уже на территории Каракалпакии юрские породы обнаружены глубокими скважинами, пройденными на Какбахтинской и Шапахтинской антиклиналях. Кроме того, эти отложения вскрыты в пределах Каракалпакского Устюрта на Кассарминской мегантиклинали (Байтерек и Теренкудук), на Аламбек-Кабанбайском поднятии к востоку от соров Барсакельмес и Айбугире.

Юрские отложения Устюрта описывались А. М. Акрамходжаевым и др. (1962), Р. Г. Гарецким (1962), Р. Г. Гарецким, И. Б. Дальном и др. (1963), М. М. Чарыгиным, Ю. М. Васильевым и др. (1963), Р. Г. Гарецким, И. З. Котовой и А. Е. Шлезингером (1964), А. А. Ариповым, К. Курбаниязовым и С. С. Айходжаевым (1964), И. Г. Гринбергом (1964), И. Г. Гринбергом и В. Г. Сухининым (1965).

Наиболее полно освещены юрские отложения, вскрытые в соседнем с Устюртом районе Южно-Эмбенского поднятия — на площадях Тугаракчан, Туресай, Жанасу, Сарыкум и др. (Днепров, 1962). Здесь же проведено наиболее обоснованное их расчленение, особенно в Южно-Эмбенской опорной скв. 2 и Тугаракчанской опорной скв. 5 (Айзенштадт и Пинчук, 1961). Поэтому при расчленении юрских отложений Устюрта разрезы этих скважин взяты нами за опорные. Их сопоставление при помощи электрокаротажных диаграмм с разрезами юрских пород Устюрта, а также учет изученных органических остатков позволили расчленить разрезы описываемых скважин Устюрта.

В опорных скважинах Южно-Эмбенской 2 и Тугаракчанской 5 юрские отложения представлены всеми тремя отделами, нижняя юра сложена песчаниково-галечниковой свитой мощностью соответственно 136 и 77 м. Среднеюрские отложения, представленные чередующимися сероцветными углистыми, песчаными и глинистыми породами континентального и морского генезиса, подразделяются на байосский и батский ярусы, которые в свою очередь делятся каждый на две пачки. Мощность среднеюрских пород 504 м (Южная Эмба, скв. 2) и 432 м (Тугаракчан, скв. 5). Верхнеюрский отдел представлен келловейским, оксфордским и волжским ярусами. Келловей и оксфорд сложены песчано-глинистыми образованиями 124 и 122 м. В волжском ярусе выявлены две биостратиграфические зоны: *Pavlovia panderi* и *Virgatites virgatus*. Нижняя зона присутствует только в Южно-Эмбенской скв. 2 и сложена мергелями и глинистыми известняками мощностью 41 м, верхняя — мергелями и известняками мощностью 86 м.

К востоку от Тугаракчанской опорной скв. 5 пробурен ряд глубоких разведочных скважин на площадях Туресай, Жанасу, Сарыкум. Все они отличаются стратиграфической неполнотой разреза. Здесь присутствуют лишь средне- и верхнеюрские отложения. В скв. 7 (Туресай) породы средней юры несогласно залегают на образованиях нижнего карбона. Они представлены чередующимися сероцветными песчаника-

ми, алевролитами и глинами, переслаивающимися иногда с маломощными прослоями бурых углей. Кровля среднеюрских отложений рядом исследователей проводится на глубине 1758 м. Сопоставление разреза скв. 7 (Туресай) с опорными скважинами показывает, что кровлю средней юры следует проводить на глубине 1822 м.

Верхнеюрские отложения внизу представлены преимущественно глинистой толщей келловей-оксфорда, расслоенной песчаниками и алевролитами. Заканчивается разрез пачкой известняков зоны *Virgatites virgatus*, на которых, по-видимому, несогласно залегают глины неокома. Мощности среднеюрских, келловей-оксфордских и волжских отложений в скв. 7 (Туресай) соответственно составляют 423, 126 и 74 м.

Фаунистически и палинологически почти не охарактеризованные юрские образования пройдены скважинами 10 (Жанасу) и 1 (Сарыкум). В обоих случаях в основании разреза залегают базальные слои средней юры, представленные крупнозернистыми песчаниками и гравелитами. В скв. 1 (Сарыкум) среднеюрские отложения трансгрессивно налегают на породы нижней перми, а в скв. 10 (Жанасу) — нижнего карбона.

Сопоставление разрезов этих скважин с разрезами опорных показывает, что граница между породами средней и верхней юры проходит соответственно на глубинах 1335 и 1502 м. На электрокаротажной диаграмме ей соответствует изменение кажущихся удельных электрических сопротивлений и смена отрицательной аномалии кривой ПС положительной. Это изменение связано со сменой среднеюрских отложений, представленных чередованием серых, темно-серых песков, песчаников, алевролитов и глин, несколько более глинистыми верхнеюрскими, почти лишенными в отличие от первых обуглившихся растительных остатков. Верхнеюрские отложения отчетливо подразделяются на три пачки. Нижняя из них образована переслаивающимися песчаниками и глинами, в средней преобладают глинистые породы, верхняя сложена песчаниками, глинами и известняками, коррелирующимися с отложениями зоны *Virgatites virgatus*. Выше залегают глины неокома.

Мощность среднеюрских, келловей-оксфордских и волжских отложений в скв. 1 (Сарыкум) составляет соответственно 359, 125, 66 м, а в скв. 10 (Жанасу) — 349, 130, 66 м.

Хорошо сопоставимые с разрезами опорных скважин юрские отложения вскрыты в северо-западной части Северо-Устьюртского прогиба. Они здесь пройдены скважинами 1 и 3 (Кумтобе), 1 (Чагырлы) и вскрыты скв. 1 (Сарга). На породах пермотриаса в скважинах 1 и 3 (Кумтобе) несогласно залегают среднеюрские образования, представленные переслаивающимися серыми и темно-серыми углистыми глинами, полимиктовыми серыми алевролитами и песчаниками с большим количеством обуглившихся растительных остатков и прослоями бурых углей. В скв. 1 они вскрыты в интервале глубин 2348—2639 м, а в скв. 3 — в интервале 2407—2720 м.

Из различных глубин указанных интервалов обеих скважин С. Н. Наумовой получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором среди папоротников преобладают *Coniopteris* sp., *Osmunda jurassica* К.-М., *Lycopodium subrotundum* К.-М., *Cibotium corniculatum* Bolkh., среди хвойных — *Podocarpus lunata* Bolkh., *Pseudopinus cavernosa* Bolkh., *P. pectinella* (Mal.) Bolkh., а среди пыльцы цикадовых — *Bennettites medius* Bolkh., *Ginkgo typica* Naum. Этот комплекс спор и пыльцы говорит о среднеюрском, скорее всего батском возрасте вмещающих пород. Мощность отложений средней юры в Кумтобе составляет 291 м (скв. 1) и 363 м (скв. 3).

Согласно на образованиях средней юры залегают келловей-оксфордские породы, вскрытые скв. 1 (Кумтобе) в интервале 2211—2348 м, а скв. 3 — 2272—2407 м. Насколько можно судить по промыслово-геофизическим данным, в разрезе келловей-оксфорда, как и в средней юре, содержится несколько больше песчаных разностей, чем в опорных скважинах и на юго-западном погружении Южно-Эмбенского поднятия. В нижней части толщи (келловей) Э. А. Копытовой установлены спорово-пыльцевые комплексы. В скв. 3 в 32 м выше кровли средней юры (интервал 2372—2375 м) и в скв. 1 (интервал 2300—2305 м) в составе комплекса преобладает пыльца *Brachyphyllum*, составляющая 64,5—86,6% от всех спор и пыльцы, что указывает на позднеюрский возраст вмещающих пород. На электрокаротажной диаграмме скв. 1 к границе отложений верхней и средней юры приурочен некоторый скачок значений КС. Мощность келловей-оксфордских отложений составляет 135 м в скв. 3 и 137 м в скв. 1.

Выше, на глубинах 2073—2211 м (скв. 1) и 2131—2272 м (скв. 3), залегают образования волжского яруса. Зона *Pavlovia panderi* представлена плотными зеленовато-серыми карбонатными глинами, серыми мергелями и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, а зона *Virgatites virgatus* сложена мергелисто-известковистой толщей. Мощность волжских пород 138—141 м. С размывом выше залегают породы неосома.

Разрез, вскрытый скв. 1 (Сарга), отличается более глинистым составом отложений средней юры (интервал 2521—2762 м) и келловей-оксфорда (2384—2521 м). Скважина при забое 2762 м не вышла из отложений средней юры, пройдя в них 241 м. Залегающие выше породы зоны *Pavlovia panderi* представлены глинистыми известняками, а зона *Virgatites virgatus* — более чистыми их разностями. В кровле юры имеется прослой ангидрита. Мощность отложений келловей-оксфорда и волжского яруса в этой скважине соответственно составляет 137 и 140 м.

Несколько иные разрезы юры вскрыты скв. 1 (Чагырлы) и Северо-Устюртской опорной скважиной.

Кровля юрских отложений в скв. 1 (Чагырлы) четко отбивается на глубине 2062 м. Охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами породы залегают в интервале 2295—2501 м. В комплексах преобладают споры папоротникообразных, среди которых доминируют *Coniopteris* sp. и *Hausmannia* sp., присутствуют споры *Selaginella ratundiiformis* М.-К. (определения М. И. Богачевой). Эти комплексы позволяют датировать возраст вмещающих пород средней юрой. Отложения представлены светло-серыми, темно-серыми, часто с буроватым оттенком, углистыми глинами, полимиктовыми алевролитами и песчаниками. Во всех породах встречаются обуглившиеся растительные остатки.

Подшошва юрских отложений отбивается на глубине 2602 м. Заведомо к пермотриасу относятся породы, поднятые с глубины 2795 м и представленные плотными коричневыми глинами. Этот возраст приписывается зеленовато-серому уплотненному песчанику с глубины 2770 м. Кровля средней юры, согласно предварительной увязке разреза Чагырлицкой скважины с соседними, находится в интервале 2257—2282 м. Келловей-оксфордские отложения представлены также песчано-глинистыми породами, а заканчивается разрез пачкой глинистых известняков, отчетливо сопоставляемых с зоной *Virgatites virgatus*.

В Северо-Устюртской опорной скважине средне-верхнеюрские отложения* вскрыты в интервале глубин 1815—2289 м. Здесь на поро-

* Нижнеюрские отложения Северо-Устюртской опорной скважины описаны вместе с верхнетриасовыми в специальном разделе (см. стр. 319).

дах нижней юры — верхнего триаса резко несогласно залегают среднеюрские образования. В их основании расположен базальный пласт, представленный средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками с гравием кварца и темноцветных эффузивных пород.

Выше, вплоть до глубины 1987 м, залегает сероцветная толща чередующихся глин (52—62%), песчаников и песков (22—36%) и алевролитов (до 16%). Глины серые, темно-серые, плотные, нередко углистые, гидрослюдистые, слоистые, с редкими прослоями светло-бурого сидерита и включениями пирита. Пески и песчаники серые, мелкозернистые, реже среднезернистые, полимиктовые (слабо окатанные и угловатые обломки представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, хлоритами, эффузивными породами и др.), с глинисто-гидрослюдистым цементом. Алевролиты серые, глинистые, тонкослоистые, их обломочный материал состоит из кварца, полевых шпатов, кремнистых пород и др. Вся толща содержит большое количество обуглившихся растительных остатков, а иногда и плохо сохранившиеся отпечатки листьев.

На основании спорово-пыльцевых определений, а также некоторых различий в электрокаротажной характеристике всю толщу можно подразделить на нижнебатский (2068—2289 м) и верхнебатский (1987—2068 м) подъярусы. И. Г. Гринберг и В. Г. Сухинин (1965) границу между этими подъярусами проводят на глубине 2107 м.

Среднеюрский возраст описанных пород подтвержден определениями отпечатков листьев, проведенными В. А. Вахрамеевым из глубин 2022, 2067, 2151 и 2168 м. Им определены *Equisetites* ex gr. *ferganaensis* Sew., *Coniopteris* cf. *furssenkoi* Рун., *C. sp.*, *Cladophlebis* sp. и *Podozamites* cf. *lanceolatus* L. et Н. Кроме этих форм, А. И. Киричковой определены *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Phoenicopsis angustifolius* Heer, *Radicites* sp., *Podozamites angustifolius* Heer (Гринберг и Сухинин, 1965).

С. Н. Наумовой из пород различных интервалов глубин 2071—2270 м получен комплекс, в котором преобладают споры папоротников *Coniopteris* sp., *Osmunda jurassica* К.-М. и плауновых *Lycopodium subrotundum* К.-М. В незначительном количестве встречается пыльца хвойных: *Classopollis* sp. (*Brachyphyllum* sp.), *Podocarpus andiniformis* Volkh., *P. enodata* Volkh. и др. Этот комплекс спор и пыльцы говорит о раннебатском возрасте вмещающих пород. К такому же мнению о возрасте этой толщи пришла палинолог М. С. Станичникова, выделившая отсюда довольно богатые комплексы спор и пыльцы (Гринберг и Сухинин, 1965).

Из верхней части батского яруса (глубина 2026 м) С. Н. Наумовой получен несколько иной спорово-пыльцевой комплекс, в котором значительно больше содержится пыльцы *Classopollis* sp. (*Brachyphyllum* sp.), но также достаточно много спор папоротников *Osmunda jurassica* К.-М., *Coniopteris* sp., *Cibotium junctum* К.-М., *Onychiopsis elongata* (Couler) Vokouata и др. Пыльца хвойных с воздушными мешками встречена в незначительном количестве и представлена видами *Podocarpus andiniformis* Volkh., *P. enodata* Volkh., *Paleoconiferus asaccatus* Volkh. Из гинкговых преобладают *Ginkgo mutabila* (Naum.) Volkh.

Мощность отложений нижнего бата равна 221 м, пород верхнего бата — 81 м, общая мощность среднеюрских отложений 302 м.

В Северо-Устьюртской опорной скважине в интервале глубин 1861—1987 м по литологическому составу и каротажным диаграммам выделяется толща, сложенная чередующимися глинами, алевролитами и реже песчаниками и песками.

Глины серовато-зеленые с фиолетовыми разводами, иногда темно-бурые, алевролитистые, гидрослюдистые, плотные, отдельные разности с оскольчатым изломом, с включениями мелких обуглившихся растительных остатков пирита. Алевролиты зеленовато-серые, иногда бурые, глинистые, слюдястые, с растительным детритусом, обломочный материал состоит из кварца, полевых шпатов, кремнистых агрегатов, слюд и хлорита. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, карбонатные, полимиктовые (зерна и обломки кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых пород, известняков, слюд и хлорита), цемент базального типа.

Из пород на глубине 1880, 1914 и 1967 м описанной толщи С. Н. Наумовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором резко преобладает пыльца хвойных *Classopollis* sp. (*Brachyphyllum* sp.), что характерно для верхнеюрских отложений. Стратиграфическое их положение ниже волжских слоев позволяет отнести эту часть пород верхней юры к келловей-оксфорду. Их мощность 126 м.

Венчается разрез юры в Северо-Устьюртской опорной скважине толщей известняков (1815—1861 м), с размывом залегающих на породах келловей-оксфорда. В самых низах толщи выделяется пачка глин с прослоями песчаников и алевролитов общей мощностью 6 м. Глины темно-серые, зеленоватые. Алевролиты бурые, глинистые, крепкие, с раковистым изломом, с включениями растительного детрита и обломков раковин, с галмой фосфорита. Песчаники темно-бурые, разнозернистые, известковистые, крепкие, в основной массе сложены обломками кварца; полевых шпатов и хорошо окатанных фосфатов.

Остальная часть толщи (40 м) представлена известняками светло-серыми, иногда буроватыми, тонкозернистыми, глинистыми, крепкими, изредка с прослоями мергелей и тонкими прожилками белого кальцита, с обломками раковин.

В целом толща четко выделяется на электрокаротажной диаграмме увеличением значений КС (до 25 ом·м).

А. А. Савельевым из этой толщи определены *Virgatites* cf. *virgatus* (Buch.), *Rhynchonella* sp. indet., *Aucella* sp. indet., *Exogyra* cf. *bruntrutana* Thurm., *Lucina* cf. *subatriata* Roem., *Camptonectes zenarius* (Eichw.), *Astarte* sp., говорящие о принадлежности известняков к зоне *Virgatites virgatus* волжского яруса. П. Т. Рыгиной из интервала глубин 1819—1843 м определены фораминиферы волжского яруса: *Palaeocytheridea reniformis* Lub., *P. parva* Lub., *Cytherella nota* Lüb., *Lenticulina* sp., *Cristellaria* ex gr. *infravolgaensis* Furss., *C.* ex gr. *wisniewakii* Mjatl. Мощность отложений волжского яруса равна 46 м.

Палинологически охарактеризованные и достаточно хорошо сопоставимые с разрезами Южно-Эмбенской и Тугаракчанской опорных скважин юрские отложения вскрыты на Хоскудукской, Шахпахтинской и Кахбахтинской антиклиналях. В них принимают участие все три отдела юрской системы.

Нижнеюрские отложения в скв. 1 (Шахпахты) пройдены в интервале 2468—2595 м, а в скв. 1 (Хоскудук) — 1801—1880 м. Они представлены сероцветной песчаной толщей, содержащей прослой и пачки сильно уплотненных серых и темно-серых глин. На электрокаротажных диаграммах нижняя юра выделяется невысокими (до 20 ом·м) значениями КС и четкой отрицательной аномалией ПС. В скв. 1 (Шахпахты) из пород с глубины 2569 м И. З. Котовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором основное место занимает пыльца *Classopollis* sp. (27%), *Bennettitales* (15%) и *Ginkgoales*—*Cycadales* (11%). В небольшом количестве присутствует пыльца *Araucariaceae* (2,5%), *Pinaceae*

(3,5%). В составе спор: *Osmundaceae* (5%), *Marattisporites scabratus* Couper (8,5%), *Coniopteris* sp. (8,5%), *Tripartina variabilis* Mal. (9%), *Camptotriletes anagramensis* K.-M. (4%), *Klukisporites variegatus* Couper (2,5%), *Leiotriletes incertus* Bolkh. (1,5%). Этот спорово-пыльцевой комплекс характерен для нижнеюрских отложений и очень сходен с комплексами, выделенными О. П. Ярошенко из отложений тоара Северного Кавказа и К. Е. Аристовой из нижнеюрских пород Восточно-Илийской впадины.

Породы нижней юры трансгрессивно налегают на нижнетриасовые образования и согласно перекрываются среднеюрскими. Мощность отложений нижней юры колеблется от 79 м в скв. 1 (Хоскудук) до 127 м в скв. 1 (Шахпахты).

Среднеюрские отложения скв. 1 (Шахпахты) прошла в интервале 1998—2468 м, а скв. 1 (Хоскудук) — 1455—1801 м. Они представлены сероцветными песчаниками, алевролитами и углистыми глинами. На электрокаротажных диаграммах отложения характеризуются несколько повышенными значениями КС (свыше 25 ом·м) и расчлененной кривой ПС. Породы охарактеризованы в основном спорово-пыльцевыми комплексами (И. З. Котова, Л. С. Поземова, Л. О. Тарасова).

В этих комплексах преобладают споры рода *Coniopteris* (до 65%), содержится значительное количество спор семейства *Osmundaceae* (до 11%). Кроме того, присутствуют споры *Selaginella rotundiformis* K.-M., *Cibotium* sp., *Tripartina variabilis* Mal., *Matonisporites phlebopteroides* Couper, *Camptotriletes anagramensis* K.-M. Пыльца *Classopollis* sp. составляет всего первые единицы процента, немногочисленна пыльца *Ginkgoales—Cycadales*, *Pinaceae*, *Podocarpaceae* и *Caytonia*. Лишь в интервале 2060—2062 м в скв. 1 (Шахпахты) В. В. Кутузовой определена батская *Astarte minima* Phil.

Мощности среднеюрских отложений составляют 346 м в скв. 1 (Хоскудук) и 470 м в скв. 1 (Шахпахты).

Верхняя юра (1563—1998 м в скв. 1 — Шахпахты и 1128—1455 м в скв. 1 — Хоскудук) сложена сероцветными, преимущественно алевролитоглинистыми породами с прослоями и пачками песчаников. Венчается разрез юры пачкой известняков, замещающихся по простиранию песчаниками. На электрокаротажных диаграммах верхнеюрские отложения выделяются относительно низкими значениями КС и в целом положительной аномалией ПС.

К. И. Кузнецова в керне из глубин 1824—1826 м в скв. 1 (Шахпахты) определила *Haplophragmoides* aff. *infracretaceus* Da in, предположительно свидетельствующую о келловейском возрасте вмещающих пород. В. В. Кутузовой в интервале 1761—1761,5 м скв. 1 (Шахпахты) определена *Melearginella* cf. *subechinata* Nah, К. И. Кузнецовой — *Lenticulina* aff. *semiexpleta* (Schwag.) и *L.* sp., а в интервале 1763—1763,3 м Г. Холодиной — *Spirophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Turrispirillina* sp., *Fronicularia* sp. Этот комплекс фораминифер позволяет предполагать оксфордский возраст пород. Отсюда же установлены верхнеюрские спорово-пыльцевые комплексы, в которых абсолютно преобладает пыльца *Classopollis* sp. (*Brachyphyllum* sp.) — до 51—98% (И. З. Котова). Мощность отложений верхней юры составляет 327 м в скв. 1 (Хоскудук) и 435 м (Шахпахты).

Скважины 1 и 2 (Какбахты) вскрыли сокращенный разрез юры, представленный пачкой среднеюрских песчаников (32 м) и преимущественно алевролитоглинистой толщей верхнеюрских пород (300 м). Отложения охарактеризованы аналогичными вышеописанным спорово-пыльцевыми комплексами.

Общий обзор

Время накопления отложений юрской системы в Западном Казахстане разделяется на три этапа, в общих чертах отвечающие ранней, средней и поздней юре.

В раннеюрское время в Прикаспийской впадине Русской платформы, а также в северной части Туранской плиты — по южной периферии Мугоджар, на Чушкакольской мегантиклинали и Северном Устурте — продолжали накапливаться терригенно-глинистые отложения, неразрывно связанные с породами верхов триаса и составляющие с ними единую толщу, которая в Прикаспийской впадине именуется аралсорской свитой (Шалая, 1965), а в северной части Туранской плиты — гомологичной ей чушкакульской серией верхнего триаса — нижней юры (Гарецкий, 1959, 1962; Гарецкий и др., 1963)*.

Однако существует принципиальная разница в залегании этих толщ. В Прикаспийской впадине рэт-лейасовая аралсорская свита залегает согласно на нижнетриасовых отложениях платформенного чехла. Наблюдаемое в ее основании эрозионное несогласие, по-видимому, не сопровождается значительным угловым. Угловые несогласия иногда отмечаются лишь в зонах контактов ее отложений с соляными массивами куполов, но определяются они не региональными причинами, а локальными проявлениями соляной тектоники. На междуречье Урала и Волги, где наиболее полный разрез этой свиты вскрыт Аралсорской сверхглубокой скважиной в интервале 2645—3260 м, ее отложения залегают практически горизонтально. По данным сейсморазведки МРНП (Рябинкин и др., 1964), в районе этой скважины наиболее спокойно построена верхняя (до глубины 4—4,5 км) часть разреза надсолевых отложений, в состав которой входит и аралсорская свита.

В отличие от аралсорской свиты отложения чушкакульской серии в северной части Туранской плиты лежат с резким угловым несогласием на складчатом палеозойском фундаменте, представляя собой формацию начальной стадии развития платформенного чехла (Гарецкий, 1962).

Опускания начального этапа формирования эпипалеозойской платформы, примыкающей с юго-востока к Прикаспийской впадине, захватили и последнюю с образованием общего интенсивно погружающегося бассейна седиментации, в результате чего на генетически различных основаниях накопились формационно однотипные отложения. Это обстоятельство, во многом обусловленное экзогенным положением Прикаспийской впадины (Журавлев, 1964), подчеркивает тесную зависимость окраинных районов древних платформ от смежных с ними тектонически более молодых геоструктурных элементов.

Сероцветные терригенно-глинистые отложения аралсорской свиты и чушкакульской серии являются типичными континентальными осадками аллювиально-озерной равнины с теплым влажным климатом.

В среднеюрское время только на западе Западного Казахстана, в пределах современной Прикаспийской низменности (исключая район Южной Эмбы), существовал морской бассейн нормальной солености. Ему предшествовала здесь аллювиальная равнина, в пределы которой море вторглось в позднем байосе. Состав среднеюрской фауны свидетельствует о связи Прикаспийского морского бассейна с Днепровско-Донецким и Северо-Кавказским. Максимум трансгрессии приходится

* Описание аралсорской свиты и чушкакольской серии дано в конце раздела, посвященного характеристике триасовых отложений Западного Казахстана.

на конец байоса, осадки которого (пачки II и III разреза среднеюрских отложений Прикаспийской низменности) наиболее широко распространены и залегают трансгрессивно.

В остальной, большей части Западного Казахстана накапливались сероцветные, в основном континентальные и, как правило, угленосные отложения. Обилие растительных остатков наложило определенный отпечаток на фации среднеюрских осадков, обусловив преобладание восстановительных условий, малую их карбонатность и почти повсеместное присутствие углистого материала. В континентальных водоемах накапливались преимущественно сероцветные богатые органическим веществом бескарбонатные илы глинистого или алевроитового состава, нередко очень однообразные в большом интервале мощности. Ближе к берегам водоемов в этих илах постоянно появляются более или менее мощные прослои автохтонных углей, представляющие собой остатки некогда существовавших полос болотной растительности.

Менее распространены осадки мелководной окислительной фации озерных водоемов, представленные бескарбонатными красными и пестроцветными глинами с обильными выделениями окислов железа в виде сингенетических прослоев плотного или бобового гидрогетита, а также в виде диагенетических конкреций, желваков и жеод (некоторые участки развития романкульской свиты в бассейне р. Орь, а также тонашинской свиты низов континентальной юры Мангышлака).

Некоторая часть среднеюрских осадков Прикаспийской впадины имеет прибрежно-морское происхождение, о чем свидетельствуют находки отпечатков псевдомонотисов, раковин *Lingula* sp. и других эвригалинных и крайне мелководных форм в районе Южной Эмбы, Прикаспийской низменности (Индер, Шалкар и др.), на Подуральском плато (Шубаркудук), а также находки морских шизодонтных пелелипод в Актюбинском Приуралье (Яйсанское и Шибаетовское буроугольные месторождения). Находки этой фауны показывают, что временами воды среднеюрского моря проникали очень далеко на восток, вплоть до бассейна современной р. Илек.

Однако большая часть среднеюрских отложений накапливалась в континентальных условиях, в пределах прибрежной заболоченной низменности с пресными озерными водоемами. Об этом говорят прослои автохтонных углей и крупные отпечатки наземной флоры, обнаруженные во многих разрезах, а также находки пресноводных пелелипод *Pseudocardina* и др.

Никаких границ между морскими и континентальными слоями в толще среднеюрских отложений Прикаспийской впадины провести нельзя. Базальных галечников и вообще следов морской абразии внутри нее не наблюдается. Это можно объяснить тем, что низменная прибрежная равнина на западе граничила с очень мелким морем, подобным современному Северному Каспию, в котором ничтожная глубина препятствовала образованию волн. Четкой и устойчивой береговой линии не существовало. В те моменты, когда прогибание области обгоняло накопление осадков, море далеко проникало на восток, скорее всего не сплошным фронтом, а заливами по наиболее пониженным участкам. По мере заполнения этих понижений осадками береговая линия столь же нечувствительно отодвигалась на запад.

В позднеюрское время все низменные площади, служившие перед тем ареной накопления угленосных толщ, погрузились под уровень моря. Его береговая линия повсеместно достигала подножия области, охваченной палеозойской складчатостью, и поэтому была устойчивой и четкой. В морских осадках появляются глауконит, фосфориты и разнообразная стеногалинная фауна — свидетели нормального океани-

ческого солевого режима. Глубина морского бассейна оставалась небольшой, но достаточной для развития волнения и донных течений. Эти движения водных масс обуславливали подводный размыв участков дна над поднимавшимися соляными куполами и антиклиналями, вследствие чего на этих локальных структурах мы теперь наблюдаем сокращенные по мощности разрезы верхней юры с многочисленными перерывами и следами перемывания осадков.

Фашии морских отложений Актюбинского Приуралья и Прикаспийской впадины от келловея до кимериджа повсеместно являются мелководными, песчано-глинисто-карбонатными, реже фосфатно-глауконитовыми. Максимум трансгрессии здесь приходится на волжский ярус, точнее на время накопления отложений зоны *Virgatites virgatus*. Береговая линия в это время переместилась не очень значительно, но море стало более глубоким и почти на всем его пространстве, за исключением узкой прибрежной полосы, ниже предела волнений накапливались весьма однородные глинисто-мергелистые осадки.

После века *Virgatites virgatus*, а местами, может быть, после века *Epirvgatites nikitini* северная часть территории Западного Казахстана вышла из-под уровня моря и подверглась размыву.

Верхнеюрская история развития южной части территории Западного Казахстана — Мангышлака, Северного Устюрта, Примугоджарья и Северного Приаралья — изучена гораздо слабее. Однако известно, что на п-ове Мангышлак в келловее, оксфорде и кимеридже накапливались песчано-глинистые и карбонатные мелководные осадки. Волжскому ярусу здесь, возможно, отвечают глины, залегающие между достоверными слоями кимериджа и валанжина. Данные о фашиальном облике верхнеюрских отложений Северного Устюрта и южной периферии Мугоджар весьма ограничены, однако известно, что на Северном Устюрте морская верхняя юра сложена известняково-глинистыми породами с прослоями и пачками алевролитов и песчаников, а на п-ове Куланды — мергелями с прослоями алевролитов и песчаников. Эти породы накапливались, по-видимому, в возрастном интервале от оксфорда до волжского яруса включительно.

В стратиграфии юрских отложений Западного Казахстана существует еще много неразрешенных вопросов. Прежде всего необходимо указать на неопределенность положения их нижней границы, которая в Прикаспийской впадине, а также на южной периферии Мугоджар, на Шошкакольской мегантиклинали и Северном Устюрте проходит внутри единой аралсорской свиты и гомологичной ей чушкакульской серии. Над последней на п-ове Куланды, в южной части Шошкакольской мегантиклинали и на Северном Устюрте с несогласием залегают континентальные отложения средней юры. Более неопределенными представляются соотношения вышележащих слоев с аралсорской свитой в Прикаспийской впадине. Здесь в основании среднеюрских угленосных пород практически повсеместно прослеживаются песчаные или песчано-галечниковые отложения, которые принято считать нижнеюрскими, лейасовыми (Актюбинское Приуралье, Подуральское плато, Южная Эмба) или среднеюрскими, байосскими (Прикаспийская низменность).

При отнесении песчано-галечниковой толщи промыслового района Южной Эмбы к лейасу Г. Е.-А. Айзенштадт (1951) опирался лишь на очень малоубедительные определения спорово-пыльцевых комплексов из ее пород, выполненные В. С. Малявкиной. Из этих определений следует лишь, что отложения песчано-галечниковой толщи содержат спорово-пыльцевые комплексы, более древние, чем вышележащие породы байоса и бата. Намеченная В. С. Малявкиной последователь-

ность смены спорово-пыльцевых комплексов не подтверждена фаунистическими данными и поэтому истинное возрастное положение толщ, выделенных в составе угленосных юрских отложений, не определено достаточно уверенно. Разное понимание спорово-пыльцевых комплексов, определенных либо в естественной, либо в искусственной классификациях в разных районах Прикаспийской впадины и ее обрамления, дало широкую возможность для трактовки возраста базальных слоев континентальной юры — от лейасового (в районе Южной Эмбы по схеме Г. Е.-А. Айзенштадта) до верхнебайосского (в Волгоградском правобережье по схеме А. И. Сарычевой).

Между тем исследователям степных пространств Западного Казахстана еще предстоит решить вопрос о наличии в их пределах отложения ааленского яруса, который, согласно решениям Всесоюзного совещания по унификации стратиграфических схем мезозоя Европейской части СССР (1954), отнесен к средней юре. Пока они нигде достоверно не установлены. По южной периферии Мугоджар, на Чушкакольской мегантиклинали и Северном Устюрте на ааленский век может падать перерыв в осадконакоплении. В Прикаспийской впадине именно ему может отвечать этап накопления базальных слоев континентальной юры. Для Южной Эмбы еще следует уточнить: действительно ли упомянутые слои являются лейасовыми, как это принимает Г. Е.-А. Айзенштадт.

Если это так, то мы должны признать, что в этом и, возможно, в других районах Прикаспийской впадины между отложениями лейаса и байоса, а также внутри лейаса (между базальными слоями континентальной юры и аралсорской свиты) были два крупных региональных перерыва, причем первый из упомянутых охватывал весь ааленский ярус. Однако внутри единой, ритмично построенной толщи континентальной юры следов такого перерыва нет. Поскольку его не существует, то отложения, описываемые Г. Е.-А. Айзенштадтом и другими исследователями под названием «нижнеюрских», по-видимому, правильнее считать ааленским ярусом средней юры. Последнее тем более вероятно, что в подошве их, между ними и отложениями лейаса, входящими в состав аралсорской свиты и ее аналогов, или триаса действительно имеется крупный перерыв. В районе Южной Эмбы базальные слои континентальной юры на куполах и в межкупольных депрессиях обычно залегают с угловым несогласием на породах триаса и на вероятных аналогах аралсорской свиты. В пределах между речья Урала и Волги по ряду сейсмических профилей МОВ установлено, что отвечающий подошве угленосной юры V отражающий горизонт в ряде случаев срезает отражающие горизонты К и К₁, которые прослеживаются в подстилающих отложениях триаса.

Принимая как наиболее вероятный ааленский возраст базальных слоев континентальной юры, мы должны учитывать, что их нижняя возрастная граница может быть скользящей, разной в различных районах обширной Прикаспийской впадины, и местами подниматься до байоса.

В Прикаспийской низменности морские отложения средней юры по фауне аммонитов и фораминифер стратифицируются достаточно уверенно. Стратиграфическое расчленение угленосной юры остальных районов Западного Казахстана основано лишь на результатах изучения остатков флоры. Между тем ни различия отдельных палеофлористических провинций, ни история изменения характера юрской растительности во времени для Западного Казахстана пока достаточно не изучены. Несомненно, что юрская флора этой территории отличалась большим своеобразием, причем вертикальные границы существования

отдельных видов здесь были иными, чем в Средней Азии и Сибири, и, вероятно, несколько различными в разных районах. Это обстоятельство не позволяет уверенно устанавливать возраст упомянутых отложений и точно сопоставлять между собой их разрезы. Не говоря уже о спорности выделения в их составе лейаса, необходимо отметить, что разделение континентальных отложений юры на породы байоса и бата носит пока условный характер и в разных районах Западного Казахстана проводится, вероятно, не на одном и том же стратиграфическом уровне.

Верхняя граница континентальных отложений юры, подобно их нижней границе, в Западном Казахстане является скользящей. На востоке, в Актюбинском Приуралье, морская серия верхней юры начинается средним келловеем и поэтому иногда считают, что верхняя часть нижележащих угленосных слоев имеет здесь раннекелловейский возраст. Однако последняя точка зрения вряд ли справедлива, так как установлено, что в бассейне р. Илек средний келловей лежит на угленосных слоях с размывом, и надо полагать, что континентальные отложения нижнего келловоя, если таковые и были, уничтожены при трансгрессии верхнеюрского моря.

Западнее, в пределах Подуральского плато, в основании морской верхней юры также распространены породы среднего келловоя и только в районе Южной Эмбы, а также на Мангышлаке морские отложения нижнего келловоя в ряде пунктов залегают с размывом на породах континентальной юры, определяя тем самым возможное положение верхней границы последних.

В Прикаспийской низменности морские отложения нижнего келловоя перекрывают морские слои бата.

Напротив, по южной периферии Мугуджар и на Северном Устье верхней граница континентальных юрских отложений поднимается выше — континентальными здесь являются и породы келловоя, на которых лежат морские слои оксфорда.

Таким образом, морская серия верхней юры в Западном Казахстане начинается нижним келловеем. Заканчивается она обычно отложениями волжского яруса, которые только на Мангышлаке выделяются до некоторой степени условно над достоверными слоями кимериджа. Наиболее верхними слоями морской верхней юры Западного Казахстана являются отложения зоны *Virgatites virgatus* волжского яруса. Отложения зоны *Epiovirgatites nikitini* того же яруса с той или иной степенью достоверности установлены только на южной (на куполе Саргамыс) и северной (на куполах Утектау, Кароба, Акоба и Озинки) окраинах Прикаспийской впадины.

Разрезы морских верхнеюрских отложений Западного Казахстана почти никогда не бывают полными. То одни, то другие их зоны и даже ярусы в силу местных тектонических причин из разреза выпадают. Особенно широко распространено несогласие в основании волжского яруса, который на куполах Прикаспийской впадины нередко лежит на самых различных горизонтах более древних слоев.

Ближайшей задачей изучения стратиграфии юрских отложений должна быть разработка общей схемы корреляции их континентальных и прибрежно-морских фаций для всей территории Западного Казахстана. Как соответствуют друг другу местные свиты Орь-Илекской возвышенности, Актюбинского Приуралья, Подуральского плато, промыслового района Южной Эмбы, Прикаспийской низменности и Мангышлака, мы пока не знаем и составить единую таблицу их сопоставления не можем, хотя уже теперь возможность такой корреляции

между разрезами континентальных отложений юры смежных районов Западного Казахстана намечается.

Морские верхнеюрские отложения Прикаспийской впадины и Мангышлака несомненно заслуживают более детального палеонтолого-стратиграфического изучения. Анализ богатой фауны разрезов верхней юры Прикаспийской впадины, особенно более древних, чем волжский ярус горизонтов, с одной стороны, позволил бы уточнить возраст последних, а с другой стороны, несомненно, способствовал бы решению ряда общих вопросов стратиграфии верхней юры Русской плиты.

Необходимость дополнительного изучения стратиграфии юрских отложений Западного Казахстана в значительной мере определяется еще и тем, что с ними связаны такие полезные ископаемые, как нефть и бурый уголь. Нефть среднеюрской («доссорской») свиты ранее была основным источником нефтяных богатств Западного Казахстана. Теперь в валовой добыче ведущая роль перешла к нефти из ниже- и вышележащих горизонтов триаса и нижнего мела, но все же почти на каждом месторождении Южной Эмбы по-прежнему разрабатываются и юрские горизонты, приуроченные к разным частям разреза континентальных отложений юры.

В континентальных фациях юры Западного Казахстана очень распространены бурые угли. Нет почти ни одного крупного обнажения и ни одного искусственного разреза соответствующих фаций в бассейнах рек Орь и Илек, Прикаспийской впадины или Мангышлака, в которых не отмечались бы прослой и линзы бурого угля. Суммарные геологические запасы бурых углей здесь грандиозны, но сами угли, к сожалению, не представляют собой ценного топлива — они сернисты, зольны и малокалорийны, причем большая часть их прослоев имеет нерабочую мощность. Поэтому даже крупные их месторождения, выявленные в бассейнах рек Орь (Анастасьевское), Илек (Яйсанское, Аксуйское, Актюбинское, Алгинское и др.) и в Прикаспийской впадине (Шубаркудукское, Жолдыбайское, Макатское и др.), не эксплуатируются.

Бескарбонатные глины континентальных отложений юры во многих местах являются хорошими огнеупорами и разведаны в районе г. Актюбинска.

В различных горизонтах морской верхней юры встречаются скопления желваков фосфорита, но они, как и горючие сланцы волжского яруса, практического значения не имеют.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения меловой системы на территории Западного Казахстана занимают площади более обширные, чем осадки любой предыдущей системы. Они перекрывают водоразделы (Орь-Илекская возвышенность), распространены в Актюбинском Приуралье (бассейн р. Илек), протягивается полосками вдоль подножия Южных Мугодзар, а далее на юг и на восток почти повсеместно прощупываются скважинами под палеогеном Северного Приаралья, выступая из-под него в ядрах некоторых антиклиналей.

К западу и юго-западу от р. Илек они практически повсеместно распространены в восточной части Прикаспийской впадины. Здесь, в пределах Подуральского плато, они только в сводах отдельных соляных куполов уступают место домеловым, юрским и более древним отложениям, достигающим современной поверхности, и только в отдельных компенсационных мульдах уходят на глубину, под отложения палеогена.

К западу от обрывов Зауральских Сыртов, в восточной части Прикаспийской низменности, они широко развиты на дочетвертичной или позднеплиоценовой эрозионной поверхности. Только к западу от р. Урал и его протока р. Кушум они скрываются под отложениями палеогена, слагающими допозднеплиоценовую эрозионную поверхность межкупольных депрессий и компенсационных мульд, выходя на нее только местами, на участках, примыкающих к соляным массивам куполов, а также в сводах немногочисленных куполов, закрытых при допозднеплиоценовом эрозионном срезе.

В юго-восточной части Прикаспийской впадины, за р. Эмбой, они постепенно и весьма полого погружаются под сплошной покров отложений палеогена, лишь изредка появляясь из-под него на некоторых куполах южной окраины Южной Эмбы. К югу от Прикаспийской впадины они играют значительную роль в строении складок Центрального Мангышлака, «просвечивают» сквозь маломощный плащ четвертичных отложений Бузачей и несомненно присутствуют под всем Южно-Мангышлакским плато и Устюртом.

Первые указания на присутствие в Западном Казахстане отложений меловой системы в конце первой половины прошлого столетия дали Г. Гельмерсен (*Helmersen*, 1844) и Э. И. Эйхвальд (1846), описавшие меловые ископаемые из сборов Ф. Базинера (*Basiner*, 1848) и других путешественников в бассейнах рек Илек и Эмбы. Уже в 1846 г. были открыты М. И. Иваниным (1847) меловые отложения Мангышлака, а в 1848 г. Г. П. Гельмерсен дал первые определения меловой фауны, собранной М. И. Иваниным. Несколько позднее Э. Эйхвальд (1865) описал первые меловые окаменелости с п-ова Куланды. Однако о широком распространении меловых отложений в пределах Подуральского плато, в бассейнах рек Утва, Уил, Сагиз и Эмбы, стало известно лишь после маршрутных исследований М. М. Новаковского (1887) и позднее С. Н. Никитина (1893). Перед революцией меловые отложения к югу от Мугоджар, на Шошкакольской мегантиклинали, обнаружил М. М. Пригоровский (1914). Только в 1932 г. Г. И. Водорезов обнаружил выступающие местами из-под палеогеновых осадков меловые отложения по периферии Мугоджар.

Перед революцией меловые отложения более или менее детально были изучены в бассейнах рек Илек, Темир и верхнего течения Эмбы, в низовьях рек Эмбы и Сагиз, а также на полуостровах Мангышлак и Куланды.

В первом из упомянутых районов изучение их провели Д. Н. Соколов (1915, 1918), Н. Н. Тихонович (1914, 1927), А. Н. Замятин (1918), Замятин и Васильевский (1915) и А. Н. Винокуров (1930) по поручению Комиссии по исследованию фосфоритов при Московском сельскохозяйственном институте.

В восточной части Прикаспийской впадины, в основном на нефтеносных площадях промыслового района Южной Эмбы, их изучением занимались Н. Н. Тихонович, А. Н. Замятин и С. И. Миронов (Тихонович, 1915; Тихонович и Замятин, 1912; Тихонович и Миронов, 1914; Замятин, 1915; Миронов, 1916).

На Мангышлаке общие черты стратиграфии меловых отложений были определены многолетними исследованиями Н. И. Андрусова (1911, 1915). Существенное значение для ее понимания имеют также отдельные разрезы, детально описанные М. М. Васильевским (1908), М. В. Баярунасом (1911) и А. Д. Нацким (1918), а также монографическая обработка коллекций меловой фауны, выполненная Д. Н. Соколовым, А. Д. Нацким, Б. Л. Личковым и М. М. Васильевским.

Наконец, меловые отложения п-ова Куланды и островов Аральского моря были описаны Л. С. Бергом (1912), а собранная им фауна монографически обработана А. Д. Архангельским (1912).

После революции фактический материал по геологии меловых отложений Западного Казахстана накапливается все возрастающими темпами и теперь лишь частные вопросы их стратиграфии остаются неразрешенными.

В бассейнах рек Орь, Илек, Темир и верхнего течения р. Эмбы еще в 1928—1934 гг. при проведении широких поисковых и разведочных работ на верхнемеловые фосфориты сотрудники Научного института по удобрениям Б. М. Гиммельфарб (1931, 1932, 1933, 1938), М. П. Фивег и В. И. Тамман (1930), П. К. Мурашкин (1930), В. Е. Руженцев (1930_{1, 2, 3, 4}), Е. А. Кудинова (1932), К. А. Шахварстова (1934), П. Л. Безруков (1938_{1, 2}), А. Л. Яншин (1932), Яншин, Фокин (1932, 1934) заложили основы современных представлений о стратиграфии и фациях меловых отложений этой части Западного Казахстана. Дополнительные сведения об этих отложениях были получены при бурении артезианских скважин на меловые и юрские водоносные горизонты (Яншин, 1938), а также при последующей площадной геологической съемке.

В результате проведения поисковых и разведочных работ на нефть, которые широко развернулись в 30-е годы в юго-восточной части Прикаспийской впадины, начали поступать данные о литологическом составе, мощностях и фауне различных горизонтов меловых отложений. Впоследствии меловые отложения Подуральского плато и промышленного района Южной Эмбы, а совсем недавно и Прикаспийской низменности изучались сотрудниками ряда производственных и научно-исследовательских, преимущественно нефтяных, организаций. Особенно много ценных сведений о их стратиграфии и литологии дала сплошная площадная геологическая съемка, которую на территории Прикаспийской впадины проводят сотрудники Всесоюзного аэрогеологического треста, треста «Союзбургаз» и других организаций. В результате этих многолетних работ меловые отложения Прикаспийской впадины описаны в бесчисленном количестве отчетов, статей и монографий. На разных этапах их изучения сводные очерки по их стратиграфии были даны С. В. Шумилиным (Авров и др., 1935), А. Л. Яншиным (1943), С. Н. Колтыпиным (1951, 1957, 1961), В. А. Вахрамеевым (1952), Ю. П. Никитиной (1955), В. С. Журавлевым (1960) и многими другими исследователями.

Для п-ова Мангышлак, ныне достаточно детально изученного, схема стратиграфии нижнемеловых отложений разработана Б. Л. Личковым (1927), Н. П. Лупповым (1932, 1935), С. Н. Алексейчиком (1941), Н. Ю. Клычевой (1956), М. И. Соколовым (1958), А. А. Савельевым и В. П. Василенко (1963) и др., а схема стратиграфии верхнемеловых отложений — Н. К. Трифоновым (1959 и др.) и В. П. Василенко (1961) и др. Сводку по стратиграфии верхнемеловых отложений Бузачей составил Ю. М. Васильев (1959).

Стратиграфия меловых отложений Устюрта освещена в работах Н. П. Луппова (1932, 1935), А. Л. Яншина (1953), Р. Г. Гарецкого (1962), Гарецкого и др. (1965), Н. К. Трифонова и В. П. Василенко (1963), И. Г. Гринберга и В. Г. Сухинина (1965) и др.

Сводные данные по стратиграфии меловых отложений Южного Примугоджарья и Северного Приаралья содержатся в работах В. А. Вахрамеева (1952), А. Л. Яншина (1953) и Р. Г. Гарецкого (1962).

В 1965—1968 гг. исследования меловых отложений Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья в связи с их фосфоритнос-

ностью проводили В. И. Железко, Р. А. Сегедин, Т. В. Иванова и др. В результате этих работ были получены некоторые новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений.

Ниже при рассмотрении отложений меловой системы сохранено их порайонное описание в порядке, принятом в данной монографии. В пределах каждого района в нормальной стратиграфической последовательности приведены сведения о литологии и мощности пород, составляющих ярусы, свиты или толщи местных разрезов.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Отложения меловой системы на Орь-Илекской возвышенности широко распространены, особенно в ее южной пониженной части. Они слагают наиболее высокие участки в восточной части Урало-Илекского водораздела, покрывают узкой полосой восточный склон Орь-Илекской возвышенности, а вдоль восточной границы района образуют сплошной покров в пределах Киргильдинского и Орского грабенов, причем в последнем меловые отложения почти полностью перекрыты породами палеогена. В южной части, южнее широты г. Хромтау, меловые отложения уже почти сплошным покровом покрывают поверхность складчатого фундамента на восточном склоне Орь-Илекского междуречья, обнажаясь в долинах левых притоков р. Орь и скрываясь под палеогеновыми отложениями на междуречных участках.

Наибольшее распространение имеют морские отложения верхнего мела, нижнемеловые континентальные породы занимают ограниченные площади, приуроченные к впадинам на поверхности складчатого домезозойского фундамента.

Нижний отдел

Апт

В небольших промоинах на поверхности складчатого палеозоя в южной части района, в долинах рек Аксу, Куласу (А. М. Орлов, 1959 г.) и Кокпекты (Р. А. Сегедин, 1960 г.), наблюдаются выходы серых и темно-серых, до черных, слюдистых алевритистых слоистых глин с линзами лигнитов и сажистых углей (до 0,4 м). Общая мощность этих отложений не превышает нескольких метров.

В спорово-пыльцевых комплексах из указанных пород преобладают споры папоротников *Gleichenia angulata* Naum., *G. carinata* Volkh., *G. delicata* Volkh., *G. laeta* Volkh., *G. stellata* Volkh., *G. triplex* Volkh., *G. umbonata* Volkh., *Matonia* sp. (определения Е. Д. Катковой и Н. И. Филипповой). Пыльца хвойных малочисленна.

Аптский возраст описываемых отложений определяется по преобладанию в спорово-пыльцевом комплексе спор глейхий (до 90%) и наличию значительного количества реликтовых юрских форм.

Альб

Альбские отложения в пределах Орь-Илекской возвышенности также представлены только континентальными фациями, хотя и занимают более значительные площади. Они выходят на поверхность как близ северных границ Актюбинской области (в урочище Кызылсай, в Киргильдинском грабене), так и южнее, в районе пос. Анастасьевки,

в северной части Орского грабена и на его западном борту (овраг Супильсай и балка Дангазан). В южной части района альбские отложения обнажены в долинах левых притоков р. Орь и в верховье ручья Кызкаин у линии железной дороги Орск—Кандагач.

Отложения альба залегают с угловым несогласием на палеозойских и протерозойских породах либо со стратиграфическим несогласием на глинах апта, в тех немногих местах, где последние сохранились.

Почти повсеместно альб сложен преимущественно кварцевыми песками. В основании альбских отложений, на размытой очень неровной поверхности подстилающих пород, в районе пос. Анастасьевки, на западном борту Орского грабена (балка Дангазан и др.) и в южной части Орь-Илекского междуречья прослеживается горизонт дресвы и мелкого щебня кварца, вверх по разрезу сменяющихся грубозернистым гравелистым песком, местами с прослоями щебня и мелкой гальки, а затем среднезернистыми и мелкозернистыми косослоистыми кварцевыми песками. В большинстве мест эти пески имеют белую, в отдельных прослоях желтовато-серую окраску и содержат большое количество глинистого материала, представленного каолинитом. Они нередко бывают слюдистыми (примесь мусковита иногда достигает 15%), местами содержат значительное количество зерен полевого шпата. В песках иногда встречаются караваи и линзовидные прослои белого, часто дырчатого кварцитовидного песчаника (р. Кокпекты). В песках залегают прослои белых, серых и реже розовых каолинистых глин, то чистых, то более или менее песчаных. В некоторых разрезах глины преобладают над песками, но такие разрезы встречаются сравнительно редко.

И пески и глины на отдельных участках имеют темную окраску от большого количества обугленного растительного детрита, содержат обломки обугленной и пиритизированной древесины, линзы сажи и рыхлого бурого угля.

В качестве примера строения такого сероцветного типа разреза альбских отложений можно привести разрез по левому берегу р. Бакай, восточнее пос. Черкасского. Здесь под кампаном залегают:

Мощность, м

1. Глина плотная, темно-серая, с прослом белой каолинистой глины в ос- новании	0,85
2. Глина темно-серая, почти черная, с линзами сажи	0,30
3. Черная сажа	0,50
4. Песок сажистый, темно-серый	0,80
5. Песчаник рыхлый, мелкозернистый, серый	1,50
6. Глина плотная, темно-серая, с прослойками песка	0,40
7. Глина темно-серая, с хорошо окатанной галькой кварца до 1 см в диаметре	0,60
8. Песчаник кварцевый, рыхлый, среднезернистый, с линзами сажистой глины	1,50

Близ прислонения к складчатым породам палеозоя среди песчано-глинистых отложений альба в урочище Кызылсай, в районе оврага Супильсай, близ пос. Кемпирсай, а также в верховьях р. Аку (на восточном склоне Орь-Илекского водораздела) развиты бокситоносные фации альба.

Наиболее хорошо изучены альбские отложения в связи с их бокситоносностью в урочище Кызылсай, расположенном в 17 км к юго-юго-западу от Орска, между грунтовой дорогой Орск—Актюбинск и железной дорогой Орск—Кандагач. Здесь, в верховьях оврага Кызылсай, на красных глинах континентальной средней юры с размывом лежат ярко-белые каолинистые гравелистые грубо- и среднезернистые плохо отсортированные кварцевые пески мощностью 5—9 м. Пески

содержат редкие чешуйки гидратизированного мусковита. Тяжелая фракция их представлена ильменито-лейкоксоновой ассоциацией со значительной примесью андалузита, ставролита, турмалина и циркона и редких зерен рутила и дистена (Черняховский, 1963).

Вверх по разрезу пески становятся более мелкими и более глинистыми, постепенно переходя в глинистые алевроиты и каолиновые глины мозаичной расцветки с неправильными ярко-красными пятнами и разводами по бледно-желтому фону. Мощность алевроитов и пестрых глин 7—8 м. Кверху они столь же постепенно переходят в очень оригинальные высокоглиноземистые породы мощностью около 4 м, над которыми располагается не везде сохранившийся слой плотной жирной синевато-серой глины с углистыми остатками мощностью до 1 м. Все это покрывается песками тулона.

Глиноземистые породы Кызылсая описываются во многих книгах. Они кратко упоминаются А. А. Петренко (1933, 1939, 1953), описываются П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1937), Л. Н. Формозовой (1949), А. Г. Черняховским (1963). Наконец, им посвящены специальные минералогические исследования Е. В. Рожковой и М. В. Соболевой, А. И. Цветкова (1942), Д. С. Белянкина и В. В. Ляпина (1948).

Глиноземистые породы Кызылсая состоят из смеси в различных пропорциях тонкодисперсного каолинита и криптокристаллического или гелевого гиббсита при очень небольшом содержании водных окислов железа, количество которых обычно не превышает 5%, а часто падает ниже 2%. В зависимости от состава меняется внешний облик породы. В наиболее богатых каолинитом разностях это очень чистая белая глина. По мере роста содержания гиббсита она утрачивает пластичность, становится более сухой и плотной, приобретает микрозернистое строение. Наиболее богатые гиббситом (до 68%) разности представляют собой каменистый боксит палево-желтого цвета, очень часто (но не всегда) испещренный красными бобовинами окислов железа.

По простирацию глиноземистые породы Кызылсая опесчаниваются и переходят в пески с гиббсито-каолиновым цементом, а далее в серые песчанистые глины с углистыми включениями.

Второе пятно бокситоносных отложений альба известно в центральной части Орь-Илекского междуречья, в 4 км к востоку от пос. Кемпирсай (бокситы ныне выработанного Восточно-Кемпирсайского месторождения). Здесь, на поверхности змеевиков в древней эрозионной котловинке, выполненной обломочными охристыми железняками, с размывом залежали породы бокситоносной пачки. Последние были представлены каменистыми красными железистыми бобовыми бокситами, рыхлыми бобовыми бокситами, сухими глиноподобными розово-красными бокситами микрозернистой структуры и жирными красными каолиновыми глинами. Все эти породы очень неправильно переходили друг в друга, не обнаруживая ясной слоистости. Лишь на некотором расстоянии от подошвы в них наблюдался выдержанный прослой белой каолиновой глины. Мощность альбских отложений в центральной части котловинки достигала 16 м.

Третий выход пород бокситоносного альба известен на левом берегу р. Егинды, в 8 км к востоку от пос. Косистек. Здесь между галечником основания кампана и корой выветривания гранодиоритов местами наблюдаются линзы красных и розовых глин с прослоями (до 0,3 м мощностью) плотного тяжелого сильно железистого мелкобобового боксита.

К этому же типу альбских отложений относятся, по-видимому, породы, выполняющие древнюю эрозионную депрессию в кремнистых

сланцах силура в междуречье Егинды и Айтпайки, в 2 км к северо-востоку от Косистека. Здесь развиты белые и розовые каолиновые глины, то чистые, то в различной степени опесчаненные, мощностью до 12 м.

Наконец, альбские бокситоносные песчано-глинистые отложения встречены в верховьях р. Аксу. Бокситы бобового сложения залегают здесь в основании альба на поверхности выветрелых серпентинитов Аксуйского массива.

На западном склоне Орь-Илекского водораздела альб представлен преимущественно песчаными фациями. В верховье р. Айдарлыаша в овраге у юго-западной окраины пос. Новороссийска наблюдаются скалистые выступы силурийских кремнистых сланцев, к которым альбские пески прислоняются по очень крутым поверхностям. Западнее подошва альбских отложений быстро погружается ниже русел р. Айдарлыаша и ее отвершков, и соответственно увеличивается их мощность. Близ условной границы с районом Актюбинского Приуралья альбские пески обнажены в эрозионных обрывах (на правом берегу р. Айдарлыаша) высотой более 15 м. Нижнюю часть обрывов слагают желтовато-белые косослоистые каолинистые мелкозернистые кварцевые пески, верхнюю — ярко-белые грубозернистые и гравелистые плохо сортированные каолинистые пески, отделяющиеся от нижней пачки границей размыва, выше которой наблюдается слой особенно грубого материала: дресвы и мелкого кварцевого щебня.

Описанные отложения прежде относились к юре (Безруков и Яншин, 1937). В 1942 г. Г. И. Водорезовым угленосные отложения района верховьев левых притоков р. Орь (Ойсылкара, Аралтобе, Бакай) впервые отнесены к нижнему мелу на основании определения спор и пыльцы, выполненных А. Н. Криштофовичем и Е. И. Мураховской. Л. Н. Формозова (1949) определила возраст бокситоносных отложений Кызылсайа предположительно как раннемеловой. В. А. Вахрамеевым (1948) их возраст определялся сначала как неоком—апт. Позднее эти отложения выделены им (Вахрамеев, 1952) в кызылсайскую свиту, которая сопоставляется по возрасту со среднеальбской кызылшанской свитой Шошкакольской мегантиклинали.

К настоящему времени накоплено довольно значительное количество данных, говорящих о средне- и позднеальбском возрасте континентальных отложений альба этого района. В песчаных породах в верховьях р. Аксу А. М. Орловым найдены альбские пеллециподы *Nuculana* cf. *vibraceana* (Orb.), *Thetironia genevensis* Pict. (определения З. Н. Горюновой). В глинах нижней части разреза с р. Улетты (по материалам Р. А. Сегадина, 1960 г.) и из района верховьев р. Аксу (по данным А. М. Орлова, 1959 г.) спорово-пыльцевым анализом установлено наличие *Leiotriletes typicus* Naum., *L. selectus* Naum., *Ligodinium gibberulum* (K.-M.), *Hausmannia anonyma* Volkh., *Nephrolepis cretacea* (Mal.) Volkh., *Pinus pernobilis* Volkh., *P. vulgaris* (Naum.) Volkh., единичной пыльцы покрытосемянных и более бедный, чем в аптских отложениях, комплекс спор папоротников семейства Gleicheniaceae (определения Е. Д. Катковой и Н. И. Филипповой). В. А. Вахрамеевым (1952) из прослоев бурого угля, залегающих среди серых альбских глин в верховьях р. Улетты, определены споры папоротников *Trachytriletes*, *Azonotriletes*, *Stenozonotriletes*, *Zonotriletes* и пыльца голосемянных *Platysaccus*, *Oedemosaccus* (*Pinus* и *Picea*) и небольшое количество *Entylissa*. Несколько восточнее, в районе Кызылкудука, в прослоях сажистых глин, залегающих среди кварцевых песков, были обнаружены отпечатки *Marchantites* sp. n., *Gleiche-*

nia nervosa Неер и *Glyptostrobus aff. groenlandica* Неер (определения А. Н. Криштофовича).

В глинистых породах более высоких горизонтов альба на р. Кокпекты обнаружен позднеальбский комплекс спор *Anemia commutabilis* Poluch., *Cybotium junctum* К.-М., *Dicksonia* sp., *Gleichenia limbata* Agranovskaja и других глейхений. *Ligodium concavus* Bolkh., *L. subsimplex* Bolkh., *Matonia pectinataeformis* Bolkh., *Simozonotrites notabilis* Bolkh. Из пыльцы определены *Cedrus media* Sauer, *C. obscura* Sauer, *C. parvisaccata* Sauer, *Podocarpus* sp., *Protoquercus* sp., *Quercus aurita* Bolkh. (определения Н. И. Филипповой по материалам Р. А. Сегедина, 1960 г.). В районе устья р. Куласу (правого притока р. Аксу) В. А. Лобанчуком в 1957 г. собраны отпечатки листьев *Platanus cuneifolia* Вронп., *Cissites* sp., которые называют, по В. А. Вахрамееву, на позднеальбский возраст отложений. Из района р. Бакай Э. Д. Джавадовым в 1956 г. собраны отпечатки листьев *Quercus cf. primordiales* Lesg., *Quercus* sp. и *Sequoia heterophylla* Velen. (определения В. С. Корниловой). Последняя форма известна из альбских отложений Кольденентемира (Вахрамеев, 1952).

Верхний отдел

В пределы Орь-Илекской возвышенности позднемеловое море проникало дважды: в туроне и (после перерыва) в сантоне, причем в последнем случае оно покрывало большую часть междуречья до конца маастрихта. Не исключено, что местами оно оставалось здесь и в датском веке.

Турон

Туронские отложения выходят на поверхность в единственном пункте Орь-Илекского междуречья — в верховьях оврага Кызылсай. В Орском грабене и в южной части Орь-Илекской возвышенности (на ее восточном склоне, в области нижнего течения левых притоков р. Орь) они вскрыты скважинами под более молодыми отложениями верхнего мела и палеогена.

В урочище Кызылсай отложения турона залегают трансгрессивно на породах бокситоносного альба и кроются с размывом глауконитовыми песками сантонского яруса или прямо фосфоритовым слоем основания палеогена. Представлен турон в этих выходах, судя по детальным описаниям Л. Н. Формозовой (1949), слюдисто-кварцевыми алевритами белого, желтого, коричневатого или перечного цвета. Местами среди рыхлых алевритов наблюдаются прослой плитчатых железистых алевролитов, содержащих отпечатки *Inoceramus lamarcki* Park., *Spondylus* sp., *Trigonia* sp. и других пелеципод. В основании алевритов проходит слой хорошо окатанного галечника из устойчивых к выветриванию палеозойских пород. В нем встречены окатанные зубы акул и позвонки рыб. В наиболее полных разрезах над алевритами лежит слой жирной плотной зеленой глины, причем в верхней части алевритов появляются мелкие прослой такой глины. Мощность галечника до 0,45 м, алевритов до 3 м, глины до 0,4 м.

Ниже галечника основания турона в Кызылсае залегает еще выдержанный слой песчанистой зеленоватой глины с бесчисленными тонкими пропластками мергелистого белого кварцевого песка и иногда со сплошным слоем белого песка в основании. Мощность этих пород

достигает 1,5 м. Они с размывом ложатся на бокситоносную свиту и тесно связаны с вышележащими породами турона.

Так как во всех остальных обнаженных частях Орь-Илекского междуречья разрез верхнемеловых отложений начинается сантоном либо даже кампаном, то долгое время оставалось неясным, каким образом туронское море проникло в окрестности Орска. Решение этого вопроса было получено при проведении бурения в пределах Орского грабена, который узкой меридиональной полосой пересекает верховья левобережных притоков р. Орь и на севере выходит в район Кызылсая. Здесь под галечником основания кампана везде была обнаружена пачка зеленых глинистых мелких алевритов и серо-зеленых алевритистых глин с глауконитом (до 10%) и с галькой кварца и фосфорита мощностью от 10 до 17 м. Из фауны в керне этих пород были найдены только нехарактерные радиолярии и спикулы губок, но почти не может быть сомнений в том, что они представляют собой отложения турона. Их иной, чем в Кызылсае, цвет объясняется тем, что в Орском грабене они залегают ниже уровня грунтовых вод.

По-видимому, туронское море проникло в район Кызылсая не с запада, а с юга, из района верховьев р. Орь, узким меридиональным заливом вдоль существовавшей уже в то время тектонической депрессии Орского грабена. Судя по присутствию в осадках глауконита и по наличию на Кызылсае фауны морских пелеципод, воды этого залива имели почти нормальную соленость (аммониты здесь все-таки отсутствуют), а сам он по своему гидрологическому режиму напоминал скорее современный Калифорнийский залив, чем губы сибирских и лиманы черноморских рек.

Предположительно туронский возраст имеют обнаруженные в 1965 г. морские туронские отложения в Западном Примугоджарье (Т. В. Иванова и др.) и на восточном склоне самой южной части Орь-Илекского междуречья (в верховьях р. Орь и в районе ее левых притоков Аксу и Жамансу), а также маломощные (0,6—1,0 м) желтовато-серые мелкозернистые кварцевые пески, обнажающиеся, по данным Р. А. Сегедина (1960 г.), в верховье р. Кызкаин восточнее линии железной дороги Орск—Кандагач на западном склоне Орь-Илекского водораздела. Пески содержат редкую кремневую гальку. В основании песков наблюдается слой галечника, состоящего из мелкой (до 1 см), реже более крупной (2—4 см) гальки кремнистых пород, изредка кварца и окатанных фосфоритовых желваков, погруженных в серый мелкозернистый кварцевый песок. В галечном слое встречаются также крупные (до 10—12 см) плоские обломки светло-серой аргиллитовидной глины. Галечный слой по резкой границе отделяется от нижележащих косо-слоистых альбских песков. Из этого слоя Р. А. Сегединым собраны зубы акул *Odontaspis macrorhiza* Соре, *Anacorax falcatus* (Аг.), *Scapanorhynchus* sp. (определения Л. С. Гликмана) *.

В упомянутом обнажении вышележащие кампанские пески отделены от описанных фосфоритовым горизонтом с галькой, восточнее же, в верховьях р. Орь, наблюдается непрерывный разрез, верхнемеловых отложений без каких-либо признаков перерыва в осадконакоплении.

Сантон-нижний кампан

Отложения сантона-нижнего кампана выходят на поверхность на восточном склоне возвышенности в верхнем течении рек системы р. Орь:

* По последним данным В. И. Железко, Р. А. Сегедина и Т. В. Ивановой (1969 г.) эти отложения относятся к сантону.

Аксу, Жамансу, Улетты, Кокпекты, Аралтобе, Бакай, Ойсылкара с притоком Сарымурза. Кроме того, выходы их известны в юго-западной части района — в истоках р. Кызкаин и на севере — в урочище Кызылсай.

Там, где отложения сантона-нижнего кампана трансгрессивно залегают непосредственно на абрадированном складчатом палеозое или протерозое либо на континентальных песчано-глинистых породах альба, в их основании прослеживается маломощный (0,1—0,4 м) базальный галечный горизонт, состоящий из мелкой кремневой и кварцевой гальки в мелкозернистом кварцевом или глауконито-кварцевом песке. Выше лежат очень мелкозернистые пески постоянного состава. Местами это светлые желтовато-серые, иногда почти белые, в основном кварцевые (80—90%) пески с примесью глауконита, полевых шпатов, фосфорита. На других участках в песках преобладает глауконит (до 70%), благодаря чему пески имеют темную зеленовато-серую или буровато-зеленую окраску. В песках содержатся мелкие желваки фосфорита, ядра моллюсков и брахиопод, зубы акул *Anacorax kaupi* (A g.), *Odontaspis macrorhiza* Соре, *Cretoxyrhina* (A g.) и др. (определения Л. С. Гликмана). Среди песков встречаются прослои зеленовато-серых глин (до 0,8 м) и мелкозернистых кварцевых песчаников. В глинах из бассейнов рек Аксу, Жамансу, Улетты и Кокпекты, по материалам Т. В. Ивановой и В. И. Железко (1965—1968 гг.), Я. И. Бойко и др. (1967 г.) и А. М. Орлова и др. (1969 г.) В. И. Гладкова обнаружила *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Clomospira gaultina* Berth., *Rugoglobigerina holzli* (Nag.), *Textularia grandicula* Bulat., *Proteonina scherborniiana* (Charn.) и др.

В южной части района за кровлю нерасчлененных сантон-нижнекампанских отложений условно принимается довольно выдержанный пласт песчаника мощностью 0,2—0,4 м, выше которого лежат глины верхнего кампана.

В юго-западной части района, в верховье р. Кызкаин, установлены только отложения нижнего кампана. Они представлены слоем (до 1 м) желтовато-серого мелкозернистого кварцевого песка с мелкой галькой кремнистых пород, желваками фосфорита. В основании слоя наблюдается фосфоритовый горизонт (0,05—0,15 м), состоящий из сгруженных в песке желваков фосфорита, фосфатизированных ядер пелеципод.

В урочище Кызылсай к отложениям сантона-нижнего кампана относятся ярко-зеленые и буровато-зеленые косослоистые мелкозернистые глауконитовые пески, песчаники и зеленые глины общей мощностью от 0,2 до 2 м, залегающие с размывом на палеонтологически доказанных отложениях турона. Пески на 85—97% состоят из зерен глауконита. В основании их местами наблюдается железистый конгломерат (до 0,3 м). Эти породы Л. Н. Формозовой (1949) относились условно к датскому ярусу под названием «нижнего глауконитового горизонта». Позднее на основании определения остатков ихтиофауны доказан их сантонский возраст (Шарфман и др., 1965). Из глауконитовых песков Л. С. Гликманом определены (из новых сборов и в результате пересмотра старых коллекций): *Creto lamna appendiculata* (A g.), *Odontaspis* sp. nov. (*Scapanorhynchus gigas* Woodw. у М. Лериша — Leriche, 1902), *Odontaspis macrorhiza* Соре, *Cretoxyrhina mantelli* (A g.), *Paraorthacodus* sp., *Anacorax kaupi* A g.

По последним данным О. Г. Лазура, В. И. Железко и Л. С. Гликмана (1967 г.), верхняя часть этих отложений относится к нижнему кампану.

В Киргельдинском грабене, в районе пос. Алимбетовки, глауконитовые песчаники сантона-нижнего кампана мощностью 6 м вскрыты скважиной между мергелями нижнего маастрихта и песками альба (Шарфман и др., 1965).

Г. И. Водорезов (1942 г.) указывает на присутствие в сантон-нижнекампанских отложениях этого района *Belemnitella praecursor* Stoll. s. l., *Actinocamax verus* Mill. s. l., *Etheridgea goldfussi* Pisch. et Walch. и др. На р. Улетты им были найдены кости рептилий *Plesiosauria* и др. Р. А. Серединым в 1960 г. в среднем течении рек Кокпекты и Улетты, а также на левобережье р. Сарымурза собраны зубы акул, среди которых Л. С. Гликманом определены *Paracothacodus recurvus* (Traut), *Anacorax kaupi* A. g., *Odontaspis marorrhiza* Core, *Scapanorhynchus raphiodon* A. g. В верховье р. Кыз-каин встречены, кроме того, зубы *Oxyrhina mantelli* A. g., *Squatina* sp.

Максимальная мощность сантона-нижнего кампана не превышает 12 м.

Верхний кампан

Верхнекампанские отложения распространены еще более широко, чем отложения сантона—нижнего кампана. Они на довольно значительных площадях покрывают склоны Орь-Илекской возвышенности: на водораздельных пространствах между долинами Урала и верховьев рек системы р. Жаксыкаргала (Косистек, Айтпайка, Егинды, Шоншар), на западном борту Орского грабена и в верховьях рек Сарымурза, Айдарлыаша, Ойсылкара и др. Наиболее широко они распространены в южной части района: в верховьях р. Орь и по ее левобережным притокам, где кампанские отложения лежат согласно на песчаных породах сантона—нижнего кампана.

В северной части возвышенности отчетливо выражен трансгрессивный характер залегания кампана на складчатом палеозое и протерозое. В связи с развитием опусканий море постепенно затопило большую часть Орь-Илекской возвышенности, снова заняло депрессию Орского грабена и, вероятно, распространилось к востоку от него — в синклиналию низменность левобережья р. Орь, где сейчас меловые осадки уничтожены эрозией. Наиболее возвышенные участки Кемпирсайского серпентинитового массива и кристаллических сланцев Орь-Илекской возвышенности несомненно выдавались над поверхностью позднекампанского моря в виде островов.

Наступание позднекампанского моря было медленным. Об этом свидетельствуют выровненная абрадированная поверхность ложа верхнекампанских отложений и наличие в их основании слоя хорошо окатанной крупной гальки, мощность которого местами достигает 1 м. В составе галек присутствуют лишь наиболее плотные и устойчивые к разрушению палеозойские породы: кварц, яшмы, различные кремнистые сланцы и роговики, силифицированные серпентиниты и некоторые разности кристаллических сланцев. Все менее устойчивые породы в медленно передвигающейся зоне прибоя перемалывались в песок.

Строение и мощность верхнекампанских отложений в центральной части Орь-Илекского междуречья очень непостоянны. Наиболее типичным и полным может считаться разрез их по рекам Егинды и Айтпайка к востоку от Косистека. Под фосфоритовой плитой основания маастрихта здесь лежат следующие слои:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Песок глауконито-кварцевый, мелкозернистый, зеленовато-бурый, с большим или меньшим количеством желваков серого песчанистого фосфорита | 0,45 |
| 2. Песок глинистый, слабо глауконитовый, мелкозернистый, светлого зеленовато-желтого цвета, на некоторых участках заключающий в основании или немного выше основания второй слой фосфоритовых желваков, богатый фосфоритизированными губками и ядрами брахиопод; мощность этого слоя иногда достигает 0,55 м. Общая мощность песка | 1,20—1,45 |
| 3. Глина плотная, серовато-зеленая, с редкими кристаллами гипса, линзами и прослоями белого мучнистого алевролита, а в некоторых случаях с мелкой хорошо окатанной галькой палеозойских пород, особенно близ основания | 2,6—2,7 |
| 4. Галечник из округлых галек кварца и кремнистых пород диаметром до 20 см | 0,25—1,0 |
- Общая мощность кампана равна 4,5—5,6 м.

Изменения разреза верхнекампанских отложений заключаются в выпадании то одного, то другого из перечисленных слоев. На выступах палеозойского ложа галечник в основании верхнекампанских отложений отсутствует, и разрез начинается глиной. В некоторых пунктах на восточном склоне Орь-Илекского водораздела отсутствует глина, и на галечнике лежит песок, заключающий лишь редкие фосфоритовые желваки близ своей кровли. На водоразделах к северу от Косистека (между поселками Шевченковским и Херсон) обычно отсутствует песок и тонкий слой фосфоритовых желваков лежит прямо на глине. Наконец, вблизи от крупных выступов палеозоя, образывавших острова, от всего кампана нередко остается всего один слой грубого песка с гальками кварца и окатанными желваками фосфорита мощностью 0,5—0,6 м. Такая картина наблюдается, например, в верховьях р. Шошка к юго-востоку от пос. Херсон.

Несколько иначе представлен верхний кампан в пределах Орского грабена. Наступавшее море встретило здесь депрессию рельефа, которую залило, не производя большой абразионной работы. Поэтому крупный галечник в основании кампана здесь или отсутствует, или представлен невыдержанными линзами плохо окатанного материала. Выше залегают желто-зеленые или серые кварцевые и кварцево-глауконитовые пески с тонкими прослоями глинистого песчаника или линзами темно-серой глины. В одних разрезах эти пески мелкозернисты, в других содержат примесь грубого песка, гравия и даже мелких галек палеозойских пород. В низовьях р. Кайракты пески верхнего кампана мергелисты, имеют грязно-белый цвет, переполнены мелкими желвачками фосфорита и галечниками кремня. В южной части грабена, вблизи пос. Донского, пески частично замещаются серо-зелеными мергелистыми глинами, а частично цементируются в кремнистые песчаники. Мощность отложений верхнего кампана на юге грабена (в его центральной зоне) достигает 18 м, но к западному борту грабена и в его северной части она уменьшается местами до 1,5—1,8 м.

В овраге Жарлыбутак южнее г. Хромтау верхний кампан сложен зеленовато-серыми неравномерно песчанистыми глинами и мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песками и алевролитами мощностью до 8 м.

Из верхнекампанских отложений окрестностей г. Хромтау (овраги Жалгызгагаш и Жарлыбутак), а также из других пунктов северной части Орь-Илекской возвышенности известна следующая фауна: моллюски — *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l., *B. langei* Schatsky s. l., *Baculites* sp., *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *G. vesicularis* var. *similis* Pusch., брахиоподы — *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Rh. nuciformis* Sow., *Terebratula* sp. и многочисленные фосфатизи-

рованные губки, из которых С. А. Жутеевым и Г. Ф. Вебер определены: *Ventriculites radiatus* Mant., *V. cf. pedester* Eichw., *V. convolutus* Hind., *V. inbunduliformis* Woodw., *V. interruptus* Eichw., *Dimorphosoma substenoptera* Müll., *Aphrocallistes alveolites* Schramm., *Labirintholites maxima* Sinz., *Coscinopora infunduliformis* Goldf., *Placosiphonia grandilis* Sinz., *Zittelisporgia alcynoides* Sinz., *Coeloptychium subagaricoides* Goldf., *C. goldfussi* Sinz., *Meandroptychium polymorphum* Sinz., *M. regulare* Sinz., *Jerea gruppenkerli* Schramm., *J. cf. polystoma* Rœm. и *Napaea cf. striata* Schramm.

Присутствие в кампанских отложениях *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l. и *B. langei* Schatsky s. l. говорит о наличии в этой части района отложений обеих палеонтологических зон, хотя расчленение их здесь на зоны из-за недостатка палеонтологических данных пока затруднительно. Из микрофауны в разрезах по р. Жарлыбутак В. И. Гладковой обнаружены *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* (Orb.) var. *laevigata* (Marie), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Bulimina ventricosa* Brotz. и др.

Глинистая фация верхнего кампана еще более широкое распространение приобретает на крайнем юге Орь-Илекской возвышенности: по верховьям левобережных притоков р. Орь — Кокпекты, Улетты, Жамансу и Аксу, где отложения верхнего кампана без каких-либо признаков перерыва в осадконакоплении лежат согласно на песчаных породах сантона-нижнего кампана. Здесь вся нижняя часть кампанского разреза, включая зону *Belemnitella mucronata* и нижнюю часть зоны *Belemnitella langei*, сложена однообразными темными, серыми или зеленовато-серыми плотными или листоватыми гипсоносными глинами с подчиненными прослоями сильно глинистых алевроитов и глауконито-кварцевых песков. Толщу глин секут многочисленные нептунические дайки толщиной от 1 до 10 см, имеющие самое различное направление и наклон.

В этих отложениях Г. И. Водорезовым (1942 г.) собраны *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l., *Gryphaea vesicularis* (Lam), *G. similis* Pusch., *Ventriculites radiatus* Mort., а А. М. Орловым (1958 г.) — *Inoceramus regularis* Orb., *I. cf. balticus* Boehm. На р. Жамансу в глауконито-кварцевых песках Р. А. Сегединым (1960 г.) собраны зубы акулы *Odontaspis arcuatus* Woodw., *O. sp.*, *Scapanorhynchus* sp. (определение Л. С. Гликмана).

В нижних горизонтах кампанских глин с верховьев левых притоков р. Орь содержится комплекс фораминифер с *Cibicides temirensis* Vass. (определение В. И. Барышниковой).

В более высоких горизонтах глин содержится комплекс фораминифер позднекампанского возраста: *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. spiro-punctatus* Gall. et Morr., *C. excavatus* Brotz., *Gyroidinoides turgidus* (Hag.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina clementiana* (Orb.) var. *laevigata* (Marie), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Bolivinitella eleyi* (Cushman), *Bulimina ventricosa* Brotz. и др. (определения В. И. Гладковой). В этой части разреза Р. А. Сегединым (1960 г.) на р. Жамансу собраны роостры *Belemnitella mucronata senior* Now. (определение Д. П. Найдина).

Верхняя часть верхнего кампана (зона *Belemnitella langei*) в юго-восточной части района представлена желтовато-белыми мергелистыми песками с линзами кремнистого песчаника и песчанистыми мергелями, с крупными караваями окремнелого мергеля. Восточнее, ближе к береговой линии, они сменяются песками с прослоями песчаника. Эти породы прослеживаются от левобережья р. Ойсылкара на севере до

р. Аксу на юге. В долинах рек они выходят на поверхность, а в между-речьях вскрыты скважинами под отложениями палеогена и местами маастрихта. Мощность их не превышает 10—12 м.

В отложениях этой зоны В. И. Гладковой обнаружены фораминиферы *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. spiro punctatus* Gall. et Mogg., *C. voltzianus* (Orb.), *Reussella minuta* (Marss.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* (Orb.) var. *laevigata* (Marie.), *Arenobulimina obesa* (Reuss), *Bulimina ventricosa* Brotz., *Buliminella laevis* (Beiss.), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *B. delicatulus* Cushman, *Beisselina aequigranensis* (Beiss.), *Orbignina ovata* Hag., *O. inflata* (Reuss), *Gyroidinoides turgidus* Hag., *G. michelinianus* (Orb.) (Сегедин, 1966), а восточнее, кроме того, — *Textularia baudouiniana* (Orb.), *Globorotalites emendensis* Vass.

Из белемнитов в мергелистых породах собраны многочисленные ростры *Belemnitella langei minor* Jel., *B. langei langei* Schatsky и единичные экземпляры *B. langei najdini* Kongiel, определенные Д. П. Найдиным (Сегедин, 19666).

Маастрихт

Нижний маастрихт. В начале маастрихта имела место последняя фаза развития позднемереловой трансгрессии, сопровождавшаяся, по-видимому, довольно быстрым перемещением береговой линии. В ряде пунктов центральной части Орь-Илекской возвышенности маастрихтские отложения переходят с кампана непосредственно на палеозой, но в противоположность кампанским залегают в таких случаях на очень неровной эрозионной поверхности древних пород, выполняя впадины между их выступами и прислоняясь к палеозою по круто наклоненным поверхностям. Местами продвижение моря в глубь суши носило характер настоящих ингрессий.

В связи с быстротой перемещения береговой линии и отсутствием абразии галечник в основании маастрихта имеет иной характер, чем в основании кампана. Он значительно мельче, хуже отсортирован, хуже окатан, иногда переходит в скопления щебенки и дресвы, а на выступах палеозойского ложа отсутствует совсем. В области залегания маастрихта на кампане галечник палеозойских пород сменяется фосфоритовой плитой или слоем окатанных фосфоритовых желваков, сцементированных в отдельные плитообразные ростки. В пределах Орского грабена, где существовали более глубоководные условия, фосфоритовая плита отсутствует и в основании маастрихта наблюдаются лишь единичные желваки фосфорита.

Следует заметить, что даже в эпоху максимального развития маастрихтской трансгрессии в центральной части Орь-Илекской возвышенности продолжали существовать размывавшиеся острова. Это ясно видно из распределения фаций маастрихтских осадков.

В северной части возвышенности на ее западном склоне нижний маастрихт представлен преимущественно песчанистыми мергелями грязно-белого цвета. По данным О. П. Смирновой, в этих мергелях на значительном пространстве могут быть выделены следующие пять горизонтов (сверху вниз):

Мощность, м

1. Мергель глауконитовый, зеленовато-серый, иногда переходящий в мергелистый глауконитовый песок 1—1,5
2. Мергель кремнистый, опоковидный, твердый, светло-серого цвета, с небольшой примесью зерен кварца и глауконита 1—2

Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 3. Мергель мелоподобный, мажущий, плотный, светло-серого или грязно-белого цвета, иногда с большей или меньшей примесью зерен кварца и глауконита | 2—3 |
| 4. Мергель песчанистый, рыхлый, желтовато-белого цвета, иногда с мелкими участками окремнения | 3—4 |
| 5. Мергель глауконитовый, довольно рыхлый, зеленовато-серый, с редкими галечками палеозойских пород и мелкими желвачками фосфорита. Иногда переходит в грязно-белую мергелистую глину или глинистый песок. Содержит участки окремнения, переполненные спикулами губок | 0,3—5,0 |

Общая мощность мергельной толщи нижнего маастрихта в полных разрезах колеблется от 8 до 12 м. У прислонения к выступам палеозоя эта мощность резко уменьшается, причем наблюдаются случаи, когда кремнистые мергели (горизонт 2) с редкими гальками в основании трансгрессивно залегают прямо на кристаллических сланцах. Видимо, время их отложения соответствовало максимуму трансгрессии. У подножия более крупных выступов палеозоя этого наблюдать нельзя, потому что здесь вся толща мергелей замещается рыхлыми слегка мергелистыми глауконитовыми песками, как это имеет место, например, в верховьях р. Егинды к востоку от пос. Рождественского.

Очень разнообразными становятся фации нижнего маастрихта на восточном склоне Орь-Илекской возвышенности, т. е. в том полузамкнутом заливе позднемелового моря, который был отгорожен цепью островов от открытого бассейна. В северной части этой полосы, по р. Киргельды, и в верховьях речек Миндыбай, Ильчибек и Романколь (левые притоки р. Орь) весь нижний маастрихт представлен более или менее мергелистыми кварцево-глауконитовыми песками, местами переходящими в рыхлые песчанистые мергели или песчанистые мергелистые глины. Мощность этих пород сильно колеблется, достигая местами 20 м. Несколько южнее по восточному склону того же Орь-Илекского водораздела, т. е. в верховьях рек Кайрактыйсай, Мамыт, Кызылкаин и в окрестностях пос. Донского, в маастрихтских песках появляется большое количество крупных стяжений, а иногда и прослоев опалового и кремнистого спонголитового песчаника. В то же время немного восточнее, в северной части Орского грабена, нижний маастрихт представлен сплошными ракушечными известняками, состоящими из обломков щитков и игл морских ежей, мшанок, водорослей и створок мелких пелеципод. В этой фации интересны рыхлые прослойки (до 20 см мощностью), нацело сложенные мелкими иглами морских ежей. Общая мощность маастрихтских ракушняков достигает 18 м, хотя близ северного окончания грабена они постепенно срезаются палеогеном. В более южных частях грабена ракушняки постепенно сменяются мергелистыми глинами и мелоподобными мергелями с прослоями голубоватых кремней.

В южной части района, в узкой меридиональной полосе между р. Ойсылкара и устьем р. Аксу, отложения нижнего маастрихта вскрыты скважинами под отложениями палеогена. Они представлены здесь белыми мелоподобными мергелями и писчим мелом, на 99% состоящим из карбоната кальция. А. М. Бабенко (1957 г.) указывает на наличие в разрезе прослоев желтовато-белого рыхлого эхинодерматового известняка с обломками колоний мшанок и мелких тонкостворчатых раковин пелеципод и брахиопод, аналогичного тому, что обнажен на Саздысае в северной части Орского грабена. Отложения маастрихта тесно связаны с подстилающими их карбонатными породами верхнего кампана. Восточнее они сменяются песчанистыми глинами.

В отложениях нижнего маастрихта на этом участке В. И. Гладковой по материалам В. В. Сажнова (1965 г.) обнаружены форамини-

феры *Textularia baudouiniana* (Orb.), *Spiroplectammina kazancevi* Dain, *Orbignyina sacheri* Reuss, *Bolivinoidea delicatulus* (Cushman), *Buliminella laevis* (Beiss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *Anomalina complanata* Reuss, *Reussella minuta* (Marss.), *Cibicides voltzianus* (Orb.), *C. bembix* (Marss), *Frondicularia biformis* Marss. и др.

Мощность нижнемаастрихтских отложений в этой части района не превышает нескольких метров.

Все фации нижнемаастрихтских отложений Орь-Илекского междуречья очень богаты фауной. Г. Ф. Вебер, Е. В. Рухиной, О. П. Смирновой и А. Л. Яншиным из разных мест определены: моллюски — *Belemnella lanceolata* (Schloth.), *Baculites anceps* Lam., *Nautilus sharpei* Gein., *N. truncatus* Sow., *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *G. praesinzowi* (Arkh.), *Ostrea semiplana* Sow., *O. lunata* Nils., *O. hippopodium* Nils., *Exogyra lateralis* Nils., *Liostrea curvirostris* Nils., *Pecten pulchellus* Nils., *P. cf. decemcostatus* Nils., *P. acuteplicatus* Alth., *Neithea quinquecostata* Gabb., *Spondilus dutemplei* Orb., *S. striatus* Sow., *Lima poperi* Mart., *Cucullaea antrosa* Mort., *C. vesicularis* Goldf., *Arca geinitzi* Orb., *A. cf. rostellata* Mort., *Nucula tenera* Müll., *Cyprimeria excavata* (Mort.), *Voluta semilineata* Münster., *Nerinea geinitzi* Gabb., *Turritella vertebroides* Mort., *Turbo retifer* Boehm.; брахиоподы — *Carneithyrus carnea* (Sow.), *Concinnithyrus cf. obesa* (Sow.), *Terebratula biplicata* Daw., *T. semiglobosa* Sow., *T. praelonga* Sow., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Trigonosemus bezrukowi* sp. n.; мшанки — *Berenicea (Diastropora) grandis* Orb., *Bidiastropora ramosa* Orb., *Spiropora verticulata* (Goldf.), *Multealea kianensis* sp. n., *Onychocella stigmatophora* Goldf.; морские ежи — *Cidaris vesicularis* Goldf., *Echinocorys ovatus* Leske; губки — *Ventriculites radiatus* Mart., *Rhyzopoterion cervicornis* (Goldf.); черви — *Serpula gordialis* Schloth. и другая фауна.

Распределение перечисленной богатой фауны до некоторой степени связано с фациями осадков раннего маастрихта. Так, банки крупных *Gryphaea praesinzowi* (Arkh.) встречаются только в глауконитовых песках прибрежной фации, разнообразные гастроподы — преимущественно в фосфоритовой плите и в кремнистых песчаниках, морские ежи и брахиоподы — в мергелях и ракушечных известняках и т. д.

Верхний маастрихт. Отложения верхнего маастрихта развиты лишь в нескольких пунктах Орь-Илекской возвышенности. Их накопление соответствовало фазе обмеления и регрессии поздне мелового моря. Поэтому они всегда залегают только внутри контура нижнемаастрихтских отложений. На больших площадях они уничтожены вместе с верхней частью нижнего маастрихта в результате эрозии, предшествовавшей палеогеновой трансгрессии, и в результате абразии палеогенового моря.

Наиболее широко распространены отложения верхнего маастрихта на водоразделах к северо-востоку от Косистека. Здесь они представлены темно-зелеными глинистыми глауконитовыми песками, кверху переходящими в жирные зеленые глины. Общая мощность этих пород 5,5 м. Из фауны в них встречены *Belemnella arkhangelskii* Najd., *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и *Echinocorys* sp. Следует заметить, что граница палеонтологических зон маастрихта здесь не совпадает с литологической границей между мергелями и песками, а проходит несколько выше ее, благодаря чему *Bel. lanceolata* (Schloth.) в изобилии еще встречается в нижней части песков, а *Bel. arkhangelskii* Najd. начинает встречаться только в 0,5 м от их подошвы.

В пределах Орского грабена, только в центральной его части, выше ракушечных известняков с *Belemnella lanceolata* (Schloth.) лежат

сильно мергелистые глауконитовые пески мощностью до 5 м, имеющие, по-видимому, уже позднемаастрихтский возраст.

В овраге Жарлыбутак в верхней части маастрихтского разреза обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песок глауконито-кварцевый, светлый, зеленовато-серый во влажном состоянии и почти белый в сухом, с мелкой кремневой галькой	1,5
2. Мергель зеленовато-серый во влажном состоянии, песчанистый, с многочисленной мелкой хорошо окатанной галькой фосфорита и обильной фауной устриц, белемнитов и пр.	3,20
3. Песок кварцево-глауконитовый, мергелистый, буровато-зеленый, с фауной устриц	1,60

Из слоя мергелей Р. А. Сегединым собраны многочисленные ростры *Belemnella arkhangeliskii* Najd. Из микрофауны во всех трех слоях содержатся *Spiroplectamina baudouiniana* (Orb.), *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Cibicides veltzianus* (Orb.), *C. bembix* (Marss.), *Bolivina incrassata* (Reuss), *Reussella minuta* (Marss.), *Anomalina complanata* Reuss и др. (определения В. И. Гладковой).

Достоверных датских отложений в пределах Орь-Илекской возвышенности нет.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ (БАССЕЙН Р. ИЛЕК)

Нижний отдел

В Актюбинском Приуралье нижнемеловые отложения пользуются широким распространением, особенно в его южной части: в верховьях р. Илек и на его левобережье. Меньшие площади их приходится на Урало-Илекское междуречье, более приподнятое и сильное расчлененное эрозионной сетью.

Нижнемеловые отложения в Актюбинском Приуралье впервые были открыты в 1902—1903 гг. Н. Н. Тихоновичем (1905) и им же изучались в последующие годы (Тихонович, 1907, 1911, 1914 и др.; Тихонович и Винокуров, 1905). После Октябрьской революции изучением нижнемеловых отложений этого района в связи с поисками фосфоритов занимались Б. М. Гиммельфарб, Е. А. Кудинова и К. А. Шахварстова, В. Е. Руженцев, В. И. Тамман, А. Л. Яншин, А. Г. Фокин, П. И. Климов, Л. П. Смирнова, Б. Н. Селивановский и др.

Наиболее полные сведения о строении нижнемеловых отложений Западного Казахстана изложены в работе В. А. Вахрамеева (1952). В. А. Вахрамеевым (1964) в монографии, посвященной юрской и раннемеловой флоре Евразии, описаны и местонахождения раннемеловой флоры Актюбинского Приуралья. В 1958—1966 гг. нижнемеловые отложения Актюбинского Приуралья изучались при геологосъемочных и поисково-разведочных работах геологами Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции В. И. Железко, В. С. Лыковым, Я. И. Романюком и др.

В нижнем мелу Актюбинского Приуралья выделяются отложения всех его ярусов.

Валанжин

Достоверные отложения валанжина известны лишь на водоразделе рек Илек и Терсбутак севернее Актюбинска. В их основании на юрских породах залегает фосфоритовый горизонт (до 1 м), состоящий

из кварцевой и фосфоритовой гальки, сгруженной в глауконито-кварцевом песке. Выше лежит толща зеленых глин с прослоями кварцево-глауконитового песка (до 20 м), содержащих поздневаланжинские аммониты *Temnoptychites glaber* Nik.

О более широком первоначальном распространении отложений валанжина говорят находки валанжинской фауны в фосфорито-галечном слое основания готерива за пределами современного распространения валанжинских отложений (Гиммельфарб и др., 1938).



Рис. 60. Схема распространения отложений готеривского яруса в Актюбинском Приуралье

1 — глины; 2 — глины, пески, алевролиты; 3 — пески, алевролиты; 4 — районы, где отложения готерива отсутствуют; 5 — скважины, вскрывшие отложения готерива; 6 — места находок фауны

ритистыми плотными глинами с прослоями и линзами светло-серых мергелей, известковистых песчаников или алевролитов, с прослойками зеленовато-серых песков и алевритов в нижней и верхней частях разреза. Из глинистых разрезов устья р. Коктобе, Жинишке-Саздинского междуречья и левобережья р. Жинишке Г. Д. Сахно определен комплекс фораминифер: *Haplophragmoides* ex gr. *neocomianus* (Scharp.), *Epistomina infracretaceus* A. Kuss., *Globulina lacrima* Reuss, *G. buculenta* Berth., *G. gaultina* Reuss, *Lenticulina aeleonora* J. Nik., *L. subangulata* Reuss var. *crassisepta* Kas., *Marginulina kasachstanica* Kas., *M. gracilissima* Reuss, *M. robusta* Reuss, *Palaeocytheridea observata* (Scharap.), *P. denticulata* (Scharap.).

В мергельных конкрециях, а также в глинах и песчаниках обнаружены *Nuculana simplex* Leym., *Corbula phillipsi* Mordv., *C. angulata* Phill., *Oxytoma cornueli* Orb., *Thracia vulvaria* Agass., *T. aff. robinaldi* Orb., *Trigonia scapha* Agass., *T. caudata* Agass., *Cyprimeria* sp., *Vemerocardia* sp. и др.

Готерив

В бассейне среднего течения р. Илек отложения готерива еще очень плохо изучены. На левобережье (реки Аксу, Жамансу, Таныберген и др.) готерив представлен толщей зеленовато-серых плотных алевритистых глин мощностью до 70 м (Яншин, 1943). В глинах залегают караван серых мергелей, участками переполненных раковинами пелеципод. На правобережье обнажения готерива встречаются по ручьям Ащибутаксай, Карабутак и в междуречье Илека и Терсбутака юго-западнее пос. Родниковки. В этих разрезах преобладают зеленовато-серые, желтовато-серые мелкозернистые пески и алевриты с прослойками серых известковистых песчаных мергелей и песчаников в подшове с фосфоритовыми желваками. Мощность готерива около 35 м.

В верхнем течении р. Илек готерив прослежен по рекам Сазды, Тамды (левобережной и правобережной), Байбакты, Есет, Табантал, Тимрей и др. (рис. 60).

В области верховьев левых притоков р. Илек готерив представлен зеленовато-серыми и светло-серыми алев-

В Сорбулакской полосе брахисинклинальных складок, в Алгинской и Кандагачской мульдах, мощность готерива достигает 80 м. В межсинклинальных участках она обычно составляет 18—20 м и не превышает 40 м.

Восточнее, в бассейне рек Жинишке, Сазды, верхнего течения рек Тамды (левобережной), Байбакты и далее выше по правому и левому берегам р. Илек, включая нижнее и среднее течение рек Коктобе, Жарык, широко распространены отложения переходной алевроито-глинистой фации готерива. Они представлены переслаивающимися светло-серыми и зеленовато-серыми плотными алевроитистыми глинами и зеленовато-серыми кварцевыми, часто глинистыми алевроитами. В глинах и алевроитах залегают прослои, каравай и линзы известковистых песчаников и мергелей мощностью до 1 м. Почти во всех разрезах алевроито-глинистых отложений найдена микрофауна. В ее состав входят все виды, перечисленные выше, а также *Ammodiscus* cf. *tenuissimus* (Gümb.), *Dentalina* sp., *Globulina* ex gr. *obtusa* Reuss, *Lenticulina* ex gr. *muensteri* Roem., *Marginulina robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss.

Близ ст. Тамды в одном из прослоев ракушечного мергеля в 6 м от кровли алевроито-глинистых осадков готерива А. Л. Яншин обнаружил многочисленные *Astarte* aff. *porrecta* Buch, *Panopaea* sp., *Cyprina* sp. и единичные экземпляры *Pecten crassitesta* Roem. и *Belemnites pseudopanderi* Sinz. Последняя форма характерна для верхней зоны *Spectoniceras versicolor* нижнего готерива.

Севернее ж.-д. разъезда 45 в прослое песчаников В. И. Барышникова найдла *Astarte porrecta* Buch, *Simbirskites umbonatus* Lah., *Thetironia minor* Sow. var. *transversa* Renng., *Panopaea neocomiensis* Leym. (Железко, 1966).

Мощность алевроито-глинистых осадков готерива обычно составляет 15—20 м, лишь в западной части района достигая 30 м. В синклиналях мощность готерива резко увеличивается: в Алгинской мульде она составляет 60 м, в Коктобинской и Жарыкской — около 40 м.

В отличие от межсинклинальных участков готерив синклиналей сложен преимущественно глинами. Последнее обстоятельство позволяет говорить о прогибании морского дна и росте брахисинклиналей одновременно с осадконакоплением.

Еще восточнее, ближе к береговой линии моря, готерив представлен глинисто-алевровитовыми отложениями. Выходы их встречаются в бассейне среднего течения р. Тамды (левобережной), в среднем и нижнем течении р. Байбакты, по р. Есет, по обоим берегам р. Илек в районе г. Алги, в нижнем течении р. Тимрей, по р. Тамды (правобережной) напротив пос. Павловка. Южнее глинисто-алевровитовые осадки вскрыты скважинами в среднем (Шолакская брахисинклиналь) и нижнем течении р. Шолак, в верхнем течении рек Коктобе и Жарык. Здесь готерив представлен глинами и алевроитами, такими же, как в более западных частях района, но преобладают в разрезе алевроиты, которые в некоторых местах полностью вытесняют глины: на водоразделе р. Илек и правобережной р. Тамды, в бассейне р. Есет (кроме Есетской брахисинклинали), в верхнем течении р. Шолак и в других пунктах.

К алевроитам и глинам приурочены прослойки и плоскоэллипсоидальные каравай алевролитов и мергелей. Каравай алевролитов обычно образуют несколько горизонтов, залегающих согласно с общей горизонтальной слоистостью рыхлых отложений. По простиранию они расположены друг от друга на расстоянии 0,2—4 м и более. Размеры отдель-

ных караваев превышают в длину 1 м, в ширину 0,8 м, а толщина их доходит до 0,4 м.

В этих отложениях юго-восточнее Актюбинска, на правом склоне долины р. Илек, Г. Д. Сахно, а близ пос. Богдановки, в бассейне нижнего течения р. Шолак, А. М. Кузнецовой (Железко, 1966) встречена микрофауна: *Epistomina infracretaceus* A. Kus., *E. caracolla* Roem., *Globulina lacrima* Reuss, *G. buculenta* Berth., *Lenticulina aeleonorae* J. Nik., *L. subangulata* Reuss var. *crassisepta* Kas., *Marginulina gracilissima* Reuss, *M. eichenbergi* Mjatl., *Palaeocytheridea observata* (Schagap.), *P. denticulata* (Schagap.).

Северо-западнее г. Алги в прослое мергеля, залегающего среди алевроитов в 6—7 м от кровли готерива (Железко, 1966), обнаружены *Astarte beaumonti* Leym., *Thracia* aff. *subplanata* Glas., *Protocardia concinna* (Buch), *Panopaea gurgites* Brongn. var. *neocomiensis* Orb., *Camptonectes cinctus* (Sow.), *Donisiopsis* (*Dosimmeria*) cf. *parva* Sow.

Мощность глинисто-алевроитовых отложений готерива изменяется от 2 до 10 м.

В отличие от преимущественно алевроитовых осадков межсинклинальных пространств в ядрах синклинальных складок залегают более глинистые породы готерива. В Булакской и Байбактинской брахисинклиналях (водораздел рек Тамды левобережной и Байбакты) готерив сложен переслаивающимися светло-серыми и зеленовато-серыми плотными глинами с раковистым изломом и зеленовато-серыми алевроитами, причем преобладают глины. Мощность готерива в этих брахисинклиналях достигает 50 м.

Готерив Есетской брахисинклинальной складки вскрыт скважиной на междуречье Табантал—Есет (Железко, 1966). В основании готерива на юрских, триасовых или палеозойских породах обычно залегает базальный галечник (0,15—0,5 м), состоящий из галек и валунов (до 15 см), желваков песчанистых фосфоритов, кремнистых сланцев, кварца, кварцитов, песчаников и других пород, сгруженных в разнозернистом, участками глинистом глауконитовом песке. Выше лежат известковистые песчаники, переходящие в сидеритизированные песчаники. Мощность 1,1 м. Над ними залегают светло-серые плотные глины мощностью 14,6 м. Еще выше следуют чередующиеся алевроиты и глины, с преобладанием алевроитов. В верхней части разрез венчают зеленовато-серые глинистые алевроиты, заключающие прослойки известковистых песчаников мощностью 0,2—0,4 м. Алевроит содержит фораминиферы: *Globulina lacrima* Reuss, *Lenticulina aeleonorae* J. Nik., *Marginulina gracilissima* Reuss, *M. robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *Palaeocytheridea observata* (Schagap.), *P. denticulata* (Schagap.).

Верхняя граница готерива устанавливается по смене зеленовато-серых пород готерива темно-серыми, почти черными глинами апта.

Готерив-баррем

Выше палеонтологически охарактеризованных готеривских отложений в Актюбинском Приуралье местами залегают породы, условно относимые к готериву-баррему. Такие породы вскрыты скважиной в центральной части Жарыкской брахисинклинали под аптскими черными глинами на глубине 241 м и представлены пестроцветными (желто-зелеными, вишнево-красными, коричневыми, зеленовато-серыми) плотными песчанистыми глинами (22 м), под которыми лежат серые разнозернистые кварцевые пески (15 м) и, наконец, желтовато-серые с вишневыми пятнами плотные глины с раковистым изломом (3 м).

Ниже следуют мергелистые песчаники, а затем светло-серые глины готерива.

Останцы пестроцветных глин отмечены также южнее Актюбинска и в некоторых других пунктах бассейна р. Илек, что подтверждает более широкое распространение в прошлом описываемых отложений, уничтоженных впоследствии аптской трансгрессией.

Апт

Отложения апта в Актюбинском Приуралье пользуются очень широким распространением. Они выходят на Урало-Илекском водоразделе, на склонах долины р. Илек и по берегам его левобережных и правобережных притоков. На водоразделах между последними аптские отложения вскрыты скважинами. На левобережье Илека и в нижнем течении его правобережных притоков апт налегает на отложения неокома, восточнее — на юрские и триасовые отложения, а еще далее к востоку — на породы перми и верхнего карбона.

Характерной чертой аптских отложений Актюбинского Приуралья является постоянство литологического состава: это однородная толща темно-серых и черных глин, мало изменяющих свой облик даже вблизи береговой линии аптского моря, где они становятся совсем мало-мощными.

На Урало-Илекском водоразделе, а также в верховьях рек Аксу и Таныберген на левобережье среднего течения р. Илек аптские отложения представлены черными листоватыми глинами с септариевыми конкрециями сидерита. В основании апта прослеживается слой галечника, представленный чаще всего гальками кварца и кремня, иногда с примесью окатанных фосфоритовых желваков. В верхах разреза встречаются прослойки мелкого глауконитового и крупного кварцевого песка.

На левобережье верхнего течения р. Илек отложения апта обнажаются в долинах рек Жинишке, Сазды, Тамды, Байбакты и др. В этом районе апт сложен темно-серыми и черными глинами, содержащими прослойки мелко- и среднезернистых кварцевых и глауконито-кварцевых песков, тонкие пропластки песчаников, в нижней половине разреза — каравая железистых алевролитов. В глинах часто встречается микрофауна: *Ammobaculites* ex gr. *agglutinan* (Orb.), *Glomospira gaultina* (Berth.), *Hyperammia aptica* Dain, *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Verneuilina polystropha* Reuss.

Мощность апта на левобережье р. Илек в межсинклинальных участках обычно составляет 20—30 м, увеличиваясь в истоках левобережных притоков р. Илек до 40 м. В Саздинской мульде она равна 32 м, в северной части Петровской мульды — свыше 40 м, в Булакской — около 50 м и в Алгинской — 54 м.

На правобережье р. Илек апт делится на две толщи. Нижняя толща сложена темно-серыми и черными глинами, верхняя — глинами, алевритами и песками.

На южном склоне Урало-Илекского водораздела и на правобережье р. Жаксықаргала, а также на юге, в бассейне рек Есет, Табантал, Тамды, Жарык и Коктобе, нижняя толща апта представлена темно-серыми и черными плотными алевритистыми глинами с прослоями аргиллитоподобных глин, содержащими включения глауконито-кварцевого и кварцевого песка, присыпки алеврита и растительного детрита на плоскостях напластования. Глины грубополосчатые из-за чередования черных и более светлых, сильно алевритистых разностей. Вблизи кровли глин участками залегают кварцево-глауконитовые и глауконитовые пески мощностью до 5 м. К нижней половине разреза приурочены

караваи (0,1—0,4 м в диаметре) сидеритизированных алевролитов, образующих три или четыре, а местами и шесть горизонтов.

Примерно восточнее меридиана Актюбинска в нижней толще апта, в 8—12 м от ее подошвы, появляется горизонт грубозернистого песка, гравия и мелкой гальки мощностью от 0,1 до 0,8 м. В бассейне р. Жаксыкаргала мощность этого слоя участками резко возрастает, достигая 10 м. В нижнем течении р. Жарык одной из скважин был пересечен сидеритизированный грубозернистый песчаник, залегающий в 9 м от подошвы глин.

В глинах нижней толщи апта Г. Д. Сахно обнаружила богатый комплекс фораминифер: *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* (Bart. et Brandt), *A. cf. inconstans* (Bart. et Brandt), *A. ex gr. agglutinans* Orb., *A. ex gr. aequalis* (Roem.), *A. longus* Mjatl., *Ammodiscus chapmani* Mjatl., *Ammoscalaria* ex gr. *evoluta* Mjatl., *Anomalina* cf. *baltica* Brotz., *Bimonilina dualis* Mjatl., *Glomospira gaultina* Berth., *Glomospirella gaultina* Berth., *Gaudryina* ex gr. *mirca* J. Nik., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *H. rosaceus* Dain, *H. evolutus* J. Nik., *H. ex gr. chapmani* Moros., *Hyperammina* cf. *aptica* Dain et Damp., *Miliammina mjalukae* Dain, *M. ex gr. manitobensis* Wick., *Verneuiliana polystropha* Reuss, *Verneuilinoides borealis* Tapp., *Trochammina dampelae* Dain.

Наиболее обильная и разнообразная микрофауна содержится в нижней половине глинистой толщи. Здесь, как правило, встречаются *Ammodiscus chapmani* Mjatl., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *H. rosaceus* Dain, *Hyperammina* cf. *aptica* Dain et Damp., *Verneuiliana polystropha* Reuss.

В верхней половине глинистой толщи встречаются лишь первые две формы, зато широко распространены *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* (Bart. et Brandt.) и *A. ex gr. agglutinans* (Orb.).

Мощность глинистой толщи апта в бассейне р. Бутак равна 23 м, в бассейне р. Жаксыкаргала — 9 м, в верховьях р. Илек — 26—40 м, в Коктобинской брахисинклинали достигает 55 м.

В районе истоков р. Жаманкаргала, по р. Табантал, в истоках рек Тамды (правобережная) и Жарык мощность нижней толщи апта снижается до 10—12 м, а затем восточнее она полностью выклинивается.

Верхняя толща апта на правобережье р. Илек сложена ритмично переслаивающимися глинами, алевритами и мелкозернистыми песками. В разрезе обычно преобладают глины. Они светлее глинистой толщи: серые, темно-серые, часто с фиолетово-шоколадным оттенком (в сухом состоянии пепельно-серые), алевритистые, тонкослоистые, на плоскостях наложения с намывами светло-серого кварцевого алеврита. Мощность глинистых прослоев составляет 0,2—0,4 м, иногда достигает 1—2 м. Мощность песков и алевритов изменяется от 0,05 до 0,4 м. Пески и алевриты желто-серые, светло-серые, в отдельных прослойках ржаво-бурые, слюдисто-кварцевые, горизонтально- и косослоистые. Они нередко ожелезнены, особенно в верхах разреза, сцементированы в песчаники и алевролиты.

Из фораминифер в описанных отложениях изредка встречаются *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* (Bart. et Brandt.), *Gaudryina* ex gr. *filiiformis* Berth., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss var. *umbilicatus* J. Nik. Мощность верхней песчано-глинистой толщи в этом районе достигает 12 м. В верховьях р. Табантал (овраг Сугурсай) верхняя толща апта отделяется от нижней слоем (0,4 м) конгломерато-песчаника, в остальных местах граница между ними проводится условно.

Альб

Отложения альба представлены всеми тремя подъярусами.

Нижний альб. На левобережье р. Илек отложения нижнего альба сложены серыми и темно-серыми алевритистыми глинами, содержащими прослой зеленовато-серых и серых, в естественных обнажениях охристо-желтых и зеленовато-желтых мелкозернистых песков и алевритов. В песках встречаются железистые песчаные конкреции и тонкие прослой песчаников. В глинах установлен комплекс фораминифер: *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Siphogenerina asperula* (Charn.), *Conorboides umiatensis* (Tapp.), *Gaudryina filiformis* Berth. и др.

Граница между отложениями нижнего и среднего подъярусов альба на водоразделе рек Илек и Темир нечеткая, но уже в верхнем течении левобережных притоков р. Илек она обычно выражена четко: она проходит в основании гравелистых песков и галечников среднего альба. Мощность нижнего альба на левобережье р. Илек местами превышает 30 м.

На правобережье р. Илек в бассейне рек Жаксыкаргала, Жаманкаргала, Есет, Табантал, Тамды, Коктобе нижний альб представлен переслаивающимися пепельно-серыми, серыми с фиолетовым оттенком и шоколадно-серыми, насыщенными растительным детритусом глинами и желто-серыми кварцевыми песками и алевритами. В алевритах залегают прослойки и плоские караваи алевролитов. Алевриты приурочены к нижней половине разреза. Мощность их изменяется от 0,5—1,0 м на юго-западе до 10—12 м на северо-востоке правобережья р. Илек. Содержание глинистых прослоев, наоборот, уменьшается в том же направлении. Общая мощность отложений нижнего альба на правобережье р. Илек достигает 18 м.

Средний альб. В среднем подъярусе альба преобладают светло-серые и белые, обычно косослоистые разнозернистые кварцевые пески с прослоями и линзами пепельно-серых, фиолетово-серых и темно-серых алевритистых глин, а также линзы белых каолинистых глин. В песках наблюдаются тонкие косые прослойки гравия и мелкой гальки. В основании толщи гравелистые пески и галечники достигают 3—4 м мощности. Местами среди песков встречаются прослой бурых ожелезненных грубозернистых песчаников.

А. Л. Яншин (1943) описываемые отложения относил к «белой» свите альба. По стратиграфическому положению они соответствуют верхней подсвите нижней свиты альба районов рек Сагиз, Уил, верхнего течения р. Темир (Вахрамеев, 1952). Мощность отложений среднего альба достигает 40—50 м.

Верхний альб. Отложения верхнего альба соответствуют «желтой» свите А. Л. Яншина (1943) и верхней свите В. А. Вахрамеева (1952). Они представлены светло- и желтовато-серыми, буровато-желтыми ожелезненными разнозернистыми, нередко грубозернистыми слюдисто-кварцевыми песками. Пески эти косослоистые, довольно хорошо промытые и отсортированные, содержат линзы серых и серо-зеленых глин, гравия, а также линзы и прослой (0,2—0,5 м) мелкого кварцевого галечника и бурых железистых косослоистых песчаников. В основании песков залегает железистый конгломерат, состоящий из жеод ожелезненного алевролита и галек кварца.

В обнажениях по р. Жарык в глинах, залегающих линзами и невыдержанными прослоями среди косослоистых альбских песков, обнаружена флора позднего альба: *Asplenium Dicksonianum* Heer, *Cyparissidium gracile* Heer, *Credneria acerifolia* Richter (определения

Л. М. Кречетовича), *Platanus latior* Knowlt. (определение В. А. Вахрамеева).

В. И. Железко (1966) обнаружена позднеальбская флора в верхнем течении р. Коктобе, на ее правом берегу, где под базальным галечником сантона обнажены желто-серые кослоистые кварцевые пески с линзовидными прослоями (0,15—0,2 м) желто-бурых и темно-коричневых железистых песчаников. Флора собрана из двух линз песчаников, расположенных примерно в 11—12 м от кровли песков. Определения флоры произведены В. А. Вахрамеевым. В ее состав входит большое количество отпечатков *Platanus cuneifolia* Bropp, несколько отпечатков *Platanus latior* Knowlt., единичными экземплярами представлены *Gleichenia* sp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *Dalbergites* (?) sp. Мощность отложений верхнего альба достигает 55 м.

Средний и верхний альб нерасчлененные. На правобережье верхнего течения р. Илек, в бассейне рек Актасты, Акшат, Орташа, Айдарлыаша, Табантал, Сугурсай, Тамды развиты нерасчлененные отложения среднего и верхнего альба. Они представлены светлыми желтовато-серыми и белыми сильно каолинистыми разнотельными кварцевыми песками. В песках встречаются прослои пепельно-серых, серых алевроитистых и белых каолинистых глин мощностью 0,6—3,0 м и очень частые прослойки кварцевого гравия. В верхах разреза отмечаются линзы буровато-желтых ноздреватых и горчично-желтых однородных кослоистых песчаников, а в его основании залегают прослои крупного гравия, по простиранию переходящего в галечники. Мощность нерасчлененных отложений среднего и верхнего альба составляет 20—30 м.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения в Актюбинском Приуралье, как и на территории Орь-Илекской возвышенности, занимают относительно незначительные по площади участки. Они представлены исключительно морскими фациями и являются остатками некогда сплошного покрова морских осадков, покрывавших описываемую территорию в поздне-меловую эпоху. Наибольшие по площади участки верхнемеловых отложений сохранились на юге, в районе истоков р. Илек. Севернее они представляют собой разрозненные останцы на наиболее высоких участках водоразделов либо в центральных частях брахисинклинальных складок и дизъюнктивных мульд.

Еще в 1890 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в верхнемеловых отложениях в верховьях р. Илек были обнаружены фосфориты желвакового типа. Впоследствии, в начале XX века, после постройки железной дороги Оренбург—Ташкент, фосфориты явились одним из важных объектов, привлекавших внимание исследователей в южной части Актюбинского Приуралья и способствовавших ускоренному изучению верхнемеловых отложений этого района (М. Э. Янишевский, Н. Н. Тихонович, А. Н. Винокуров, А. Д. Архангельский и др.).

Н. Н. Тихоновичем (1914) дана для этого района первая относительно детальная схема стратиграфии верхнего мела. Им выделялись сеноман (к которому ошибочно были отнесены альбские пески), сенон и датский ярус.

В 30-х годах детальное изучение верхнего мела проводили В. Е. Руженцев, В. И. Тамман, А. Л. Яншин, К. А. Шахварстова, Е. А. Кудинова, Б. М. Гиммельфарб и др. В. И. Тамман и А. Л. Яншиным в сеноне района верховьев р. Илек впервые выделены сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы, а Е. А. Кудиновой и

К. А. Шахварстовой установлены фаунистически охарактеризованные отложения турона. Сведения о меловых отложениях этого района, накопленные к началу 40-х годов, были обобщены А. Л. Яншиным (1943), а затем С. Н. Колтыпиным (1957).

Новый этап в изучении стратиграфии верхнемеловых отложений Актюбинского Приуралья начался в конце 50-х годов в связи с детальными съемками, переоценкой известных и поисками новых месторождений фосфоритов (В. И. Железко, Я. И. Романюк, В. И. Гладкова, В. В. Литовко и др.). С 1965 г. Западно-Казахстанской комплексной экспедицией ведутся специальные тематические исследования по стратиграфии и фосфоритонности верхнего мела в Актюбинском Приуралье и смежных районах.

Сеноман

Отложения сеномана на большей части территории Актюбинского Приуралья не сохранились. Их разобщенные выходы известны как в северной (водораздел рек Жаксыкаргала, Киялыбуртя и Кия), так и в западной (нижнее течение р. Жинишке и окрестности пос. Черноводского на междуречье Илека и Карахобды) и южной частях района (реки Тимрей и Коктобе).

В северных пунктах, по данным Б. М. Гиммельфарба и др. (1937), сеноманские отложения представлены желтыми мелкозернистыми кварцевыми песками (до 6 м) с прослоями железистого песчаника, переполненного ядрами пеллеципод. В нижнем течении р. Жинишке сеноман сложен зеленовато-желтыми мелкозернистыми песками (свыше 15 м) с тонкими прослоями темно-серых глин и коричневатых тонкозернистых песчаников, содержащих *Schloenbachia varians* Sow., *Inoceramus cripsi* Mant., *Cardium* aff. *ventricosum* Orb., *Oxytoma pectinata* Sow., *Pecten orbicularis* Sow., *P.* cf. *membranaceus* Nilss. и др. (Колтыпин, 1957).

Севернее пос. Черноводского, в овраге Акжар, сеноманские отложения представлены желтовато-серыми и зеленовато-серыми глауконитовыми и серыми кварцевыми мелкозернистыми песками мощностью более 16 м, с прослоями железистых песчаников и серых глин и слоем гравия в основании. Из песчаников определены *Oxytoma pectinata* Sow., *Ostrea nikitini* Arkh., *Neithea quinquecostata* Sow., *Rhynchonella* sp., *Otodus basalis* Goeб. и др. (Кудинова и Шахварстова, 1932).

На реках Тимрей и Коктобе сеноман сложен светло-серыми и желто-серыми мелко- и грубозернистыми кварцевыми песками (до 2 м), вмещающими тонкие прослойки темно-серых глин и линзовидные прослойки мелкого кварцевого гравия. В основании песков залегает слой крупного гравия и мелкой кварцевой и кремневой гальки мощностью 0,2—0,3 м. В некоторых прослойках гравия из середины песчаной пачки и из галечника основания слоя В. И. Железко (в 1965 г.) собраны, а Л. С. Гликманом определены зубы акул: *Scapanorhynchus raphiodon* (Ag.), *S. gigas* (Woodw.), *Cretolamna appendiculata* (Ag.), *Anacorax falcatus* (Ag.), *Odontaspis macrorhiza* Cope, *Squatina* sp., *Synechodus* sp., *Meristodon* sp. Указанный комплекс ископаемых акул, по заключению Л. С. Гликмана, имеет глобальное распространение в сеномане и никогда не отмечается в отложениях другого возраста.

В литературе имеется не подтвержденное авторами более поздних исследований указание Н. Н. Тихоновича (1914) на присутствие в верховьях р. Жаманкаргала сеноманского фосфоритового слоя с *Inoceramus cripsi* Mant.

Турон

Отложения турона в Актюбинском Приуралье имеют крайне ограниченное распространение. На левобережье р. Илек они известны в истоках рек Аксу и Таныберген (у поселков Новофедоровского, Степановского, Черноводского), а на правобережье Илека — в междуречье Жаксыкаргалы и Киялыбурти.

Наиболее полный разрез турона описан В. И. Железко в 1968 г. в обрывах ручья Акмола, к северо-востоку от пос. Новофедоровского. Ниже фосфоритового слоя сантона обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Мергель серый, глинистый, крупноскольчатый	4,5
2. Мергель темно-серый, с зеленоватым оттенком, глинистый, к кровле слоя постепенно переходящий в мергель слоя I, а к основанию — в песок	
3	6—7
3. Песок глауконито-кварцевый, сильно глинистый, известковистый, с прослоями глины и с редкими желвачками фосфорита, содержание которых постепенно увеличивается к основанию слоя. Размыв	0,60
4. Фосфоритовые желваки, тесно сгруженные в глауконито-кварцевом песке	0,05—0,07

Ниже обнажены пески сеномана.

Из приведенного разреза В. И. Гладковой определены фораминиферы: *Bolivinospis praelonga* (Reuss), *Gaudryina variabilis* Mjatl., *Bolivinita eovigeriniformis* Keller.

Разрез отложений турона у пос. Степановского почти не отличается от вышеописанного, только мощность мергеля здесь не превышает 4,6 м.

В основании турона в фосфоритовом слое этого разреза В. И. Железко найдены фосфоритизированные ядра аммонитов хорошей сохранности, но они пока еще не определены.

Севернее пос. Черноводского в результате сантонской трансгрессии от отложений турона сохранились только фосфоритоносные отложения.

В верховьях р. Терсбутак у хутора Дворяновка (восточнее пос. Родниковка) Е. А. Кудиновой и К. А. Шахварстовой (1932) описаны залегающие на породах сеномана и вскрытые шурфами под сантонскими отложениями зеленовато- и желтовато-серые тонкозернистые глинистые пески и песчанистые глины, сменяющиеся книзу мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песками и редкими блестящими черным желваками фосфорита, сгруженными в подошве слоя. Мощность 3,25 м. В песках обнаружена фауна *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park. и *I. lobatus* Goldf. Аналогичные породы мощностью около 2 м описаны А. Л. Яншиным (1943) из другого пункта в районе пос. Родионовка, а Б. М. Гиммельфарб и др. (1937) выделяют туронские отложения на междуречье Кии и Домбара.

На остальной площади Актюбинского Приуралья туронские отложения присутствуют. Отложения коньякского яруса не отмечены. Косвенным указанием на значительное распространение отложений турона и коньяка в прошлом являются находки переотложений сеноманской, туронской и коньякской фауны (*Placenticerus* cf. *placenta* De Kay, *Scaphytes mesley* Gross. и др.), в базальном слое сантонских отложений в окрестностях станций Аккемир, Тамды и Кандагач (Яншин, 1943).

Сантон

В Актюбинском Приуралье обычно выделялись нижнесантонские и верхнесантонские отложения. К нижнему сантону относились фосфоритоносные песчаные породы мощностью 0,8—4,5 м. К верхнему сантону были отнесены вышележащие зеленовато-серые глины и глинистые алевроиты мощностью 8—10 м.

В 1965—1968 гг. разрезы сантонских отложений изучались В. И. Железко, Р. А. Сегединым, Л. С. Гликманом, Т. В. Ивановой и О. Г. Лазуром.

Анализ фактического материала и в первую очередь изучение собранной большой коллекции зубов акул (около 1500 экземпляров) и белемнитов (около 500 экземпляров) показали, что в Актюбинском Приуралье отложения сантона имеют неширокое распространение. В результате этих исследований большая часть отложений, считавшихся ранее сантонскими (алевроиты, глины, а также частично верхние горизонты фосфоритоносных отложений), ныне отнесена к кампану.

Наиболее полные разрезы сантона сохранились в синклинальных прогибах (мульдах), в антиклинальных же структурах эти отложения были частично или полностью уничтожены трансгрессией раннекампанского моря. Ниже приводятся наиболее характерные разрезы отложений сантона.

На левобережье р. Илек в истоках р. Таныберген севернее пос. Черноводского ниже светло-серых известковистых глин кампана залегают:

	Мощность, м
1. Глина зеленовато-серая, известковистая, песчанистая, с редкими фосфоритовыми желваками и белемнитами <i>Belemnitella praecursor</i> cf. <i>praepraecursor</i> Najd., <i>Goniacamax lundgreni uilicus</i> (Kolt.), <i>Actinocamax verus fragilis</i> Arkh.	0,60
2. Крупные фосфоритовые желваки, тесно сгруженные в кварцевом мелкозернистом песке, нередко желваки крепко сцементированы в плиту. Встречаются белемниты <i>Goniacamax lundgreni uilicus</i> (Kolt.) и <i>Actinocamax verus fragilis</i> Arkh.	0,40—0,60
3. Фосфоритовые желваки, менее тесно сгруженные в желтовато-сером кварцевом известковистом песке. Найдены белемниты <i>Goniacamax lundgreni uilicus</i> (Kolt.) и <i>Actinocamax verus fragilis</i> Arkh.	0,60
4. Фосфоритовые желваки (местами сцементированные в плиту), залегающие в кварцевом песке. Найдены ростры <i>Goniacamax lundgreni uilicus</i> (Kolt.)	0,15

Ниже идут белесовато-серые известковистые и песчанистые глины с включениями мелких фосфоритовых желваков, условно относимые нами к турону.

На восточном крыле Новоукраинской мульды вблизи одноименного поселка к сантону относятся зеленовато-серые глауконито-кварцевые пески, содержащие окатанные фосфоритовые желваки, гальку, гравий и зубы акул *Anacorax falcatus* (Ag.). Мощность песка 0,60—0,70 м. Песок подстилается слоем окатанных фосфоритовых желваков и гальки мощностью 0,05—0,15 м. В этом слое найдены зубы акул *Anacorax falcatus* (Ag.), *Ptychodus rugosus* Dixon, *Odontaspis macrorhiza* (Cope) и др. Пески лежат ниже фосфоритового желваково-плитного пласта раннекампанского возраста. Подошвой сантона служат песчанистые глины и пески сеномана.

В обрыве правого берега р. Илек в 2,5 км выше пос. Золотоношского в верхней части выходят фосфоритоносные отложения нижнего кампана и верхнего сантона, а в нижней части обрыва — алевроиты нижнего сантона.

Сантонская часть разреза этого обнажения имеет следующий вид (сверху вниз):

Верхний сантон

	Мощность, м
1. Фосфоритовый конгломерат-песчаник (плита), темно-серый, крепкий, ноздреватый. Найдены ростры <i>Gonicamatax lundgreni uilicus</i> (Kolt.)	0,20
2. Песок полимиктовый (состоящий из зерен кварца, фосфорита, глауконита), сильно известковистый, с рассеянными черными окатанными фосфоритовыми желвачками и галькой, причем в верхней половине слоя фосфоритовых включений около 30—40%, а в нижней — не более 15%. В песке собраны белемниты <i>Belemnitella propinqua propinqua</i> (Mob.), <i>Gonicamatax lundgreni uilicus</i> (Kolt.), <i>Actinocamatax verus fragilis</i> Agkh.	0,35
3. Песок полимиктовый, в основном состоящий из кварца, глауконита и фосфорита, тусклый, серовато-зеленый, мелкозернистый, с фосфоритовыми желвачками в количестве до 30% (размыв)	0,20

Нижний сантон

4. Алеврит кварцевый, зеленовато-желтый, пылеватый, в нижней части слоя с гнездами и отдельными включениями мелких фосфоритовых желваков	0,80
5. Алеврит кварцевый, темнее, чем в слое 5, слабо глинистый, с мелкими желваками фосфорита и стяжениями белесовато-серого песчаника	0,15
6. Алеврит кварцевый, серый с желтоватым оттенком, с редкими стяжениями белесовато-серого песчаника (размыв)	0,45
В слоях 5 и 6 собраны зубы акул <i>Anacorax falcatus</i> (Ag.), <i>Scapanorhynchus raphiodon</i> (Ag.), <i>Odontaspis macrorhiza</i> (Cope), <i>Cretolamna appendiculata</i> (Ag.) и <i>Squatina</i> sp.	
7. Алеврит кварцевый, темно-серый с зеленоватым оттенком, в подошве слоя с галькой глины (размыв)	0,50
Ниже идут серые вязкие глины сеномана.	

На левобережье р. Жарык в обрыве безымянной балки, южнее ж.-д. разъезда 313, к сантону относятся алевриты и глины, лежащие ниже желваково-плитного слоя кампана. Здесь залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Глина темно-серая, песчанистая	0,55
2. Алеврит кварцевый, желтовато-серый, с фосфоритовыми желваками. Содержание фосфоритовых желваков растет сверху вниз, достигая внизу 20%. Желваки окатанные (размыв). Найдены ростры белемнитов <i>Actinocamatax verus fragilis</i> Agkh.	0,55
3. Алеврит кварцевый, с примесью глауконита, тусклый, серый, плотный, с рассеянными мелкими слабо окатанными желваками и рострами белемнитов <i>Gonicamatax lundgreni uilicus</i> (Kolt.), а в 1,5 м ниже кровли обнаружен зуб <i>Anacorax</i> ex gr. <i>yangaensis</i> Dart. et Casier	3,00
4. Базальный горизонт. Гравий и мелкая фосфоритовая галька, зубы акул, сгруженные в песке. Из зубов определены следующие виды акул: <i>Anacorax falcatus</i> (Ag.), <i>Ptychodus rugosus</i> Dixon, <i>Odontaspis venusta</i> (Leriche) и др. Все зубы окатанные, за исключением зубов <i>Odontaspis venusta</i> (Leriche)	0,15—0,25

Микрофауны в сантонских отложениях не оказалось. Ниже залегают глины и пески верхнего сеномана.

Кампан

Отложения кампана среди верхнемеловых отложений пользуются наибольшим распространением. Севернее р. Актюбинска они сохранились от последующего размыва на небольших площадях в районе пос. Родниковки, в Красноярской, Калиновской и Дворяновской мульдах, а на левобережье р. Жаксыкаргала — в Грязнушкинской мульде.

На правобережье р. Илек (в бассейне его притоков Табантал, Тимрей, Тамды, Токмансай, Коктобе и Жарык), так же как и на его

левого берега (в истоках Сазды, Тамды левого бережной, Суоксу и других рек), кампанские отложения имеют почти сплошное распространение. Породы кампана повсеместно залегают трансгрессивно и несогласно на нижележащих отложениях сантона, турона, сеномана и альба.

В Актюбинском Приуралье отложения кампана делятся на три части (снизу вверх): 1) глины, фосфоритоносные пески и алевриты с *Anacorax kaupi* (Ag.), *Belemnitella praecursor media* Jel., *B. praecursor micronatiformis* Jel. и *Oxytoma tenuicostata* (Roem.); 2) глины с прослоями алевритов, с рострами *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l.; 3) мергелистые алевриты с прослоями глин, содержащие *Belemnitella langei* Schatky s. l.

Наиболее полный, почти непрерывный разрез кампана составлен В. И. Железко, Р. А. Сегединым и Т. В. Ивановой по обнажениям правого берега р. Жарык.

Начинается разрез обнажением, расположенным на западном крыле Жарыкской мульды (обн. 175), где наиболее полно представлена верхняя часть кампанских отложений. Здесь ниже фосфоритового конгломерата палеогена идут:

Верхний кампан

Мощность, м

1. Алеврит кварцевый, сильно мергелистый, белесовато-серый с желтым оттенком, с редкими желваками фосфоритов; в нижней части слоя (0,5 м) желваков около 15%. В алеврите много ростров белемнитов <i>Belemnitella kursensis</i> Najd. и <i>B. langei Schatky</i> . (размыт)	3,0
2. Глина мергелистая, темно-серая, тонкоалевритистая с рострами <i>Belemnitella</i> cf. <i>kursensis</i> Najd. Нижняя граница неровная (размыт)	1,7
3. Алеврит кварцевый, мергелистый, желтовато-серый. Найдены ростры <i>Belemnitella</i> cf. <i>kursensis</i> Najd.	1,3
4. Глина, похожая на глину слоя 2, но немного более светлая	1,0
5. Алеврит, аналогичный описанному в слое 3	0,6
6. Глина темно-серая, мергелистая, сильно алевритистая	0,4
7. Алеврит, аналогичный описанному в слое 3	0,5
8. Глина мергелистая, тонкослоистая, темно-серая, прослойками более мергелистая. В верхней части слоя отмечаются прослои алеврита. Видимая мощность в обн. 175 8,0, а полная мощность их, замеренная в обн. 192 на восточном крыле Жарыкской мульды, составляет 16,0 м. В основании слоя глины (0,2 м) редко отмечаются мелкие неокатанные фосфоритовые желваки. И хотя отчетливо выраженного размыва здесь не наблюдается, смена условий осадконакопления явная, ибо ниже по разрезу следует «полосатая серия» (переслаивание глин и алевритов), подобная той, что лежит выше глин слоя 8	16,0
9. Алеврит кварцевый, желтовато-серый, плотный, вверху глинистый	2,7
10. Глина темно-серая с зеленоватым оттенком, плотная	1,3
11. Алеврит кварцевый, мергелистый, тусклый, желтовато-серый, с тонкими линзами глины	1,8
12. Глина темно-серая, почти черная, вязкая, комковатая, с гнездами мелкозернистого кварцевого песка	4,2
13. Алеврит кварцевый, мергелистый, светло-серый	0,9
14. Глина мергелистая, темно-серая с зеленоватым оттенком	1,0
15. Алеврит кварцевый, мергелистый, светло-серый. Найден один ростр белемнита	0,80
16. Глина мергелистая, темная, зеленовато-серая. Видимая мощность	3,0
17. Закрывается примерно 10—15 м. Судя по скважинам и обнажениям, в этом интервале залегают глины, похожие на глины слоя 16. Возможно, среди них встречаются прослойки алеврита.	
Описание нижней части кампанских отложений приводится по обнажениям 105, 178 и 195.	
18. Глина мергелистая, темная, зеленовато-серая, листоватая, алевритистая. Видимая мощность	0,5

Нижний кампан (журунские алевриты)

Мощность, м

19. Алеврит кварцевый, мергелистый, тусклый, серый с зеленоватым оттенком, с редкими мелкими фосфоритовыми желваками, содержание которых увеличивается к основанию слоя до 5—8%. Граница с глинами слоя 18 четкая, однако явных следов размыва не наблюдается. 1,3—3,6
20. Верхний фосфоритовый слой. Фосфоритовые желваки мелкие, слабоокатанные (в восточных обнажениях — фосфоритовая галька), сгруженные в алеврите неравномерно, местами они залегают в виде раздувающихся линз. Содержание фосфоритов в некоторых прослойках достигает 70%. Среди фосфоритов встречаются ростры белемнитов *Belemnitella praecursor micronatiformis* Jel., *B. praecursor media* Jel., раковины *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) и очень редко зубы акул *Anacorax kaupi* (Ag.) и др. 0,70—0,90
21. Алеврит (пылеватый песок) кварцевый, тусклый, желтовато-серый с зеленоватым оттенком, с редкими мелкими окатанными фосфоритовыми желваками. Последние местами выполняют карманы в алеврите 1,0—3,0
22. Средний фосфоритовый слой. Мелкие, сильно окатанные фосфоритовые желваки, тесно (их около 80%) сгруженные в кварцевом пылеватом песке (алеваврите). Участками слой выклинивается или раздувается, образуются пережимы. Среди желваков очень много зубов акул, среди которых Л. С. Гликманом определены *Anacorax kaupi* (Ag.), *A. yangaensis* Dart. et Casier, *Odontaspis macrorhiza* (Cope), *O. venusta* Leriche 0,0—0,4
23. Песок кварцевый, пылеватый, с примесью более крупных частиц, с редкими мелкими фосфоритовыми желваками. В некоторых обнажениях р. Жарык в верхней части этого слоя выделяется прослой переслаивающихся глин с песками 0,3—3,0
24. Песок кварцевый, серый, разнозернистый, с гравием кварца, с мелкой фосфоритовой галькой 0,4—0,8
25. Нижний фосфоритовый слой. Фосфоритовая галька с примесью кремневой и кварцевой, сгруженная в разнозернистом кварцевом песке. В этом слое много зубов акул, среди которых Л. С. Гликман установил следующие виды: *Anacorax kaupi* (Ag.) (сантонский подвид), *Cretolamna appendiculata* (Ag.), *Odontaspis macrorhiza* (Cope) и др. Зубы окатанные, принадлежат позднесантонским и реже сеноманским формам акул.

Возможно, отложения двух нижних слоев необходимо считать еще сантонскими.

Галечник слоя 25 лежит на размывтой поверхности сеноманских песков.

Приведенный разрез кампана является типичным для всей площади Актюбинского Приуралья. Особенно устойчивым является разрез верхнего кампана.

Отложения средней толщи повсюду представлены однообразными серыми и зеленовато-серыми известковистыми или бескарбонатными глинами с прослоями мелкозернистых глинистых песков и алевритов.

Местные изменения выражаются только в увеличении прослоев алевритов или песков, а также в колебаниях содержания в породах карбонатного материала. Количество последнего уменьшается с запада на восток. Если в истоках левобережных притоков р. Илек глины сильно мергелистые, то в верхнем течении правобережных притоков р. Илек они почти не содержат карбонатов.

В зависимости от местных условий колеблется содержание карбонатов также в отложениях с *Belemnitella langei* Schatsky s. l.

Так, в Дворяновской мульде они представлены мергелями, а в Жарыкской брахисинклинали — мергелистыми алевритами.

Общая мощность верхнекампанских отложений в мульдах Урало-Илекского водораздела достигает 20 м, южнее г. Актюбинска (как на левобережье, так и на правобережье р. Илек) обычно равна 35—45 м, увеличиваясь в синклинальных прогибах до 50 м.

Менее выдержаны нижекампанские фосфоритоносные отложения. Наиболее полный их разрез наблюдается на р. Жарык, на остальной

территории, особенно на левобережье р. Илек, он имеет сокращенный вид.

На значительной части левобережья р. Илек в основании нижнего кампана прослеживается базальный галечник*, состоящий из хорошо окатанной фосфоритовой гальки с примесью кварцевой, сгруженной в разнозернистом глауконито-кварцевом песке. Мощность слоя 0,1—0,4 м. Выше лежат слои фосфоритовых желваков, переполняющих мелкозернистый глауконито-кварцевый песок, и фосфоритовая плита. Последняя не имеет повсеместного распространения, обладает непостоянной мощностью, местами разделяется на два линзообразных пласта, залегающих либо в кровле, либо в подошве, либо внутри желвачного слоя. Мощность плиты достигает 0,25 м, а мощность всего верхнего фосфоритового горизонта колеблется от 0,45 до 1,4 м. Выше расположен слой светло-серого алеврита, в котором редко встречаются фосфоритовые желваки. Мощность этого слоя 0,5—1,0 м, нередко он отсутствует, и тогда фосфоритовый слой кроется толщей зеленовато-серых мергелистых глин. В нижней части глин (0,5—3,0 м от подошвы) встречаются белемниты раннего кампана, а вышележащие глины имеют позднекампанский возраст. Таким образом, граница между нижним и верхним кампаном проходит здесь в однородной толще глин.

В базальном фосфоритовом галечнике найдены окатанные зубы позднеантонских акул, а в фосфоритовом слое — ростры *Belemnitella praecursor micronatiformis* Jel., *B. praecursor media* Jel., *Actinocamax laevigatus laevigatus* Arkh.

На правобережье р. Илек в бассейне рек Коктобе и Тамды (правобережной) три фосфоритовых слоя, описанных на р. Жарык, сближаются, мощность разделяющего их песка составляет всего 0,6—1,0 м. На некоторых участках верхний и средний фосфоритовые слои соединяются между собой, образуя один верхний фосфоритовый слой. Еще севернее, в бассейне рек Табантал и Жаманкаргала, фосфоритоносные отложения нижнего кампана сложены одним слоем фосфоритовых желваков мощностью 1,5—3,5 м.

Маастрихт

Отложения маастрихта в северной части района сохранились на очень небольших площадях в центральных частях Красноярской, Калиновской и Дворянской мульд, на водоразделах близ поселков Родниковки, Хазретовки и др. (Урало-Илекский водораздел) и на левобережье р. Илек (бассейн рек Аксу и Таныберген), а в южной части района они известны лишь на левобережье р. Илек — в Петровской, Сорбулакской, Новоукраинской и некоторых других мульдах.

Большая часть развитых в районе маастрихтских отложений относится к нижнему подъярису (зоне *Belemnitella lanceolata*). В Калиновской мульде они представлены, по данным Я. И. Романюка, серыми с фиолетовыми пятнами вязкими глинами (до 0,5 м) с редкими фосфоритоносными желваками и (выше по разрезу) белым мергелистым мелом (до 10,5 м), участками с редкими прослойками серых слюдястых глин. В Дворянской мульде нижний маастрихт сложен однородной толщей белого писчего мела мощностью до 16 м.

* Фосфоритовый галечник, лежащий в основании фосфоритоносных отложений нижнего кампана на р. Жарык, а также на большей части левобережья р. Илек, не однообразен фосфоритовому галечнику, установленному в основании сантона на западном крыле Жарыкской мульды и в других местах.

Ранее ошибочно считалось, что базальный фосфоритовый галечник, лежащий в основании фосфоритоносных отложений, имеет раннесантонский возраст.

В мелу содержатся ростры *Belemnella lanceolata* (Schloth.) и фораминиферы *Cibicides voltzianus* Orb., *C. bembix* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *Anomalina complanata* Reuss, *Reussella minuta* (Marss.), *Stensiöina stellaria* (Vass.), *Eponides frankei* Brotz., *Bolivinooides delicatulus* Cushman, *B. draco* (Marss.), *Neoflabellina reticulata* (Reuss) и др. (определения В. И. Гладковой).

Отложения верхнего маастрихта (зоны *Belemnella arkhangeliskii*) пользуются весьма ограниченным распространением. Они встречены лишь в центральных частях некоторых мульд (Калиновской, Дворяновской) на Урало-Илекском водоразделе.

Верхний маастрихт сложен в основном белым писчим мелом, мелоподобными мергелями, меньшую роль в разрезе играют светло-серый крепкий мергелистый известняк и светло-серые мергелистые глины. Верхняя часть толщи мела обнажена в меловом карьере в центре Калиновской мульды северо-западнее пос. Родниковки (Карабутакское месторождение мела в верховье ручья Карабутак).

Из белого мела Калиновской мульды, по данным Я. И. Романюка (1964 г.), определены фораминиферы позднего маастрихта, в том числе *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Anomalina ekblomi* Brotz., *A. welleri* (Plumm.), *Cibicides bembix* (Marss.), *Eponides frankei* Brotz., *Spiroplectamina suturalis* (Karlinm.) и др. (определения В. И. Гладковой). Мощность отложений верхнего маастрихта достигает 24 м.

ЗАПАДНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ

Меловые отложения широко распространены к западу от Мугоджарских гор и выходят на поверхность в ядрах Изембетской, Теректысайской, Кандыкольской, Каиршақтыкольской и Кокпектинской антиклиналей. Они обнажены в долинах р. Эмбы и ее притоков и почти непрерывно прослеживаются на поверхности в приразломной зоне причленения мезо-кайнозоя к палеозойским породам Мугоджар. Хорошие обнажения меловых отложений известны по рекам Эмбе, Тыкбутак, Атжаксы, Теректысай, Аулие, возле озер Сорколь и Караколь и др. Отложения мела вскрыты многими скважинами по всей территории Западного Примугоджарья.

Присутствие в Западном Примугоджарье верхнемеловых отложений впервые доказано в 1932 г. Г. И. Водорезовым, который описал их многочисленные выходы и собрал большое количество разнообразной морской позднемеловой фауны.

Первые сведения о континентальных мезозойских отложениях сообщили П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937); они отметили у подножия Мугоджар красноцветные отложения с линзами бокситов, считая их юрскими. Впоследствии В. А. Вахрамеев (1948) доказал их раннемеловой возраст. Меловые отложения изучали Г. И. Водорезов, А. Л. Яншин, В. А. Вахрамеев, Л. И. Киселев, Н. Д. Сухарев, С. С. Сахно, Г. С. Трошин, Э. Д. Джавадов, Р. А. Сегедин, Р. Г. Гарецкий, Ю. Я. Кузьмин, С. С. Коробов, В. И. Железко и др. Наиболее полно меловые отложения Западного Примугоджарья описаны В. А. Вахрамеевым (1952), А. Л. Яншиным (1953), Р. Г. Гарецким (1955, 1957, 1962). Частично меловые отложения Примугоджарья, но главным образом соседней Прикаспийской впадины освещены в работах С. Н. Колтыпина (1952, 1957).

Среди меловых отложений Западного Примугоджарья выделяются морские и континентальные. К первым относятся породы готерива, апта, турона-коньяка (?), сантона, кампана и маастрихта, ко вторым — готерива-баррема и апта-коньяка.

В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) для района Шошкаккольской мегантиклинали среди континентальных отложений нижнего мела выделен ряд свит: даульская в неокоме, карашатауская, кызылшенская, кокбулакская и алтыкудукская в апте, альбе и сеномане. Р. Г. Гарецким и О. А. Кузьминой (1958) в туроне выделены отложения жиркиндекской свиты. Р. Г. Гарецкий (1962) предложил под этими же названиями разделять соответствующие отложения нижнего и верхнего мела на всей территории периферии Мугоджар и, в частности, в Западном Примугоджарье.

Нижний отдел

Готерив

Отложения готерива вскрыты скважинами на крайнем западе описываемого района: в западной части широтных профилей Жилансаид—Мугоджары, I—I (пробуренного в широтном направлении к северу от ст. Эмба), II—II (пробуренного вдоль широтного отрезка р. Эмбы) и в районе Кокпектинской антиклинали. Одиночными скважинами они пересечены и в других местах Западного Примугоджарья.

Отложения готерива несогласно и трансгрессивно налегают на породы узунтальской свиты средней—верхней юры или прямо на породы палеозоя. Они представлены характерными светло-серыми, светло-зелеными и оливково-зелеными известковистыми глинами с раковистым изломом, с прослоями зеленовато-серых и светло-серых мелкозернистых кварцевых известковистых песков и песчаников. Последние по простиранию нередко переходят в сливные кварцитовидные песчаники. К востоку увеличивается песчаность разреза. У восточной границы распространения готеривских отложений они представлены переслаивающимися светло-серыми глинами и мелкозернистыми кварцевыми песками. В большинстве случаев в основании готеривских отложений прослеживается базальный горизонт, состоящий из кварцевого галечника.

Почти во всех местах описываемые отложения содержат раковины моллюсков (*Nuculana scapha* Orb., *Thracia striata* Werth., *Corbula jengeldensis* Nikitina и др.), остатки остракод — *Palaeocytheridella observata* (Schägar.), *P. lenticulata* (Schägar.) и др., характерные для готерива Южной Эмбы. Из готеривских отложений Н. А. Болховитина и И. З. Котова выделили характерный спорово-пыльцевой комплекс (Болховитина, 1958; Гарецкий, 1962).

Отложения готерива выклиниваются по линии, примерно идущей к востоку от ст. Изембет по меридиану 58° и через сводовую часть Кокпектинской антиклинали далее к югу. От этой линии мощность морских отложений готерива постепенно увеличивается к западу. В районе Изембетской антиклинали она колеблется от 10 до 32 м, на востоке профиля I—I — от 15 до 40 м, на профиле II—II от 20 м и меньше на востоке до 35—60 м в районе широтного течения р. Эмбы, на междуречье Темир—Кольденентемир она равна 40—50 м, а на Кокпектинской антиклинали достигает 55 м.

Даульская свита (готерив—баррем). На отложения морского готерива, на породы юры или палеозоя с перерывом и несогласием ложатся континентальные пестроцветные отложения неокома, выделяемые под названием даульской свиты (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953; Гарецкий, 1957, 1962). Эта свита сложена пестроцветными породами (красными, красно-бурыми, кирпично-красными, зелеными, красными с зелеными пятнами и разводами (каменистыми неслоистыми

глинами с прослоями полимиктовых песков и песчаников и реже доломитизированных известняков. С приближением к Мугоджарам увеличивается песчаность отложений свиты.

Отложения даульской свиты распространены к югу от широты ст. Изембет, в южной и западной частях Теректысайской антиклинали, выполняют осевую часть Примугоджарской мегасинклинали и полностью перекрывают Кокпектинскую антиклиналь. На восточных антиклиналях Каиршактыкольской группы структур они отсутствуют.

Стратиграфическое положение и постепенная смена морских готеривских отложений континентальными породами нижней части даульской свиты подтверждают их готерив-барремский возраст (Гарецкий, 1962).

Мощность отложений даульской свиты на междуречье Темир—Кольденентемир изменяется от 10 до 30 м, на профиле I—I достигает 35—58 м, на профиле II—II колеблется от 22 до 87 м, у оз. Каиршактыколь достигает 30 м, в пределах Кокпектинской антиклинали изменяется от 27 до 267 м.

Апт

Отложения апта выходят на поверхность на левом берегу р. Эмбы в пределах куполов Замятина, Саркрамабас, Кумызтобе и в верхнем течении р. Темир на куполах Пригородном, Кумсай и Темирсай. На остальной территории Западного Примугоджарья они залегают под более молодыми отложениями мела. Бурением аптские отложения вскрыты на левобережье р. Темир, на куполе Кумсай, в западных частях профилей Жилансаид—Мугоджары, I—I и II—II.

На породах неокома отложения апта залегают несогласно. Они представлены темно-серыми и черными песчанистыми глинами, содержащими тонкие прослойки кварцевого песка или алевролита, с частыми присыпками алевроита на плоскостях напластования.

В глинах встречаются фораминиферы: *Hyperammina* cf. *aptica* Dain et Damp., *Miliammina mjaljukae* Dain, *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *H. rosaceus* Subb. и др.

Мощность отложений апта на водоразделе рек Темир и Кольденентемир западнее ст. Джурун составляет 30—40 м; на профиле Жилансаид—Мугоджары колеблется от 15 м на востоке до 49 м в крайней западной скважине; на левобережье р. Кольденентемир в западной части профиля I—I она достигает 40—60 м, на куполе Мортук изменяется от 30 до 75 м, на куполе Саркрамабас равняется 40 м (Гарецкий, 1962), примерно восточнее меридиана ст. Изембет морские аптские отложения постепенно переходят в литологически сходные сероцветные континентальные отложения.

Континентальные отложения апта—коньяка

Выходы континентальных пород апт-альба известны у подножия Мугоджарских гор в районе колодцев Кызылкудук, в районе озер Караколь и Сорколь, по рекам Ащисай и Аулие и близ ж.-д. ст. Мугоджарская. Эти выходы обусловлены меридиональным надвигом, сильно поднявшим отложения нижнего мела в принадлежавшей части опущенного крыла. Между указанными пунктами нижнемеловые отложения во многих местах вскрыты скважинами под отложениями верхнего

мела и палеогена. В западном направлении они погружаются на значительную глубину.

Отложения апт-альба залегают на поверхности дислоцированных и денудированных палеозойских пород, чаще на их коре выветривания. В углублениях на поверхности складчатого фундамента часто залегает слой (до 2 м) грубообломочных пород, представленных слабо окатанной галькой кварца, яшм и эффузивных пород, заключенных в белых слюдястых и песчанистых каолиновых глинах. Вне углублений грубообломочные породы отсутствуют.

Выше по разрезу следуют серые алевритистые, слюдястые, каолиновые глины с обуглившимися растительными остатками. В районе оз. Сорколь в этих глинах наблюдаются вертикально расположенные пучки обугленных стеблей травянистых растений. Залегание этого горизонта линзовидное. Средняя мощность его 15 м, иногда мощность горизонта сокращается до нуля, но местами достигает 30—32 м (близ оз. Сорколь). Еще выше по разрезу или ближе к выступам фундамента глины постепенно приобретают желтый, розовый, сиреневый, кирпично-красный и белый цвет. Эти пестрые глины представляют собой бокситоносную фацию нижнего мела. Глины имеют каолиновый состав с примесью гиббсита и содержат непостоянное количество гидроокислов железа. В глинах заключены линзы и пласты бокситов и бобовых бокситовых пород каолинито-гиббситового состава, в неокисленных разностях — с сидеритовым цементом. Мощность бокситоносного горизонта непостоянна и колеблется от 0 до 30 м. С этим горизонтом связаны ряд рудопроявлений бокситов (Караколь, Уртынтас, Ащисай, Кызылкудук и др.) и Соркольское месторождение.

Разрез завершают темно-серые каолиновые глины с прослоями пестрых глин, обугленным растительным детритусом и линзы лигнита. Глины иногда замещаются пачкой песков и песчаников. Мощность пачки 0,5—20 м.

Органические остатки, содержащиеся в описанных отложениях, в частности спорово-пыльцевые комплексы, указывают на их апт-альбский возраст (Киселев, 1963). При этом стратиграфическое положение бокситоносного горизонта неодинаково на разных участках.

Верхняя песчано-глинистая пачка, покрывающая бокситоносные отложения, датируется более определенно как верхний альб по возрасту заключенных в них отпечатков флоры. Г. И. Водорезовым в районе Кызылкудука найдены отпечатки *Glyptostrobus* aff. *groenlandicus* Heer, *Gleichenia nervosa* Heer. Г. С. Трошиным в районе оз. Караколь обнаружена *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer.

В удалении от Мугоджарских гор континентальные отложения апт-альба расчленяются на три свиты, сопоставляемые с карашатауской, кызылшенской и алтыкудукской свитами, выделенными в более южных районах (Яншин, 1953; Гарецкий, 1962).

Карашатауская (карачетауская) свита (апт—нижний альб) сложена сероцветными песчано-глинистыми породами, аналогичными нижнему горизонту описанной выше предгорной полосы, залегающими несогласно на пестроцветных неокома или непосредственно на палеозое.

Отложения карашатауской свиты обнаружены многими скважинами по упоминавшимся выше профилям, на Изембетской, Теректысайской, Кокпектинской антиклиналях, Кандыкольской и Каиршақтыкольской группах структур, где они развиты не повсеместно, заполняя углубления в поверхности палеозойских пород.

Из пород карашатауской свиты в разных местах выделены богатые спорово-пыльцевые спектры, списки которых приведены в работах

В. А. Вахрамеева (1952), Н. А. Болховитиной (1953), А. Л. Яншина (1953), Р. Г. Гарецкого (1957, 1962). Непосредственное прослеживание морских отложений апта и альба Прикаспийской впадины, а также изучение спорово-пыльцевых комплексов подтверждает отнесение отложений карашатауской свиты к апту и нижнему альбу. Возможно, что частично они охватывают и низы среднего альба.

Мощность отложений карашатауской свиты на Изембетской антиклинали достигает 40 м, на профиле I—I—60 м, на Кокпектинской антиклинали колеблется от 70 до 120 м.

Кызылшенская свита (средний альб). Выше по разрезу обычно без перерыва отложения карашатауской свиты сменяются пестроцветными породами кызылшенской свиты. В некоторых разрезах близ Мугоджар они налегают прямо на породы палеозоя. Кызылшенская свита сложена кирпично-красными, розовыми, сиреневыми, белыми глинами, часто песчанистыми, с прослоями песков и алевроитов и линзами песчаников.

Близ Мугоджар подобные породы заключают в себе линзы и пласты бокситов и бобовых бокситовых пород, описанные выше. В западных частях описываемой территории (начиная с полосы Кокпектинской антиклинали) яркость пород свиты исчезает, в ней преобладают серые, желтовато-серые тона. Здесь ее выделение представляет большие трудности, а в ряде случаев ее вообще не удается отделить от нижележащих пород карашатауской свиты.

На основании изучения найденных на смежных участках в отложениях кызылшенской свиты листовых отпечатков и выделенных спорово-пыльцевых комплексов их возраст определяется среднеальбским (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953; Гарецкий, 1962). Мощность отложений кызылшенской свиты достигает 50 м.

Кокбулакская свита (средний альб) в Западном Примугоджарье не выделяется.

Алтыкудукская свита (верхний альб-сеноман). С размывом на различные свиты апта и нижнего-среднего альба, а местами даже на породах неокома и палеозоя налегают отложения алтыкудукской свиты. Они обнажены в сводах Теректысайской и Кокпектинской антиклиналей, на р. Кольденентемир, в ряде брахиантиклиналей Каиршактыкольской группы структур. Во многих местах Примугоджарья они пройдены скважинами.

Алтыкудукская свита сложена континентальными желтыми песками, мелко- и среднезернистыми, с включениями гравия и гальки, с линзами песчаников, с прослоями и линзами серых и светло-серых алевроитистых глин. В них содержится большое количество обуглившегося растительного детрита, а иногда и линзы лигнита.

Стратиграфическое положение, соотношение с морскими отложениями, изучение ископаемых растительных остатков свидетельствуют о том, что породы алтыкудукской свиты принадлежат к верхнему альбу и сеноману (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953; Гарецкий, 1962).

Мощность отложений алтыкудукской свиты колеблется от 20—30 м в пределах Теректысайской антиклинали до 45—80 м на Кокпектинской антиклинали.

Жиркиндекская свита (турон-коньяк). В некоторых местах Западного Примугоджарья (на Кандыкольской брахиантиклинали близ оз. Кандыколь, на восточном крыле и южной периклинали Кокпектинской антиклинали и в Батпаккольской синклинали близ оз. Сорколь) выше пород алтыкудукской свиты с четким контактом лежит

маломощная (до 5 м) пачка континентальных пестроцветных (серовато-белых, красных, желтовато-бурых) каолинистых каменистых глин с прослоями плитчатых железистых песчаников. В обнажениях Кокпектинской антиклинали в них были найдены раковины пресноводных моллюсков. По стратиграфическому положению между отложениями верхнеальбско-сеноманской алтыкудукской свиты и фосфоритовым горизонтом основания сантона эта пестроцветная пачка относится к турону—коньяку.

Верхний отдел

Помимо континентальных отложений нижней части верхнего мела, относимых к верхам алтыкудукской свиты и к жиркиндекской свите, в Западном Примугоджарье широко развиты морские отложения верхнего мела от турона (?) до маастрихта включительно.

Турон (?)

Морские отложения предположительно туронского возраста обнаружены в 1965 г. в нескольких пунктах Западного Примугоджарья под песчаными отложениями сантона. Они вскрыты, в частности, скважинами, пробуренными Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией на междуручье Аксу и Ори. По данным Т. В. Ивановой (1965 г.), это зеленовато-серые мелкозернистые глауконито-кварцевые, местами глинистые пески с прослоями (0,5—3,0 м) зеленовато-серых песчаных глин. Пески ничем не отличаются от лежащих выше песков сантона, к которому они прежде и относились.

В основании песков повсеместно прослеживается слой средне- и крупнозернистого песка с мелкой кварцевой и кремневой галькой и зубами акул.

На правобережье р. Аксу в толще песков мощностью 8,8 м, лежащей на 3,2 м выше основания морского верхнего мела, обнаружены фораминиферы с известковыми и агглютинированными раковинами (последние преобладают), среди которых определены *Rhizammina indivisa* Brady, *Protonina* ex gr. *schernborniana* Chapt., *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Ammoscalaria haplophragmoidaeformis* (Balakhm.), *Gaudryina filiformis* Berth., *Glomospirella gaultina* Berth., *Eouvirgerina regularis* (Keller), *Rugoglobigerina holzli* (Hag.), *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Epistomina* sp. и др. (определения В. И. Гладковой), а также *Saccamina orbiculata* Bulat., *Glomospirella gaultina* (Berth.) *confusa* Zasp., *Haplophragmoides darwini* Dain, *Trochammina subbotinae* Zasp., *Pseudoclavulina hastata* Cushm., *Rugoglobigerina holzli* (Hag.) *forma typica*, *Biglobigerinella* ex gr. *aberanta* Neckaja, *Globotruncana colderiensis* Gaud., *Gümbelina turonica* Agalagova и др. (определения И. М. Айзенштат) *. Кроме того, в этих отложениях обнаружены значительное количество радиолярий и окремненные ядра остракод.

* И. М. Айзенштат сопоставляет этот комплекс с позднетуронским комплексом Западно-Сибирской низменности (зона *Gaudryina filiformis*). Однако не исключено, что его состав определяется фаціальным обликом отложений, которые могут принадлежать в действительности сантону-нижнему кампану.

Сантон

Отложения сантона представляют собой осадки моря, трансгрессия которого распространилась в сантонском веке на обширную территорию Западного Примугоджарья вплоть до подножия Мугоджарских гор. Сантонские отложения обнажены в верховьях Кублейтемира и в нижнем течении Эмбы, на Теректысайской и Кокпектинской антиклиналях и у подножия южной части Мугоджарских гор. На многих участках описываемой территории они вскрыты скважинами.

Сантонские отложения залегают либо трансгрессивно на континентальных отложениях жиркиндекской свиты турона-коньяка или алтыкудукской свиты верхнего альба-сеномана, либо согласно на морских отложениях турона (?). В первом случае в основании сантона наблюдается фосфоритовый слой, состоящий из желваков фосфоритов, нередко сцементированных в плиту мощностью до 0,5 м.

Ранее фосфоритоносные отложения, содержащие ростры *Belemnitella praecursor* Stoll. s. l., *B. propinqua* Moeb., *Actinocamax verus* Mill., относились к нижнему подъярису, а глины и алевроиты с *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) и *Belemnitella praecursor* Stoll. s. l. — к верхнему подъярису сантона.

В настоящее время отложения с *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) относятся к кампану.

Следовательно, на долю сантонского яруса остались только фосфоритоносные отложения, лежащие ниже «птериевых слоев», которые еще слабо изучены. Характерные разрезы этих отложений описаны в бассейне р. Темир.

На р. Кублей (левом притоке р. Темир) у пос. Дмитриевского (Пахарь) ниже толщи песков и алевроитов с *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) и зубами раннекампанских акул залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|-----------|
| 1. Песок кварцевый, с глауконитом, зеленовато-серый, мелкозернистый, с мелкими окатанными фосфоритовыми желваками | 1,10 |
| 2. Галька и гравий фосфоритов, сгруженные в кварцевом разнозернистом песке, с зубами акул <i>Anacorax kaupi</i> (A g.), <i>subsp. n.</i> (позднесантонский подвид), <i>Ptychocorax</i> sp., <i>Squatina</i> sp. и др. | 0,20—0,50 |

Ниже залегают пески сеномана, содержащие сеноманский комплекс зубов акул.

В нижнем течении р. Темир у развалин пос. Мортук ниже алевроитов кампана обнажаются:

Мощность, м

- | | |
|--|-----------|
| 1. Песок кварцевый, разнозернистый, с гравием, с фосфоритовыми желваками, в песке обнаружен <i>Actinocamax verus</i> cf. <i>fragilis</i> Agkh. | 0,40 |
| 2. Фосфоритовые желваки, сгруженные в сильно известковистом кварцевом разнозернистом песке, участками породы крепкие, представляют собой конгломерато-песчаник | 1,00 |
| 3. Известковистый конгломерато-песчаник, сложенный фосфоритовыми желваками, галькой и кварцевым песком | 0,50 |
| 4. Известковистый конгломерато-песчаник сложен галькой и гравием, фосфоритами песчаника, кремнистых пород и кварцевого песка (размыв) | 0,30—0,40 |

Фосфоритоносные породы подстилаются светло-серыми песками альба и сеномана.

На некоторых участках (Кокпектинская, Теректысайская и другие антиклинали) сохранились очень маломощные (0,2—0,5 м) фосфоритоносные отложения сантона с рострами *Belemnitella praecursor praeprecursor* Najd., *Actinocamax verus fragilis* Agkh., *Goniacamax lundgreni uilicus* Kolt. и зубами перечисленных выше видов акул.

Кампан

Отложения кампана в Западном Примугоджарье распространены широко. Они обнажены на склонах долин рек Темир, Эмбы, Атжаксы и их притоков, на Изембетской, Теректысайской и Кокпектичской антиклиналях, а восточнее, до самого подножия Мугоджарских гор, прослежены буровыми скважинами под более молодыми отложениями. У подножия Мугоджар они вновь местами выходят на поверхность: в обрывах правого берега р. Тыкбутак и между верховьями рек Эмбы, Кундызды, Ащисай, Аулие, Ушкатты и др.

Так же как и в Актюбинском Приуралье, отложения кампана Западного Примугоджарья делятся на три части (снизу вверх): 1) сильно мергелистые глины с прослоями мергеля и фосфоритоносные алевриты и алевролиты с *Anacorax kaupi* (Ag.), *Belemnitella praecursor media* Jel., *B. praecursor mucronatiformis* Jel. и *Oxytoma tenuicostata* (Roem.); 2) мергелистые глины с прослоями алевритов и рострами *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l.; 3) мергелистые пески и алевриты с прослоями глины, охарактеризованные *Belemnitella langei* Schatsky.

Глины нижней толщи развиты только на юго-западе Примугоджарья. Восточнее они фациально замещаются алевритами. Граница между ними проходит по линии р. Лаккараган—устье р. Темир. Глины сильно мергелистые, темно-серые, очень плотные. Прослой мергеля чаще встречаются в нижней части толщи глин. Мощность прослоев мергеля изменяется от 0,15—0,30 до 1,50 м. Алеврит кварцевый с примесью глауконита, желтовато-серый, с фосфоритами. Последние представлены фосфоритовыми желваками или галькой, которые находятся в алеврите как в виде отдельных включений, так и прослоями мощностью от 0,2 до 1,5 м. Отложения нижней толщи трансгрессивно залегают на разновозрастных породах верхнего мела, хотя на р. Кублей следы явного размыва не установлены. Верхняя их граница проходит в литологически однородных породах и устанавливается по фауне, однако на р. Кублей в основании вышележащих отложений отмечается размыв. Мощность отложений нижней толщи 12—16 м.

Глины средней толщи менее мергелистые, зеленовато-серые, алевритистые. Причем карбонатность глин уменьшается с приближением к Мугоджарам, вблизи которых глины очень слабо мергелистые или совершенно бескарбонатные. Прослой алевритов чаще встречаются в восточной части Примугоджарья. Мощность их колеблется в пределах 0,40—2,00 м. Мощность всей толщи около 40—50 м, в отдельных случаях достигает 80 м (Байжарыкская мульда).

Верхняя толща сложена сильно мергелистыми кварцевыми песками или алевритами. В верхней части этих отложений встречаются отдельные фосфоритовые желваки, а по всему разрезу — прослойки (0,40—1,00 м) серой мергелистой глины. Мощность толщи достигает 26 м. Нижняя граница этих отложений слабо изучена. Покрываются они породами маастрихта или палеогена с базальным галечником в основании.

Типичный разрез глинистых отложений нижнего кампана изучен В. И. Железко (1965 г.) в нижнем течении р. Темир. Вблизи развалин пос. Мортук на левом берегу реки ниже четвертичных суглинков им описаны:

Верхний кампан

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Глина зеленовато-серая, мергелистая. Видимая мощность | 1,50 |
| 2. Алевролит мергелистый, кварцевый | 0,25 |

Нижний кампан

	Мощность, м
3. Глина зеленовато-серая, мергелистая	0,50
4. Мергелистый алевролит, светло-серый	0,70
5. Алевролит глауконито-кварцевый, зеленовато-серый, с тонкими линзовидными прослойками глины и стяжениями алевролита. Найдены рostrы белемнитов <i>Belemnitella praecursor media</i> Jel., <i>B. praecursor</i> cf. <i>praepraecursor</i> Najd.* (размыв)	0,70
6. Глина мергелистая, темно-серая, алевролитистая, плотная	8,00
7. Мергель глинистый, светло-серый с <i>Oxytoma tenuicostata</i> (Roem.)	1,50
8. Глина мергелистая, серая	3,00
9. Переслаивающиеся глинистый мергель и мергелистая глина. Мощность прослоев 0,20—0,30 м. В мергеле много раковин <i>Oxytoma tenuicostata</i> (Roem.)	2,00
10. Переслаивающиеся то более, то менее глинистые алевролиты. В середине слоя обнаружен <i>Belemnitella praecursor</i> Najd.	1,30
11. Глина темно-серая, плотная	0,15

Ниже идут фосфоритоносные отложения сантона. В глине и мергеле слоев 3—9 обнаружен следующий микрофаунистический комплекс: *Anomalina stelligera* Marie, *A. umbilicatulata* Mjatl., *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Are-nobulimina obesa* (Reuss), *Cibicides excavatus* Brotz., *Bulimina ventricosa* Brotz., *Bolivoinopsis rosula* (Ehrenb.), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Gümbelina globifera* Reuss, *Gyroidinoides turgidus* (Nag.), *Heterostomella carinata* (Frank), *Bolivinitella eleyi* Cushman, *Reussella kelleri* Vass., *Hastigerina aspera* (Ehrenb.) и др. (определения В. И. Гладковой). В мергеле слоя 2 обнаружены аналогичные фораминиферы; кроме того, был определен *Cibicides temirensis* Vass. Слои 1—2 условно относятся к верхнему кампану.

Наиболее полный разрез отложений нижнего и нижней части верхнего кампана составлен В. И. Железко, Р. А. Сегединым и Т. В. Ивановой по обнажениям правого берега р. Кублей.

Верхний кампан

	Мощность, м
1. Глина темно-серая, оскольчатая, видимая мощность	0,70
2. Алевролит кварцевый, желтовато-серый, с редкими фосфоритовыми желваками, белемнитами и <i>Belemnitella mucronata mucronata</i> Arkh.	3,40
3. Алевролит кварцевый, более темный, чем в слое 2, глинистый	0,30
4. Алевролит, аналогичный описанному в слое 2 (размыв)	0,30
5. Глина темно-серая с зеленоватым оттенком оскольчатая	1,50
6. Алевролит кварцевый, желтовато-серый, (размыв)	0,60

Нижний кампан

	Мощность, м
7. Чередующиеся прослои более темного глинистого и светло-серого слабо глинистого кварцевого алевролита	2,00
8. Алевролит кварцевый, зеленовато-серый, с редкими мелкими фосфоритовыми желваками	1,10
9. Алевролит кварцевый, зеленовато-серый, с гнездами и отдельно рассеянными мелкими фосфоритовыми желваками	0,60—0,70
10. Фосфоритовые желваки, сгруженные в алевролите, с зубами акул В близрасположенных обнажениях в этом слое, а также в алевролите слоя 12 обнаружены рostrы белемнитов <i>Belemnitella praecursor media</i> Jel., <i>B. praecursor mucronatiformis</i> Jel. и в большом количестве раковины <i>Oxytoma tenuicostata</i> (Roem.)	0,20—0,40
11. Алевролит кварцевый, светло-серый	6,00 **
12. Алевролит кварцевый, светло-серый	0,80
13. Алевролит кварцевый, светло-серый, с прослоями более темного	1,30
14. Алевролит кварцевый, светло-серый, очень плотный, в нижней половине слоя с редкими фосфоритовыми желваками	4,30
15. Алевролит кварцевый, с мелкими фосфоритовыми желваками в количестве до 40%. Северо-восточнее пос. Дмитриевского в обнажениях р. Шийли в этом слое обнаружены зубы акул <i>Anacorax kaupi</i> (Ag.), <i>A. yangaensis</i> Dart. et Casier, <i>Odontaspis venusta</i> (Leriche) и др.	0,10—0,30

* Определения произвела Т. И. Железко, позже рostrы белемнитов из этого обнажения просмотрены Д. П. Найдиным.

** Начиная со слоя 11 описание продолжено по обнажению, расположенному в правом берегу р. Кублей у пос. Дмитриевского (Пахарь).

Мощность, м

16. Алеврит кварцевый, желтовато-серый, с редкими фосфоритовыми желваками (размыв)	4,20
17. Глина темно-серая, песчанистая	1,60
18. Песок кварцевый, с примесью глауконита, серый	0,40
19. Сильно окатанные мелкие фосфоритовые желваки и галька, отгруженные в кварцевом песке с зубами акул <i>Anacorax kaupi</i> (A g.) subsp. n. (позднесантонский подвид), <i>Ptychodus rugosus</i> Dixon, <i>Odontaspis venusta</i> (Leriche) и др. (размыв)	0,10—0,25

У пос. Новый путь (Екатерининский) из основания слоя собраны зубы акул *Anacorax kaupi* (A g.). Ниже идут отложения сантона.

В отложениях слоев 14—19 других обнажений р. Кублей были найдены *Belemnitella praecursor media* Jel., *B. praecursor praepraecursor* Najd., *B. praecursor praecursor* Stoll., *Actinocamax laevigatus laevigatus* Arkh. и хрупкие раковины *Oxytoma tenuicostata* (Roem.).

Опорный разрез нижнекампанских отложений составлен В. И. Железко (1967 г.) в истоках ручья Теректы на правом берегу р. Эмбы северо-восточнее г. Эмбы (сверху вниз):

Мощность, м

1. Плохо обнаженный пологий склон. В высыпках из нор грызунов наблюдается серый кварцевый алеврит. Судя по характеру изгиба склона и по обломкам алевролита, среди алеврита находятся как минимум два горизонта алевролитов, причем один из них расположен в нижней части. Видимая мощность	3,5—4,0
2. Алеврит кварцевый, тусклый, серый, с очень редкими мелкими желваками сильно песчанистого фосфорита	3,2
3. Глина темно-серая, алевритистая	0,5
4. Песок пылеватый, кварцевый с примесью глауконита, с небольшими линзами сгруженных мелких фосфоритовых желваков, с зубами акул, среди которых Л. С. Гликманом определены <i>Anacorax kaupi</i> (A g.), <i>An. yangaensis</i> Dart, et Casier, <i>Odontaspis macrorhiza</i> (Cope), <i>O. venusta</i> (Leriche), <i>Cretolamna appendiculata</i> (A g.), <i>Cretoxyrhina mantelli</i> (A g.)	1,1
5. Алеврит кварцевый, тусклый, серый	0,3
6. Алеврит кварцевый, темно-серый, сильно глинистый	0,3
7. Алеврит, аналогичный описанному в слое 5	1,2
8. Переслаивающиеся кварцевый алеврит и сильно алевритистая глина. В алеврите изредка встречаются фосфоритовые желвачки	0,5
9. Песок пылеватый, кварцевый, с редкими мелкими желвачками фосфорита	1,6
10. Глина темно-серая, сильно алевритистая	0,9
11. Закрыто	0,9
12. Глина темно-серая, комковатая. Видимая мощность	0,3
13. Алеврит кварцевый, тусклый, зеленовато-серый	0,8
14. Глина темно-серая, плотная	0,1
15. Базальный слой, представленный черным хорошо окатанным кремневым галечником с зубами акул: <i>Anacorax kaupi</i> (A g.), <i>Scapanorhynchus</i> ex gr. <i>gigas</i> (Woodw.), <i>Odontaspis</i> sp.	0,3

Подшовой описанных отложений служат светло-серые кварцевые пески сеномана.

В северо-восточной части описываемого района ближе к Мугоджарским горам фосфоритоносные алевриты нижнего кампана переходят в мелкозернистые пески, лишенные фосфоритов. Одно из лучших обнажений этого участка расположено на р. Тыкбутак. Это обнажение было изучено Р. А. Сегединым в 1963 г., а затем В. И. Железко в 1966 г. В обрыве правого берега этой реки выходят (сверху вниз):

Мощность, м

1. Кварцит сливной	0,9
2. Переслаивающиеся темно-зеленая глина и светло-серый кварцевый алеврит	1,8
3. Песок кварцевый, светло-серый, мелкозернистый, в кровле слоя с караваями сливного кварцита. В западной части обрыва вблизи основания слоя отмечен прослой темно-зеленой глины	0,9
4. Песок кварцевый, желтовато-серый с зеленоватым оттенком, мелкозер-	

33*

Мощность, м

нистый, с прослойками грубозернистого песка, переполненного зубами акул. Особенно богатые сборы зубов были сделаны В. И. Железко, Р. А. Сегединым и Л. С. Гликманом из грубозернистого прослоя, лежащего в подошве слоя (около 6500 экземпляров). Из этого сбора Л. С. Гликман определил *Anacorax kaupi* (Ag.), *A. yangaensis* Dart. et Casier, *Odontaspis macrorhiza* (Cope), *O. arcuatus* Woodw., *Scapanorhynchus rapax* Agamb., *S. tenuis* Davis, *Synechodus dispar* Reus и многие другие, имеющие широкое распространение в нижнекампанских отложениях Русской платформы, Средней Азии и Западной Европы. Четкий контакт 1,3

Ниже идут зеленовато-желтые пески с зубами акул позднего сантона. Видимая мощность 3,8

Верхнекампанские отложения в Западном Примугоджарье обнаружены плохо. Они были изучены в основном по керну многочисленных скважин, пробуренных Западно-Казахстанской комплексной геолого-разведочной экспедицией в бассейне р. Кольденентемир, в междуречье Аксу и Ори и на правом берегу последней — севернее р. Тыкбутак.

Эти отложения представлены однородной толщей зеленовато-серых алевролитистых глин. На западе района глины сильно мергелистые, с прослойками глинистого мергеля. К востоку мергелистость глин убывает, и уже в истоках Кольденентемира среди слабо карбонатных прослоев глин залегают глины некарбонатные, а вблизи Мугоджар глины совершенно не содержат карбонатов. Среди глин обычно залегают прослои в той или иной степени глинистых кварцевых алевролитов мощностью от 0,1—0,3 до 1,5—2,0 м. Причем алевролиты, как и глины, на западе района сильно мергелистые.

Во многих пунктах среди пород нижней толщи верхнего кампана обнаружены ростры *Belemnitella mucronata* (Schloth.) s. l., а В. И. Гладкова в этих глинах установила три местные микрофаунистические зоны (снизу вверх): зона 1 — *Cibicides temirensis*; зона 2 — зона угнетенных фораминифер; зона 3 — *Anomalina monterelensis*. Характерные комплексы фораминифер этих зон приводятся ниже.

Зона 1. *Gaudryina laevigata* Franke, *Gyroidinoides turgidus* (Nag.), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Bulimina ventricosa* Brotz., *Heterostomella carinata* (Franke), *Anomalina clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Anomalina stelligera* Marie, *Cibicides excavatus* Brotz., *C. temirensis* Vass.

Зона 2. *Bolivinopsis rosula* (Ehrenb.), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Gyroidinoides obliquaseptatus* (Mjatl.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina biselata* Gorb., *Eponides biconvexus* (Marie), *Cibicides temirensis* Vass., *C. aktulagayensis* Vass. Кроме того, в комплексе в значительном количестве присутствуют планктонные виды.

Зона 3. *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Buliminella laevis* (Beissel), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. excavatus* Brotz., *Anomalina monterelensis* Marie.

Отложения с *Belemnitella langei* Schatsk. s. l. и *Anacorax plicatus* пользуются не таким широким распространением по сравнению с вышеописанными ниже- и верхнекампанскими. На большей части площади они были уничтожены палеогеновой трансгрессией и последующими размывами.

Юго-западнее г. Темир на западном крыле Туркестанской мульды ниже фосфоритового слоя основания маастрихта выходят сильно мергелистые желтовато-серые алевролиты мощностью 7 м. В алевролите рассеяны фосфоритовые желваки, больше их в верхней части (1 м) разреза и вблизи подошвы. В алевролитах В. И. Железко, Р. А. Сегединым

и Т. В. Ивановой в 1968 г. собраны рostrы белемнитов. Определявшая их Т. И. Железко установила среди них *Belemnitella langei minor* Jel., *B. langei langei* Schatsk. и *B. kursensis* Najd. Микрофауна из алевритов определялась В. И. Гладковой; были обнаружены *Plectina convergens* (Keller), *Buliminella laevis* (Beissel), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina monterelensis* Marie, *Gyroidinoides turgidus* (Hag.), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *G. emdiensis* Vass., *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. excavatus* Brotz., *Bolivina noides decoratus* (Jones), *Eponides biconvexus* Marie, *Hastigerina aspera* (Ehrenb.), *Buliminella carseyae* Plumt., *Anomalina clementiana* (Orb.) var. *laevigata* (Marie). Отложения, содержащие перечисленные виды фораминифер, В. И. Гладкова относит к местной микрофаунистической зоне *Globorotalites emdiensis*, последний является характерным видом этой зоны.

В истоках правобережного притока р. Темир — ручья Толганай, на горе Байжарык мощность мергелистых алевритов зоны *Belemnitella langei* достигает 19 м, а на юге Байжарыкской мульды — 26 м.

Аналогичные мергелистые пески были описаны в 1948 г. В. И. Самодуровым и Н. В. Ивановой в бассейне р. Атжаксы. Они залегают там ниже фосфоритового слоя маастрихта, имеют небольшую мощность (2—4 м) и содержат рostrы *Belemnitella langei* Schatsky s. l.

В истоках р. Орь эти отложения установлены в нижнем течении р. Аксу. Они представлены там сильно мергелистыми мелкозернистыми кварцевыми песками, участками переходящими в песчаные мергели. Общая мощность их около 20 м. В обрыве левого берега р. Аксу эти отложения выходят частично. Р. А. Сегединым (1966) из этого обнажения отобраны образцы песка и мергеля, в которых В. И. Гладкова определила комплекс фораминифер, тождественный с приведенным выше комплексом из Туркестанской мульды. В 1968 г. Р. А. Сегединым, В. И. Железко, Т. В. Ивановой в этом обнажении были собраны белемниты *Belemnitella langei* Schatsky s. l.

Маастрихт

Отложения маастрихта в Западном Примугоджарье распространены довольно широко, хотя во многих местах их былого развития (в сводовых частях антиклинальных складок и в полосе, примыкающей к подножию Мугоджар) они уничтожены палеогеновой трансгрессией. Они обнажены на междуречье Темира и Эмбы, севернее р. Атжаксы (на крыльях Кокпектинской антиклинали), а на других межречных участках и в пределах Примугоджарской мегасинклинали вскрыты скважинами.

Маастрихтские отложения представлены светло-серыми и желтовато-белыми песчанистыми мергелями и мергелистыми песками с прослоями кварцитоподобных песчаников и с фосфоритовыми желваками в основании.

В нижней части маастрихтских отложений во многих местах найдены рostrы *Belemnella lanceolata* (Schloth.), а из фораминифер обнаружены *Beisselina aquisgranensis* (Reuss), *Plectina convergens* (Keller), *Spiroplectamina baudouiniana* (Orb.), *Bolivina incrassata* (Reuss), *B. kalinini* Vass., *B. decurrens* (Ehrenb.), *Pseudouvirina plummerae* Cushm., *Reussella minuta* (Marss.), *Anomalina complanata* Reuss, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. bembix* Marss., *C. voltzianus* (Orb.) и др. (определения В. И. Гладковой из мергелей с правобережья р. Аксу).

Более высокие горизонты маастрихта охарактеризованы находками *Belemnella arkhangeliskii* Najd. (Гарецкий, 1962) и многочисленными фораминиферами, среди которых наряду с формами, характерными для маастрихта вообще, встречаются *Bolivina incrassata* Reuss var. *crassa* Vass. и *Anomalina danica* Brotz., имеющие позднемаастрихтский возраст (сборы Т. В. Ивановой, определения В. И. Гладковой).

Мощность отложений маастрихта в районе песков Кумжарган на правобережье Эмбы достигает 40 м, на междуречье Эмбы и Атжаксы она от 20 м постепенно уменьшается к своду Кокпектинской антиклинали до полного срезания маастрихта палеогеном, в Примугоджарской мегасинклинали и у западного подножия Мугуджар она равна нескольким метрам.

ЮЖНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ И СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Континентальный нижний и верхний мел

Континентальные меловые отложения широко развиты в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье. Они обнажены у южного конца Мугуджар, выходят в сводах ряда мегантиклиналей (Шошкакольской, Жаксыбуташской, Куландинской и др.) и уже за пределами восточной границы описываемой территории образуют обширный выход в пределах Нижне-Сырдарьинского свода. Породы континентального мела вскрыты многими скважинами в различных районах Южного Примугоджарья и Северного Приаралья. Характерно, что в разрезе меловых отложений роль континентальных пород в общем увеличивается с запада на восток и с юга на север, т. е. в тех же направлениях, в каких развивалась трансгрессия морского бассейна мелового времени. Примерно к западу от меридиана 58° к континентальным отложениям относятся преимущественно породы апт-альбского и поздненеокомского возраста, а все остальные горизонты мела имеют морское происхождение. В северо-восточном Приаралье, близ меридиана 66° , лишь маастрихт представлен морскими отложениями, а остальной разрез мела сложен континентальными породами.

Континентальные меловые отложения Южного Примугоджарья и Северного Приаралья описаны в работах Л. С. Берга (1908), Б. А. Петрушевского (1933), П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937), Н. К. Трифонова (1937), А. Л. Яншина (1940, 1950, 1953), В. А. Вахрамеева (1948, 1948а, 1952), Н. А. Болховитиной (1953), М. Е. Воскобойникова (1953, 1956), Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайлова и Н. К. Овечкина (1955), В. И. Самодурова (1955, 1958), Р. Г. Гарецкого и О. А. Кузьминой (1956), Р. Г. Гарецкого (1962), В. А. Загоруйко (1962), Р. Г. Гарецкого и С. Е. Горшенина (1963), Н. А. Болховитиной, И. З. Котовой, В. И. Самодурова и Ян Цзи-дуаня (1963), Г. Г. Мартинсона, В. Г. Никитина, Л. С. Тепловой и И. В. Васильева (1966).

Континентальные меловые отложения Южного Примугоджарья и Северного Приаралья подразделяются на ряд свит (снизу вверх): даульскую (готерив-баррем), карашатаускую (апт-нижний альб), кызылшенскую (средний альб), кокбулакскую (средний альб), алтыкудукскую (верхний альб-сеноман), жиркиндекскую (турон-конья ?) и аккурданскую (сантон).

Даульская свита (готерив-баррем). На отложения морского готерива (к югу от широты ст. Изембет), на породы юры или палеозоя (там, где морской готерив отсутствует) с перерывом и несо-

гласием ложатся континентальные пестроцветные осадки неокома, известные для Шошкаккольской мегантиклинали под названием даульской свиты (Вахрамеев, 1948, 1952; Яншин, 1953; Гарецкий, 1962).

Даульская свита сложена континентальными пестроцветными породами: красными, красно-бурыми, кирпично-красными, коричневыми, зелеными, красными с зелеными пятнами и разводами (и наоборот) каменистыми однородными неслоистыми глинами с прослоями полимиктовых песков и песчаников и реже доломитизированных известняков.

Континентальные осадки неокома развиты на крыльях северной части Шошкаккольской мегантиклинали и отдельными пятнами в ее своде. Они выходят на поверхность по западной окраине Берчогурской синклинали и вскрыты бурением в ее южной части. Отложения даульской свиты широко распространены на юге остальной территории Северного и Восточного Приаралья, хотя вскрыты здесь лишь на отдельных участках: на юге Шошкаккольской мегантиклинали, в опорных скважинах на Северном Устюрте и п-ове Куланды, в своде Жаксыбуташской антиклинали, в скважинах близ г. Аральска, на Кемесалганском и Тюратамском поднятиях, расположенных в западной части Нижне-Сырдарьинского свода и на Аккырской антиклинали, находящейся в Северных Кызылкумах на левобережье р. Сырдарьи.

Возраст даульской свиты на основании ее литологического сходства с верхним неокомом бассейна р. Эмбы и стратиграфического положения обычно считается барремским (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Действительно, из зеленовато-серых глин верхней части даульской свиты Кокпектинской антиклинали выделен спорово-пыльцевой комплекс*, характерный для баррема. Комплекс спор и пыльцы из этого образца весьма близок к комплексу готерива того же района. В нем также пыльца преобладает над спорами. В составе спор особенно многочисленны и разнообразны представители рода *Lygodium*. Сюда относятся *Lygodium elegans*, *L. ambiguum*, *L. gibberulum*, *L. pseudogibberulum*, *L. cotidianum*, *Lygodium sporites bernisartensis*. Кроме того, в небольших количествах найдены споры *Phlebopteris conspicuus*, *Hymenozonotriletes rugulosus*, *Cheilanthis perpallidus*, *Alsophila asperata*, *Lycopodium* sp., *Lophotriletes cavus*. Среди голосемянных, так же как и в готериве, абсолютно преобладает пыльца *Classopollis classoides* (46%), реже встречается пыльца *Podozamites tenuis* и изредка пыльца *Caytonia*, *Pinus subconcinna*, *P. pernobilis*, *P. divulgata*. По сравнению с комплексом готерива в барреме резко возрастает количество спор *Lygodium* (22%), в то время как пыльца *Classopollis classoides* остается на том же уровне.

Как было показано Р. Г. Гарецким (1957, 1962), пестроцветные отложения даульской свиты в нижней части принадлежат еще к готериву. Об отнесении низов даульской свиты к готериву, в частности, говорит и тот факт, что в Северо-Устюртской опорной скважине пестроцветные породы низов даульской свиты переслаиваются с оливково-зелеными глинами морского готерива.

Мощности отложений даульской свиты изменяются в широких пределах: от нулевой на севере Шошкаккольской мегантиклинали до 425 м на ее крайнем юге, в Северо-Устюртской скважине она равна 459 м, а на п-ове Куланды достигает 488 м. Учитывая углы падения слоев неокома в последнем пункте, которые достигают 30°, истинная

* Все приводимые здесь определения спор и пыльцы из континентальных отложений Южного Примугоджарья и Северного Приаралья произведены Н. А. Болховитиной и И. З. Котовой.

мощность неокомских отложений равна 423 м. В своде Жаксыбуташской антиклинали ее вскрытая мощность равна 160 м. В пределах Нижне-Сырдарьинского свода мощность пород даульской свиты изменяется от нуля до 90 м. В восточной части свода отложения даульской свиты отсутствуют.

Карашатауская свита (апт-нижний альб). С региональным перерывом на пестроцветных отложениях даульской свиты неокома, а в местах их отсутствия (главным образом вблизи Мугоджар и массива Центрального Казахстана) прямо на породах палеозойского фундамента покоится сероцветная толща континентальных пород, выделенная на Шошкакольской мегантиклинали В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) под названием карачетауской свиты. Работы последних лет (Гарецкий и Кузьмина, 1956; Гарецкий, 1962; Болховитина и др., 1963) позволяют выделять ее также в других районах Северного и Восточного Приаралья. Она представлена серыми, темно-серыми глинами и алевролитами, часто с большим количеством обуглившегося растительного детрита и небольшими прослойками бурого угля, с прослоями серых и желтовато-серых кварцево-слюдистых песков и реже железистых песчаников. Для нее характерна четко выраженная (нередко очень тонкая) горизонтальная слоистость. В основании свиты в большинстве мест развит песчаный горизонт, обогащенный галькой.

Отложения карашатауской свиты хорошо известны на Шошкакольской мегантиклинали, где в своде поднятия выходят на поверхность. Эти отложения обнаружены бурением в Берчогурской синклинали, в северной части Челкарского прогиба, в районе р. Шет-Иргиз, в ядрах Жаксыбуташской и Куландинской антиклиналей. Везде она имеет примерно один и тот же характер, только с приближением к Мугоджарам для ее осадков намечается некоторое увеличение среднего гранулометрического состава. В Северо-Восточном Приаралье отложения карачетауской свиты развиты широко, но на поверхность нигде не выходят. Они вскрыты здесь многими скважинами, залегают на пестроцветных глинах даульской свиты неокома или непосредственно на породах складчатого фундамента (в восточной части Нижне-Сырдарьинского поднятия, район оз. Шалкартениз и т. д.). В районе Тюратамского поднятия нижняя часть свиты характеризуется значительным содержанием песчаных отложений. Последние даже преобладают в разрезе карачетауской свиты в восточной части Нижне-Сырдарьинского свода.

В нижней части пород карашатауской свиты в Северо-Западном Приаралье обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, которые аналогичны комплексам, выделенным из морских фаунистически датированных отложений апта, развитых несколько западнее описываемого района.

Состав комплекса апта значительно изменяется по сравнению с комплексом неокома. Здесь уже преобладают споры *Gleichenia*, представленные несколькими весьма характерными видами (*Gleichenia angulata* Volkh. и др.), многочисленны споры *Pelletieria*, часто встречаются споры *Anemia*. Состав видов *Lygodium* меняется, исчезают древние виды, появляются более молодые (*Lygodium asper*, *L. subsimplex*, *L. multituberculatum*, *L. mirabilis* и др.). При этом участие спор рода *Lygodium* в комплексе уменьшается. Постепенно исчезают юрские виды пыльцы хвойных, преобладают типично нижнемеловые виды сосны, ели и кедра (*Pinus concessa*, *P. insignis*, *P. nigraeformis*, *Podocarpus cretaceae*, *P. kajnarensis*, *P. major*, *P. decora*, *Cedrus obscura*). Пыльца кипарисовых немногочисленна или не встречается совсем. Пыльца покрытосемянных не найдена.

Ряд спорово-пыльцевых комплексов, полученных из района Шошкаккольской мегантиклинали (Гарецкий, 1962), свидетельствует не только об аптском возрасте самых низов карашатауской свиты, но и об альбском (скорее всего раннеальбском) возрасте ее более верхних горизонтов. Раннеальбский возраст более верхних ее слоев подтверждается данными по Восточному Приаралью (Болховитина и др., 1963), где спорово-пыльцевые комплексы для карашатауской свиты получены из ряда разрезов, расположенных в восточной части Нижне-Сырдарьинского поднятия.

В составе этих комплексов преобладают споры папоротникообразных (до 62%), основное место среди них занимают споры *Gleichenia* с видами *G. angulata* Bolkh., *G. umbonata* Bolkh., *G. stellata* Bolkh. Семейство Schizaeaceae, представлено родами *Lygodium*, *Pelletieria*, *Anemia*. Постоянно присутствуют *Selaginella utrigera* Bolkh., *Polypodiaceae*, *Pteris cretaceae* Hl., *Divisisporites luskirchenensis* Thomson, *Leiotriletes* sp. Среди пыльцы голосемянных преобладает семейство Pinaceae, но присутствуют также представители семейства Podocarpaceae и Taxodiaceae — Cupressaceae и вид *Eucommiidites troedsonnii* Erdtm. В небольшом количестве найдена пыльца покрытосемянных, представленная родами *Tricolpopollenites* и *Tricolporopollenites*. Возраст пород, содержащих данные спорово-пыльцевые комплексы, можно датировать ранним альбом. Возраст карашатауской свиты в целом определяется как апт-ранний альб.

Мощность отложений карашатауской свиты различна: на Шошкаккольской мегантиклинали она колеблется от нуля на севере до 250 м. на юге, в Северо-Устюртской опорной скважине достигает 343 м. На п-ове Куланды вертикальная мощность свиты равна 267 м, что соответствует истинной мощности в 190 м. Мощность пород карашатауской свиты в Северо-Восточном Приаралье колеблется от 35 м (скв. 2-с у оз. Шалкартениз) до 50—180 м (Нижне-Сырдарьинский свод и соседние районы).

Кызылшенская свита (средний альб). На Шошкаккольской мегантиклинали выше карашатауской свиты отчетливо выделяется пачка пестроцветных пород кызылшенской свиты (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953). Она сложена каолинистыми глинами, окрашенными в белые, темно-серые, зеленовато-серые, коричневатые-серые, серые, желтые, фиолетовые, кирпично-красные и малиновые тона. Глины переслаиваются с кварцево-слюдистыми мелкозернистыми, часто каолинистыми песками белого, серого, желтовато-серого, малинового цвета. В темно-серых и серых глинах часто содержится обугленный растительный детрит, а местами отпечатки листьев, списки которых приведены В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953), и тонкие прослойки бурого угля. Нередко в свите встречаются прослойки, линзы и крупные караваны кварцево-слюдистого мелко- и среднезернистого песчаника.

В основании свиты, как правило, прослеживается гравийный базальный горизонт. С приближением к Мугоджарам намечается погрубение литологического состава свиты. В особенности резкие изменения характера литологии наблюдаются в непосредственной близости к Мугоджарам. На периферии Мугоджар кызылшенская свита более или менее согласно налегает на отложения карашатауской свиты, а близ Мугоджарских гор переходит непосредственно на породы палеозоя.

Сходные по литологическому составу и стратиграфическому положению породы кызылшенской свиты наблюдаются и в других местах Приаралья. Породы этой свиты описаны В. А. Вахрамеевым (1952).

и А. Л. Яншиным (1953) на п-ове Куланды под названием нижней свиты, в разрезе ст. Каульджур — как верхи второй свиты. Из разрезов кызылшенской свиты п-ова Куланды В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) приводятся списки листовых отпечатков. Большой список среднеальбских листьев с этих разрезов привели Г. Г. Мартинсон и др. (1966). К этой же свите принадлежат бокситоносные пестроцветные отложения западного и восточного подножий Мугоджар и района р. Шетиргиз, выделяемые иногда под названием кызылсайской свиты (Вахрамеев, 1952), пачка пестроцветных глин с линзами бокситов и пачка черных глин с прослоями бурых углей, выделяемых Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным (1955) по данным бурения в районе между р. Шетиргиз и балкой Ащисай. Их выходы в своде Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали описаны Р. Г. Гарецким и О. А. Кузьминой (1956).

В Северо-Восточном и Восточном Приаралье кызылшенская свита распространена широко. На поверхность она выходит в единственном месте — в присводовой части Тюлькилийской антиклинали (северо-восточная часть Нижне-Сырдарьинского свода), но вскрыта многочисленными скважинами в пределах Нижне-Сырдарьинского свода и к югу от него в ядре Кайнарбулакской антиклинали и т. д. В Северо-Восточном Приаралье в пестроцветной толще кызылшенской свиты довольно резко выделяется самая верхняя ее часть, мощность которой в скважине у ст. Тюратам равна 14,55 м, а в других разрезах несколько увеличивается или уменьшается. Она сложена зеленовато-голубовато-серыми плотными неслоистыми глинами с примесью алевроита и включениями обуглившихся обломков древесины. В разрезе у ст. Тюратам в средней части этих глин наблюдался прослой темно-серой углистой глины, в которой были найдены отпечатки *Ciparissidium gracile* Heer (определение В. А. Вахрамеева).

Новое месторождение остатков растений обнаружено в районе колодца Жузкудук на Нижне-Сырдарьинском своде (Мартинсон и др., 1966). Здесь из коричневатого-серых глин И. В. Васильевым определены *Cladophlebis kuldenensis* Vachr., *C. sp.*, *Gleichenia comptoniaefolia* Debey et Stt., *G. cf. kazachstanica* Vachr., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cyparissidium cf. gracile* Heer, *Coniferae* gen. et sp. indet., *Conites* sp., *Cercidiphyllum* sp., *Platanus* sp., *Sapindus* sp., *Myrtophyllum boreale* Seward et Conway, *Eucalyptus* sp., *Dicotylophyllum* sp. Этот комплекс растений говорит о среднеальбском возрасте вмещающих их пород.

В более южных разрезах Северо-Восточного Приаралья, например в разрезе скв. 20 (Аккырское поднятие), в верхней части красноцветной толщи (примерно в 20 м от кровли) прослеживается пачка темно-серых глин, содержащая большое количество пыльцы покрытосемянных. Вполне возможно, что в Северо-Восточном Приаралье верхняя часть кызылшенской свиты, включающая пачку сероцветов, будет аналогом кокбулакской свиты Шошкакольской мегантиклинали, представленной там, как это мы увидим ниже, иными породами, чем пестроцветы кызылшенской свиты.

Для спорово-пыльцевого комплекса, выделенного из сероцветных прослоев в кызылшенской свите, характерно появление ряда новых групп спор, не встреченных или встреченных единично в нижележащей карачетауской свите. Это *Osmunda granulata* (Mal.) Sl., *Schizaea laevigatiformis* Bolkh., *S. certa* Bolkh., *Chomotriletes reduncus* Bolkh., *Stenozonotriatus radiatus* Hb., *S. exuperans* Hl., *S. divulgatus* Hl., *Lophotriletes spurius* Bolkh. Увеличивается количество

пыльцы покрытосемянных (в некоторых образцах до 55%). Многочисленна пыльца хвойных из семейства *Taxodiaceae—Cupressaceae* и *Pinaceae*. Единично встречаются зерна *Classopolis classoides* Pfl.

Судя по отпечаткам листовой флоры (Вахрамеев, 1952), в кызылшенской свите начиная со среднего альба широкое развитие приобретают разнообразные покрытосемянные растения.

Мощность отложений кызылшенской свиты колеблется от нуля до 10—50 м у подножия Мугоджар. В таких же пределах меняется она на Шошкакольской мегантиклинали. На Алагузском поднятии Жаксыбуташской антиклинали мощность свиты достигает 42 м, на п-ове Куланды колеблется от 50—75 до 198 м, в Северо-Восточном Приаралье изменяется от 160 м (Тюлькилийское поднятие) до 257 м (Кемесалганское поднятие).

Кокбулакская свита (средний альб). На юге Шошкакольской мегантиклинали А. Л. Яншиным (1953) выше кызылшенской выделена кокбулакская свита, сложенная тонкопереслаивающимися серыми и темно-серыми глинами, алевролитами и алевролитами. Эта свита к северу быстро выклинивается и в средней части мегантиклинали уже отсутствует. Аналогичные отложения встречены в ряде скважин юга Шошкакольской мегантиклинали. Наиболее полный ее разрез наблюдается на п-ове Куланды, где она описана и выделена В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) под названием второй свиты. Она сложена переслаивающимися глинистыми алевролитами и глинами серого и зеленовато-серого цвета, с прослоями мелкозернистых кварцево-слюдистых светло-серых песков. В глинах часто встречается обугленный растительный детрит, а иногда и прослой бурого угля. Мощность свиты достигает 30—40 м.

На основании определений отпечатков листьев, собранных на п-ове Куланды, спорово-пыльцевых спектров, выделенных Н. А. Болховитиной (1953), стратиграфического положения и литологического сравнения с отложениями альба бассейна р. Эмбы кокбулакская свита относится к среднему альбу (Вахрамеев, 1952; Яншин, 1953).

По-видимому, та же кокбулакская свита развита на Тасаранском горсте, где она выделена В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным как четвертая свита. Она вскрыта здесь всего на 2 м.

В Северо-Восточном и Восточном Приаралье кокбулакская свита, видимо, отсутствует. Она замещается скорее всего пестроцветными отложениями верхней части кызылшенской свиты, которая тем самым имеет здесь больший стратиграфический диапазон, чем в районах Северо-Западного Приаралья.

Алтыкудукская свита (поздний альб-сеноман). С размывом и несогласием на различные свиты среднего-нижнего альба и апта, а в ряде мест (особенно близ Мугоджар) даже на породы неокома и палеозоя трансгрессивно налегают отложения алтыкудукской свиты, выделенной В. А. Вахрамеевым (1952) и А. Л. Яншиным (1953) для Шошкакольской мегантиклинали. То же название было предложено (Гарецкий и Кузьмина, 1956) употреблять для аналогичных по литологии и стратиграфическому положению осадков других мест Приаралья.

Отложения алтыкудукской свиты широко распространены в Северном Приаралье. Они выходят на поверхность в присводовых участках Шошкакольской мегантиклинали и обнажены на юге Берчогурской синклинали, в ядрах Каульджурской, Жаксыбуташской, Куландинской и Тасаранской антиклиналей. Отложения алтыкудукской свиты вскрыты бурением во многих местах на окраинах Шошкакольской мегантиклинали, на юге Берчогурской синклинали, в районе р. Шетиргиз, в север-

ной части Челкарского прогиба, в пределах Куландинской, Тасаранской мегантиклиналей и т. д. В Северо-Восточном Приаралье они выходят на поверхность в ядрах Тюратамской, Кемесалганской и Тюлькилийской антиклиналей Нижне-Сырдарьинского свода и вскрыты скважинами во многих пунктах остальной территории.

Алтыкудукская свита сложена континентальными мелко- и среднезернистыми, в той или иной степени железистыми, кварцево-слюдястыми желтыми, желтовато-серыми, светло-серыми, беловато-серыми, нередко косослоистыми песками. Среди песков обычен гравийный материал. Нередко пески становятся крупнозернистыми и даже гравийными с включением гальки. Очень часто пески сцементированы в плитки, линзы и крупные караван железистых, нередко косослоистых песчаников и гравелитов. Мощность таких линз песчаников достигает 10 м. Среди песков обычно наблюдаются отдельные пачки и прослои светло-серых, серых и реже темно-серых и зеленовато-серых, нередко алевритовых бескарбонатных слоистых глин, часто с отпечатками листьев и обуглившимися растительными остатками. В сводах антиклиналей намечается погрубение состава свиты. Наиболее грубый материал наблюдается в восточной части территории: в ядрах Жаксыбуташской и Тасаранской антиклиналей. Здесь алтыкудукская свита состоит в основном из крупнозернистого песка с большим количеством гравия и гальки. В основании свиты в большинстве мест проходит отчетливый базальный горизонт, сложенный гравием и галькой кварца и кремня. Он плохо выражен в синклинальных разрезах.

В Северо-Восточном Приаралье алтыкудукская свита представлена, как и в более западных районах, толщей серых и зеленовато-серых песков, алевритов и глин. Здесь в некоторых разрезах (особенно на поднятиях) в алтыкудукской свите довольно ясно выделяются две части. Так, на южном крыле Тюратамской брахиантиклинали в верхней части алтыкудукской свиты выделяется пачка крупно-, средне- и реже мелкозернистых песков, переслаивающихся с глинами мощностью около 30 м, которая отделяется от нижележащей толщи прослоем конгломерата. Она содержит спорово-пыльцевой комплекс, характерный для сеномана и по составу несколько отличный от комплекса, который обнажен в этом же разрезе ниже и который типичен для верхнего альба. В нижней ее части мощностью до 100—120 м преобладают глины и алевриты, а пески встречаются лишь в виде прослоев. В низах разрез сложен зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песками.

К югу от Нижне-Сырдарьинского свода алтыкудукская свита представлена в основном глинами, в связи с чем выделить внутри ее отдельные пачки не удастся. Следует отметить, что в нижней части алтыкудукской свиты в Северо-Восточном Приаралье встречено несколько маломощных прослоев песков с примесью глауконита и фосфоритовых желваков, свидетельствующих об их морском происхождении.

Возраст алтыкудукской свиты в целом устанавливается как поздний альб-сеноман. Наблюдаемое во многих местах (Шошкакольская, Куландинская антиклинали, Северо-Устьюртская опорная скважина и др.) залегание отложений алтыкудукской свиты с размывом непосредственно под фаунистически охарактеризованными породами нижнего сеномана, а также прямое прослеживание морских верхнеальбских отложений Прикаспийской впадины в континентальные породы алтыкудукской свиты с уверенностью говорят о ее принадлежности здесь к позднему альбу. Такой возраст алтыкудукской свиты подтверждается определениями ископаемой флоры, обнаруженной в ряде мест периферии Мугоджар и изученной В. А. Вахрамеевым (1952). Для

позднеальбской флоры наиболее характерно особенно широкое распространение платанов. В тех районах, куда сеноманское море не заходило, отложение песчаных пород, сходных с верхнеальбскими, продолжалось и в сеноманское время.

О сеноман-позднеальбском возрасте алтыкудукской свиты говорят палинологические исследования. Спорово-пыльцевой комплекс позднего альба был изучен в районах юга Шошкакольской мегантиклинали, пос. Актумсык, Северо-Устьюртской опорной скважины, бугра Аккыр на Нижне-Сырдарьинском своде и в других местах.

Видовой состав комплекса, полученного из нижней части алтыкудукской свиты и принадлежащего к верхнему альбу, очень богат и разнообразен. Он насчитывает более 60 видов. Процент участия спор колеблется от 14,5 до 74, пыльцы голосемянных — от 15 до 78,5 и пыльцы покрытосемянных от 5 до 38. От комплекса нижнего — среднего альба комплекс верхнего альба отличается увеличением количества спор *Schizaea laevigatififormis* Bolkh. (до 23—38%), присутствие нескольких видов *Stenozonotriletes* (*S. radiatus* Hl., *S. exuperans* Hl., *S. divulgatus* Hl., *S. asiaticus*), *Osmunda*, *granulata* *Pteris* Cretaceae, *Chomotriletes reduncus* Bolkh., исчезновением трех видов *Lygodium* (*L. trioreticulosus*, *L. gibberulum* и *L. notsis*), характерных для неокома, апта и нижнего альба. Из комплекса выпадают также два вида *Anemia* (*A. caucasica*, *A. perforata*). Резко возрастает количество пыльцы *Classopolis classoides* Pfl. (до 32—45%), а общий процент участия пыльцы покрытосемянных в некоторых образцах увеличивается до 33.

Спорово-пыльцевой комплекс из верхней (сеноманской) части алтыкудукской свиты несколько отличается от описанного выше верхнеальбского. Он характеризуется появлением среди пыльцы покрытосемянных растений новых форм — *Tricolporites striatellus* Mch. Однако основной фон по-прежнему создают споры семейств *Schizaeaceae* и *Selaginellaceae* и споры *Chomotriletes reduncus* Bolkh., *Stenozonotriletes radiatus* Hl., *S. exuperans* Hl., *S. divulgatus* Hl. В сравнении с верхнеальбским комплексом увеличивается и достигает максимума (40%) содержание спор рода *Schizaea*. Среди голосемянных уменьшается участие пыльцы семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Пыльца *Classopolis classoides* Pfl. встречается единичными зернами. Постоянно присутствует пыльца *Pinus aralica* Bolkh. Сеноманский возраст этой части алтыкудукской свиты подтверждается путем сравнения данного комплекса со спорово-пыльцевым комплексом, выделенным И. З. Котовой из фаунистически охарактеризованных отложений сеномана Северо-Устьюртской опорной скважины.

Следует отметить, что этот же комплекс почти без изменений сохраняется и в туроне, во всяком случае в его нижней части, поэтому граница между туроном и сеноманом в континентальных отложениях определяется по резкой смене литологического состава и ее очень трудно наметить по спорово-пыльцевым данным.

О сеноманском возрасте верхней части алтыкудукской свиты свидетельствуют многочисленные хорошо сохранившиеся отпечатки листьев, обнаруженные в этой части свиты на Тасаранской горст-брахиантиклинали (Мартинсон и др., 1966). Отсюда И. В. Васильевым кроме форм, приведенных в работах В. А. Вахрамеева (1952) и А. Л. Яншина (1953), определены *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Hollick, *Glyptostrobus groenlandica* Heer, *Ficus embensis* Vachr., *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry, *Pseudoprotophyllum* sp., *Protophyllum* sp., *Credneria* sp., *Platanus cuveiformis* Krass., *P. latior* (Lesq.) Knowlt., *Leguminosites* cf. *karatscheensis* Vachr., *Anacar-*

dites neubergae Vachr., *Rulac* cf. *quercifolium* Hollick, *Cissites uralensis* Kryshht., *Daphnophyllum angustifolium* Lesq., *Aralia* cf. *tachobensis* Borsuk, *Viburnum* sp. Несколько ниже по разрезу Г. Г. Мартинсоном и др. (1966) обнаружены пресноводные моллюски *Pseudohyria kysylkumaensis parva* Martins., *P. plicatensis* Martins., *Unionella pseudocaerulensis* Martins., *Contradens elongatus* Martins., *Unio* sp., *Bithynia* sp., *Limnocyrena tasanica* Martins., *Lanceolaria* sp., которые следует отнести к позднему альбу-сеноману.

Мощность отложений алтыкудукской свиты меняется от нулевой близ выходов палеозойских пород Мугоджар, где ее осадки местами полностью срезаются верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, до 60—80 м на Шошкаккольской мегантиклинали. На юге Берчогурской синклинали она достигает более 65 м (верхняя часть отложений уничтожена позднемиоценовой эрозией), в ядре Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали достигает 120—130 м. На Тасаранской мегантиклинали мощность пород алтыкудукской свиты колеблется от 30 до 85 м, в Северо-Восточном и Восточном Приаралье — от 60 до 140—160 м.

Жиркиндекская свита (турон-коньяк?). В туронский век продолжалась трансгрессия верхнемелового моря, и площадь, занятая континентальными меловыми отложениями по сравнению с сеноманскими, значительно сократилась. Северо-восточнее и восточнее береговой линии морского бассейна в туронское время накапливались континентальные озерные, речные и дельтовые осадки, по литологической характеристике имеющие много общего с кызылшенской свитой среднего альба.

Постепенный переход морских туронских глин в континентальные пестроцветные отложения был впервые отмечен в средней части Шошкаккольской мегантиклинали Р. Г. Гарецким и С. В. Артамоновой (Яншин, 1953), причем позднее для них было предложено название жиркиндекской свиты (Гарецкий и Кузьмина, 1956). Однако еще до выделения пестроцветных верхнемеловых отложений в жиркиндекскую свиту они были широко известны в Северо-Восточном Приаралье и описаны в ряде работ (Петрушевский, 1933; Яншин, 1953; Воскобойников, 1953, 1956; Самодуров, 1955).

В северной части западного крыла Шошкаккольской мегантиклинали в морских отложениях турона по мере движения к северу увеличивается количество песчаных прослоев, в них начинают появляться прослои фиолетово-серых, красновато-бурых, желтовато-серых песчаных глин, которые в верховьях р. Жаинды уже целиком замещают зеленовато-серые морские отложения.

В долине балки Жаманшиили (Аккуурдан) А. Л. Яншиным (1953) описана крупная линза плохо обнаженных красных и малиновых каолинистых глин, которая залегает между отложениями морского палеогена и алтыкудукской свитой сеномана верхнего альба. Эту пачку пестроцветных глин также наиболее правильно включать в жиркиндекскую свиту.

Отложения этой свиты известны в своде Алагузского поднятия Жаксыбуташской антиклинали (Гарецкий, 1962). Они представлены здесь пестроцветными каменистыми каолиновыми глинами и кварцевослюдистыми мелкозернистыми, часто мучнистыми белыми, светло-серыми и желтовато-серыми песками, с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников.

К жиркиндекской свите следует отнести пестроцветные отложения района горы Тасаран, выделенные А. Л. Яншиным (1953) под названием второй свиты. Они сложены плотными каменистыми пестроокра-

шенными каолинистыми глинами с прослоями грязно-белых и серовато-желтых мелкозернистых глинистых песков и железистых песчаников.

Подобные отложения вскрыты бурением во многих местах Куландинской и Тасаранской мегантиклиналей, в районе ст. Саксаульская, г. Аральска и т. д. Разрезы этих мест характерны тем, что только нижняя часть туронских отложений представлена пестроцветными континентальными породами, а верхняя сложена морскими осадками.

Очень широко распространены отложения жиркиндекской свиты в Северо-Восточном и Восточном Приаралье. Они обнажены на Нижне-Сырдарьинском своде и в ядре Кайнарбулакской антиклинали и вскрыты многочисленными скважинами. Здесь отложения сложены пестроцветными преимущественно глинисто-алевритовыми породами. К югу от р. Сырдарьи выше пестроцветных пород жиркиндекской свиты и ниже них развиты пачки морских отложений турона (см. раздел о морских отложениях верхнего мела). Далее к востоку, уже в районе Аккырско-Кумкалинской седловины, весь турон вновь становится пестроцветным.

Возраст отложений жиркиндекской свиты устанавливается на основании их залегания ниже и внутри морских отложений турона в Северо-Восточном Приаралье, непосредственного их перехода в морские отложения турона и, возможно, коньяка на Шошкакольской мегантиклинали, а также определений пресноводных моллюсков, листовых отпечатков и спорово-пыльцевых комплексов.

Спорово-пыльцевые комплексы, встреченные в нижней части жиркиндекской свиты, аналогичны спорово-пыльцевому комплексу из сеноманской части алтыкудукской свиты, охарактеризованному выше. Подобные комплексы выделены также из фаунистически охарактеризованных отложений нижнего турона в Западном Примугоджарье и в Северо-Устьюртской опорной скважине.

Для верхней части жиркиндекской свиты характерно значительное сокращение количества спор папоротникообразных (4—21,5%). Среди спор чаще всего встречаются представители семейства Schizaeaceae, рода *Selaginella*, споры *Chomotriletes reduncus* Volkh., *Stenozonotriletes radiatus* Hl., *S. exuperans* Hl., *S. divulgatus* Hl., *Lopotriletes spurius* Volkh. и *Divisisporites luskiachenensis* Thom s. Содержание пыльцы Taxodiaceae — Cupressaceae и Pinaceae возрастает. В составе пыльцы покрытосемянных растений происходит значительное изменение. Пыльца *Tricolporites striatellus* M tch. исчезает, ее место занимает новая основная группа пыльцы *Plicopollis*, процентное содержание которой достигает 20. Наряду с этим встречается пыльца *Tricolporopollenites*, *Tricolpopollenites*, *Triatriopollenites*, *Brocolpollenites* и др. Этот комплекс идентичен комплексу, выделенному из фаунистически охарактеризованных отложений турона, вскрытых скважинами в районе г. Аральска и турона — коньяка в Северо-Устьюртской опорной скважине.

Таким образом, в наиболее полных разрезах отложения жиркиндекской свиты охватывают турон и, возможно, коньяк, а в более сокращенных — весь или часть турона. В основном о туронском возрасте говорят новые находки листовых отпечатков и пресноводных моллюсков, приведенные Г. Г. Мартинсоном и др. (1966), хотя авторы статьи и предполагают, что эта свита охватывает и поздний сеноман.

Мощность отложений жиркиндекской свиты в районе западного крыла северной части Шошкакольской мегантиклинали достигает 20—40 м, на Кособинской антиклинали — до 30 м, на Алагузской брахиантиклинали изменяется от 0 до 25 м, на Аккуурданской брахиантиклинали Тасаранской мегантиклинали по данным бурения равна 14 м.

(Л. Г. Кирюхин), в районе Тасаранской горст-брахиантиклинали колеблется от 5 до 20 м, немного южнее по данным бурения — до 55 м, в Северо-Восточном и Восточном Приаралье — до 50—70 м, а в некоторых синклиналиях — даже до 100 м.

Аккуурданская свита (сантон). Восточнее и северо-восточнее границы сплошного развития морских отложений сантона в ряде мест сохранились континентальные породы, примерно соответствующие сантонскому ярусу и выделяемые на периферии Мугоджар под названием аккуурданской свиты (Гарецкий, 1962). В Северо-Восточном и Восточном Приаралье им приблизительно соответствуют отложения бостобинской свиты (Самодуров, 1958), хотя последние, видимо, охватывают и более высокие горизонты верхнего мела (кампан).

Отложения аккуурданской свиты обнажены в верховьях балки Жаманшиили (Аккуурдан), к северу от ст. Каульджур, в районе сопки Жаманшин, на Тасаранской горст-брахиантиклинали и вскрыты рядом скважин в различных местах Северного Приаралья. В первом пункте они представлены светло-серыми и пепельно-серыми глинистыми песками и песчанистыми глинами, в других местах преобладают мелкозернистые желтовато-серые пески с прослоями плитчатого средне- и мелкозернистого кремнисто-железистого песчаника и пепельно-серых глин. В основании часто прослеживается прослой светло-серого крупнозернистого песчаника. В Северо-Восточном и Восточном Приаралье бостобинская свита сложена серыми песками с прослоями глин и песчаников. Они выходят на поверхность на Нижне-Сырдарьинском своде и в Кайнарбулакской антиклинали и вскрыты во многих местах скважинами.

В балке Жаманшиили (Аккуурдан) в верхней части свиты обнаружены углистые отпечатки *Sequoia Reichenbachii* Heer, *Widdringtonites* sp. и платанов типа *Platanus latior* K n o w l t. (Яншин, 1953). В горизонте песчаника бостобинской свиты в ряде мест Восточного Приаралья встречены раковины пресноводных пелеципод, среди которых определены *Trigonoides aralensis* (M a r t.), *T. cf. laotiae* H o f f e t., *T. sp.*, *Unio dactylinoides* M a n t., по мнению Г. Г. Мартинсона имеющие раннесантонский возраст. Из отложений бостобинской свиты Северо-Восточного Приаралья выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают покрытосемянные (от 3 до 90%) и голосемянные (от 3 до 40%) над спорами папоротникообразных (0,5—32,5%). Среди папоротникообразных много спор рода *Schizaea* (до 24%); в меньшем количестве найдены споры *Selaginella utrigera* B o l k h., *Osmunda granulata* H l., *Anemia macrorhyza* B o l k h., *Polypodiaceae*, *Pteris cretaceae* H l., *Adiantum speciosum* B o l k h., *Chomotriletes reduncus* B o l k h., *Stenozotriletes radiatus* H l., *St. divulgatus* H l., *Divisisporithes euskirchenensis* T h o m s. Голосемянные представлены в основном пыльцой семейства Cupressaceae — Taxodiaceae и семейства Pinaceae, единичными *Classopollis classoides* P f l. В группе покрытосемянных наряду с ранее встреченными формами *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Plicopollis*, *Triatriopollenites* и др. появляется ряд новых родов — *Trudopollis*, *Nudopollis*, *Aquilapollenites*. Аналогичный комплекс выделен из морских отложений верхнего сантона с *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.), развитых в районе Кокпектинской антиклинали.

Мощность отложений аккуурданской свиты в районе балки Жаманшиили (Аккуурдан) равна 10—15 м, на Тасаранской горст-брахиантиклинали — до 15 м, близ разъезда Тусплек — 17 м. В Северо-Восточном и Восточном Приаралье мощность пород бостобинской свиты обычно не превышает 60 м, но в отдельных наиболее полных разрезах, приуроченных к синклиналиям, достигает 130—160 м.

Выше сероцветных глин и алевроитов, содержащих спорово-пыльцевые комплексы верхнего сантона — кампана, в наиболее полных разрезах Северо-Восточного Приаралья лежит пачка пестроцветных песчанистых глин (до 30—50 м мощностью), из которых не удалось выделить споры и пыльцу. Эту пачку предположительно можно отнести к кампану, поскольку залегающие выше в отдельных разрезах морские отложения имеют уже маастрихтский возраст.

Морской верхний мел

Морские верхнемеловые отложения широко развиты в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье. Они обнажены на крыльях Шошкаккольской мегантиклинали и к западу от нее, близ южного окончания Мугоджар, в сводах Каульджурской, Жаксыбуташской и Куландинской антиклиналей, а также в урочище Жаманшин (рис. 61). В других местах они вскрыты многими скважинами.

Впервые морские отложения верхнего мела отмечены более 100 лет тому назад на п-ове Куланды (Abich, 1858). Позднее они были обнаружены и в других местах Южного Примугоджарья и Северного Приаралья. Их описание приводилось в работах Г. А. Траутшольда (Trautschold, 1859), Э. И. Эйхвальда (Eichwald, 1865), Л. С. Берга (1903, 1908), А. Д. Архангельского (1912), Б. А. Петрушевского (1933), Н. К. Трифонова (1937), А. Л. Яншина (1940), М. Е. Воскобойникова (1953), В. И. Самодурова (1955), Р. Г. Гарецкого и С. Е. Горшенина (1963), В. А. Загоруйко (1961, 1963), Л. Г. Кирюхина и Г. Г. Кургалимовой (1966). Наиболее полно стратиграфия морских верхнемеловых отложений изложена в монографиях А. Л. Яншина (1953) и Р. Г. Гарецкого (1962). В последние годы меловые отложения Северного и Восточного Приаралья изучались геологами экспедиции № 11 ВАГТа (И. И. Бляхер, В. В. Буклин, А. И. Попцов, И. С. Плещеев, Л. Г. Кирюхин, В. Н. Кравчук, В. П. Мирошник, А. И. Мухина, М. И. Соколов, И. А. Щербаков, Б. З. Урецкий и др.) и геологами ВСЕГЕИ (В. Г. Никитин и Л. С. Теплова). Среди отложений верхнего мела присутствуют все его ярусы, кроме датского.

Сеноман

Морские сеноманские отложения известны в средней и южной частях Шошкаккольской мегантиклинали, на п-ове Куланды и в ряде скважин Предустюртской равнины. В последние годы они установлены бурением в синклиналиях Северного Приаралья, а также на восточном побережье Аральского моря.

Отложения сеномана с размывом залегают на песчаных породах верхнего альба и литологически сходны с ними. В средней части Шошкаккольской мегантиклинали сеноман представлен зеленовато-серыми глауконито-кварцевыми песками мелкозернистыми и алевроитистыми, содержащими два прослоя кварцитовидных известковистых песчаников, переполненных ракушей. В основании сеномана прослеживается слой гравийного песка с мелкими гальками. На юге Шошкаккольской мегантиклинали сеноманские отложения сложены аналогичными желтоватыми кварцевыми песками с караваями кварцитовидных песчаников. От верхнеальбских песков они отличаются только примесью глауконита и несколько меньшей грубостью гранулометрического состава. В скважине, пробуренной в г. Челкар, к сеноману условно отнесены светло-зеленые глины, содержащие прослой кварцевых мелкозернистых песков и обугленные растительные остатки.

В Донгузтау скважины вскрыли сеноманские глауконито-кварцевые пески и алевриты с прослоями светло-серых и серых, зеленовато-серых глин и крепких песчаников.

На п-ове Куланды сеноман сложен глауконито-кварцевыми мелкозернистыми песками и ракушечниковыми железистыми песчаниками

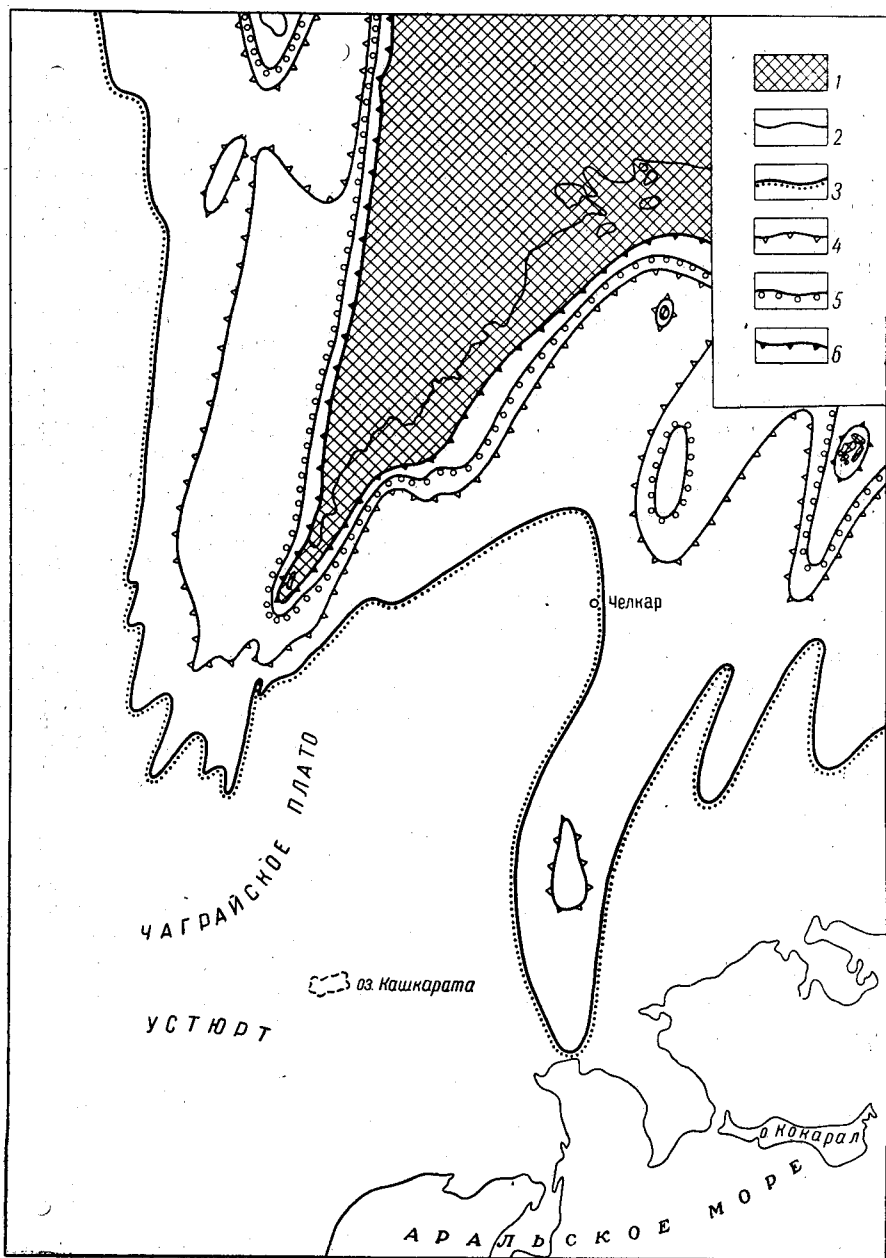


Рис. 61. Схема развития верхнемеловой трансгрессии на периферии Мугуджар (от сеномана до кампана) — по Р. Г. Гарецкому (1962) с некоторыми исправлениями

1 — площадь распространения палеозойских отложений, не перекрывавшаяся кампанским морем; 2 — граница современного выхода палеозойских отложений на поверхность; 3 — граница распространения сеноманского моря; 4 — граница распространения гуронского моря; 5 — граница распространения сантонского моря; 6 — граница распространения кампанского моря

в основании. В районе Аральска сеноман вскрыт в интервале глубин 600—619 м и представлен песчано-глинистой пачкой, в ряде прослоев которой встречены остатки плохо сохранившихся моллюсков.

Близ восточного побережья Аральского моря сеноман представлен сероцветной толщей песков и песчаников с подчиненными прослоями глин. Пески и песчаники серые, местами голубовато-серые, кварцево-полевошпатовые, с примесью зерен глауконита, мелкозернистые. Глины серые, песчанистые и алевритистые, слюдястые, часто тонкослоистые. По всей толще сеноманских отложений здесь рассеяны редкие остатки чешуй и позвонков рыб, акул и единичные отпечатки и ядра моллюсков очень плохой сохранности.

На Шошкаккольской мегантиклинали в описанных отложениях обнаружены ядра и отпечатки сеноманских *Exogyra conica* Sow., *Gryphaea hippopodium* Nils. и *Inoceramus crippi* M a n t. В. Г. Никитин в 1962 г. в глауконито-кварцевых песчаниках на восточном берегу оз. Шошкакколь нашел *Liostrea* ex gr. *canaliculata* Sow. и *Panope* ex gr. *gurgites* В г о n г п., также характерные для сеномана. На п-ове Куланды в песчаниках обнаружены *Gryphaea hippopodium* Nils. и *Liostrea bergi* A r k h.

Мощность морских отложений сеномана на Шошкаккольской мегантиклинали колеблется от нулевой до 12—15 м, на п-ове Куланды достигает 15 м, в районе урочища Донгузтау (Предустюртская равнина) достигает 35—40 м, в Челкаре равна 7 м, на северо-востоке рассматриваемой территории 18 м, а на восточном побережье Аральского моря изменяется от 25 до 63 м.

Турон

В туронский век произошло расширение морского бассейна (рис. 62). От северной части Шошкаккольской мегантиклинали берег туронского моря простирался к району балки Бахатай на восточном борту Берчогурской синклинали, отсюда проходил южнее балки Жаманшиили (Аккуурдан) и Каульджурской антиклинали, а затем в бассейн р. Шетиргиз и район его впадения в р. Иргиз. Море покрывало весь Челкарский прогиб, в северной части которого морские отложения турона вскрыты многими скважинами. Морской турон обнаружен и в районе слияния рек Шетиргиз и Иргиз. Отсюда граница моря по неровной линии с заливами, далеко вдающимися на север по синклинальным структурам, уходила к югу от р. Сырдарьи. В районе Северо-Восточного и Восточного Приаралья морские породы турона обнаружены многими скважинами.

В Южном Примугоджарье и в западной части Северного Приаралья морские отложения турона представлены толщей темно-серых и зеленовато-серых плотных глин, гипсоносных на поверхности и пиритосных на глубине, с прослоями зеленовато-серых алевритов, мелкозернистых глауконитовых песков и плитчатых известковистых, часто железистых песчаников, реже ракушечниковых известняков. Глины содержат конкреции сидеритов и мергелей. Близ Мугоджар, в северной части Шошкаккольской мегантиклинали и Челкарского прогиба, туронские отложения становятся более песчанистыми.

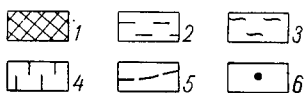
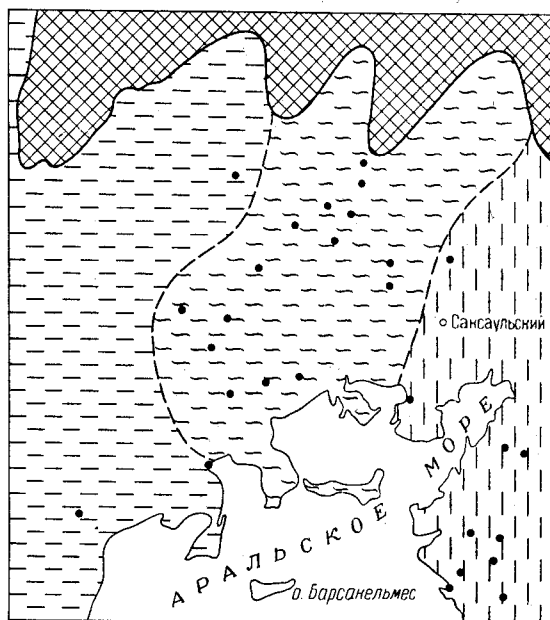
В районе Жаксыбуташской антиклинали и восточнее туронские отложения четко подразделяются на две части: нижнюю, сложенную континентальными красноцветами (жиркиндекская свита), и верхнюю, сложенную морскими песчаниками серыми, зеленовато-серыми кварцево-полевошпатово-глауконитовыми. В северо-восточной части рассматриваемой территории в скв. I (колодец Акбулак) морской турон представ-

лен пачкой (56 м) темно-серых, серых алевритистых глин с прослоями песков и алевритов, с остатками неопределимой фауны.

На восточном побережье Аральского моря, в низовьях р. Сырдарьи, туронские отложения имеют уже трехчленное деление. Нижняя пачка турона лежит на песках сеномана без видимого несогласия и представлена темно-серыми и зеленоватыми глинами, чередующимися с серыми алевритами и песками. В некоторых случаях в основании встречаются мелкий гравий, галька и обломки древесины. В глинах здесь встречаются *Inoceramus labiatus* var. *latus* Sow. (определения М. И. Соколо-

Рис. 62. Схема распространения литологических типов туронских отложений (составили Л. Г. Кириухин и В. Г. Никитин)

1 — зона отсутствия морских отложений турона; 2—4 — литологические типы отложений турона: 2 — морские, 3 — двучленное их строение (нижняя часть — континентальные, верхняя — морские), 4 — трехчленное их строение (нижняя часть — морские, средняя — континентальные, верхняя — морские); 5 — границы литологических типов отложений турона; 6 — некоторые скважины, вскрывшие отложения турона



ва), характерные для нижнего турона. Средняя пачка представлена континентальными пестроцветными глинами с прослоями песков и алевритов (жиркиндекская свита). Верхняя пачка представлена морскими глинами серыми и темно-серыми, слоистыми, некарбонатными, переслаивающимися с песками и алевритами. Глины преобладают в структурно опущенных участках, пески — на структурно приподнятых.

На восток, в сторону Аккыро-Кумкалинской зоны поднятий, нижняя сероцветная пачка постепенно замещается пестроцветами. В районе же Кумкалинского поднятия уже весь турон представлен в пестроцветных фациях.

В обнажениях Шошкаккольской мегантиклинали и п-ова Куланды, а также во многих скважинах, пробуренных в урочище Донгузтау, в Челкарском прогибе, в районе Жаксыбуташской антиклинали, в Аральской синклинали и в Восточно-Аральской впадине, в морских отложениях турона встречены *Placenticerus placenta* De Kay, *P. kharemsense* La h., *Collignonicerus woolgari* Mant., *Baculites romanskyi* Arkh., *Inoceramus lamarcki* Park., *I. labiatus* Schloth.* и др.

* Определение А. Д. Архангельского, С. А. Доброва, М. И. Соколова.

Мощность морских отложений турона в пределах Шошкаккольской мегантиклинали изменяется от 0 до 20—30 м в средней ее части и до 40 м у Шошкаккольского сора. В районе урочища Донгузтау она достигает 45—80 м, в Челкарском прогибе колеблется от 0 до 65 м, а в районе Жаксыбуташской антиклинали — от 50 до 80 м. На Куландинской антиклинали она равна 50 м, в Аральской синклинали достигает 57 м, а на восточном побережье Аральского моря — 60—70 м.

Коньяк

Для выделения в Приаралье отложений коньякского яруса в качестве отдельного горизонта данных мало. Однако какая-то часть разреза, несомненно, соответствует по возрасту этому ярусу. Так, к югу от Шошкаккольской мегантиклинали, в урочище Донгузтау, под фосфоритовым горизонтом нижнего сантона вскрыты глины, неотличимые от туронских, но содержащие, по определению С. А. Доброва, *Inoceramus* aff. *sturmi* Andert. (Гарецкий, 1962) — характерный вид коньякского яруса. Фаунистически охарактеризованные отложения коньякского яруса, неотличимые по внешнему виду от турона, встречены также еще в ряде точек, расположенных уже к западу от Шошкаккольской мегантиклинали. Таким образом, в наиболее полных разрезах морского мела толщ, считавшуюся ранее только туроном, следует относить к турону — коньяку.

Сантон

В сантонский век произошло дальнейшее расширение морского бассейна (рис. 63). Отложения сантона выходят на крыльях Шошкаккольской мегантиклинали и на п-ове Куланды. Их обнажения открыты в 70 км к северо-востоку от г. Аральска в присводовой части Кайнарбулакской антиклинали (Р. Г. Гарецкий, Л. Х. Казимирова и В. И. Самодуров) и в ядре Аулетобинской горст-антиклинали на восточном побережье Аральского моря (И. И. Бляхер). Сантонские отложения вскрыты многими скважинами, пробуренными в различных районах Южного Примугоджарья, Северного и Восточного Приаралья.

В западной части описываемой территории сантон подразделяется на два подъяруса: нижний и верхний. В основании сантона несогласно на отложениях коньяка, турона или верхнего альба залегает фосфоритовый слой, состоящий из крупных желваков, местами сцементированных в плиту мощностью 0,2—0,5 м. Выше слоя фосфоритов лежат зеленовато-серые кварцево-глауконитовые пески с прослоями песчаников. Глинистыми кварцево-глауконитовыми известковистыми песками сложен нижний сантон в районе г. Челкар. Вдоль оси Челкарского прогиба намечается погрубение материала к северу. Кварцево-глауконитовые пески и алевриты с прослойками фосфоритовых желваков и галек развиты на п-ове Куланды. Во многих пунктах в отложениях нижнего сантона встречена ископаемая фауна: *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax propinquus* Moh., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh. и др.

В ряде мест — на Шошкаккольской мегантиклинали, в северной части Челкарского прогиба и др. — сохранилась только фосфоритовая серия нижнего сантона от 0,3 до 2 м мощности. К западу разрез становится более мощным и в Северо-Устюртской скважине достигает 16 м.

На границе нижнего и верхнего сантона наблюдается второй фосфоритовый слой мощностью 0,1—0,3 м. На Шошкаккольской меганти-

клинали верхний сантон сложен карбонатными темными глинами с прослоями песка и песчаников. Примерно такой же состав имеет верхний сантон в северной части Челкарского прогиба. На п-ове Куланды в верхнем сантоне преобладают пески и алевроиты. В отложениях верхнего сантона часто можно встретить руководящую для него *Oxytoma tenuicostata* (Roem.).

В Восточно-Аральской впадине верхний сантон представлен мало-мощным слоем песчанистых мергелей, в основании которых лежит

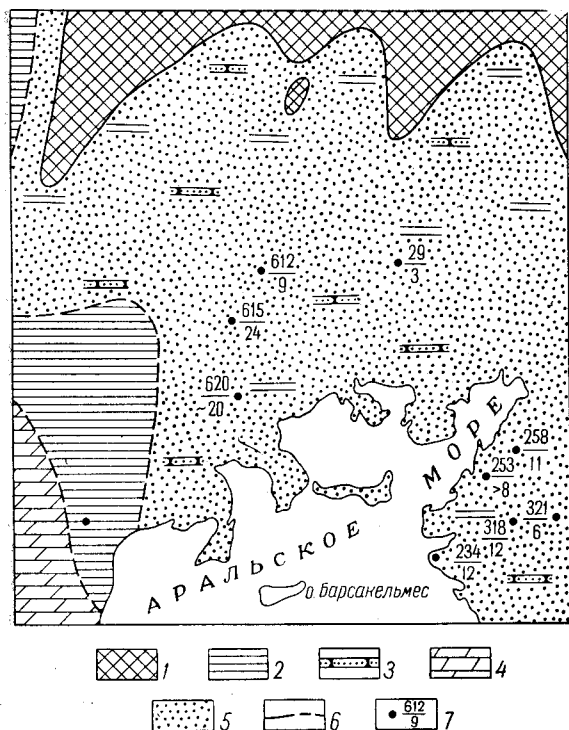


Рис. 63. Схема распространения литологических типов морских отложений сантона

1 — зона отсутствия морских отложений сантона; 2–5 — литологические типы отложений сантона: 2 — глины, 3 — песчаники, 4 — мергели, 5 — пески; 6 — границы литологических типов отложений сантона; 7 — некоторые скважины, вскрывшие отложения сантона (числитель — номер скважины, знаменатель — мощность отложений)

песчаник с галькой фосфоритов. Отсюда Г. Г. Кургалимовой определены *Spiroplectamina zosula* (Ehrenb), *Tritaxia tricarinata* (Orb.), *Anomalina stelligera* (Marie), *Bolivinooides strigillatus* Charp. Приведенный комплекс позволяет отнести вмещающие породы к верхнему сантону (микрофаунистическая зона *Anomalina stelligera*). Мощность отложений верхнего сантона изменяется от 1 до 10 м.

В центральной и восточной частях Северного Приаралья отложения сантона подразделить на подъярусы не удастся. Они здесь в основном представлены песками зеленовато-серыми, серыми, реже темно-серыми, мелко- и среднезернистыми, кварцево-полевошпатовыми, с примесью зерен глауконита и листочков слюды. В песках наблюдается мелкая рассеянная галька фосфоритов, редкие прослои темно-серых и серых глин. В основании сантона часто проходит базальный горизонт галечников, фосфоритов и кварца. В обнажении около кладбища Аулигетобе (западнее г. Казалинска) в основании сантона найдены *Cyprina* sp., *Pholadomya* sp., *Nucula* sp. и зубы акул *Scapanorhynchus raphiodon* и *Corax caupi* (определения М. И. Соколова). В верхней части собраны обломки белемнителл *Belemnitella praecursor* Stolley.

На остальной территории рассматриваемого района в песках обычно наблюдаются чешуя рыб, обломки и неопределимые остатки моллюсков.

Мощности сантонских отложений изменяются от первых метров до 22 м, в среднем равняясь 10—12 м.

Кампан

В кампанский век верхнемеловая трансгрессия захватила еще большую территорию. Только в виде обширного полуострова с севера вдавались Мугоджарские горы. Отложения кампана обнажены небольшими пятнами на крыльях Шошкакольской мегантиклинали (на большей ее площади они уничтожены предмастрихтским размывом), на п-ове Куланды и в урочище Жаманшин. В настоящее время кампанские отложения вскрыты многочисленными скважинами как в Северном, так и в Восточном Приаралье. На востоке кампанское море заходило до Приаральских Каракумов, где морские кампанские отложения обнажены в районе Кайнарбулакской антиклинали. К югу от р. Сырдарьи кампанская трансгрессия, очевидно, достигала Аккыро-Кумкалинской зоны поднятий.

Кампанские отложения представлены однообразной толщей зеленовато-серых гипсоносных с поверхности и пиритоносных на глубине плотных, часто алевритистых глин. Близ Мугоджарских гор среди глин появляется значительное количество прослоев зеленовато-серых тонко- и мелкозернистых кварцево-глауконитовых песчаников, а сами глины становятся алевритистыми и часто песчанистыми. С удалением от Мугоджар уменьшается песчанистость толщ, а в южном и юго-западном направлениях увеличивается ее карбонатность и среди глин появляются прослои грязно-белых мергелей. В основном мергелистый разрез имеет кампан в урочище Донгызтау и на Северном Устюрте. На восточном крыле Шошкакольской мегантиклинали и в северной части Челкарского прогиба кампанские отложения вновь становятся менее известковистыми и представлены зеленовато-серыми глинами. На п-ове Куланды под современными эоловыми песками на западном крыле антиклинали несколькими скважинами обнаружены маломощные мелоподобные мергели, содержащие кампанскую микрофауну.

Белыми и серовато-белыми мергелями сложен кампан в восточной части Челкарского прогиба, на крыльях Жаксыбутацкой антиклинали и в Сабыржилгинской синклинали. В северной части Жиланской и Тогызской мегасинклиналей, а также на Тасаранской мегантиклинали кампан представлен темно-серыми часто карбонатными глинами. В своде Тунгуруксорской брахиантиклинали кампан сложен темно-серыми глинистыми песками. Темными зеленовато-серыми некарбонатными глинами он представлен в районе Аральска. На восточном берегу Аральского моря кампан сложен мергелями светло-серыми и серовато-белыми, карбонатными зеленовато- и голубовато-серыми глинами и темно-серыми и черными некарбонатными глинами.

Почти повсеместно в основании кампанских отложений наблюдается слой желваков, заключенных в светлом известковистом песке или зеленовато-серой песчанистой глине.

В большинстве пунктов среди описанных глин обнаружены руководящие для кампана *Belemnitella mucronata* (Schloth.) или выделены характерные комплексы фораминифер.

К западу от Шошкакольской мегантиклинали и на Северном Устюрте находками *Belemnitella langei* Schatsky и микрофаунистическими исследованиями доказано присутствие верхней зоны кампана.

В Восточном Приаралье и в южной части Северного Приаралья также доказано присутствие микрофаунистической зоны верхнего кампана *Cibicides voltzianus* (Кирухин и Кургалимова, 1966). По микрофаунистическим комплексам Г. Г. Кургалимова в Восточном Приаралье в нижнем кампане выделяет две зоны: *Cibicides temirensis* и *Anomalina taylorensis*, причем в Восточно-Аральской впадине разрез кампана начинается с наиболее древних горизонтов.

Мощность кампанских отложений сильно меняется по площади. Западнее Шошкаккольской мегантиклинали в зависимости от структурного положения разреза она колеблется от 20 до 100 м, причем на верхнюю зону кампана приходится 8—10 м. К своду Шошкаккольской мегантиклинали отложения кампана выклиниваются совсем. К югу, в Предустюртской равнине, их мощность возрастает до 80—105 м. В северной части Челкарского прогиба мощность кампана изменяется от 0 до 50 м. У ст. Джилан она достигает 7,5 м, в урочище Жаманшин — 8 м, а у разъезда Тусплок — 5,4 м. В районе Аральска мощность кампанских отложений колеблется от 19 до 25 м и лишь в одном случае уменьшается до 13 м, а в другом увеличивается до 41 м; по восточному побережью Аральского моря она изменяется от 20 до 50 м.

Маастрихт

Первая половина маастрихтского века совпала с максимальной трансгрессией верхнемелового моря. Отложения маастрихта широко развиты в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье. Они слагают крылья Шошкаккольской мегантиклинали, обнаружены скважинами к западу и югу от нее, вскрыты бурением в Челкарском прогибе, в Джиланской и Тогызской мегасинклиналях и в Аральской синклиналях, обнажены в балке Жаманшиили (Аккуурдан), в урочище Жаманшин и на п-ове Куланды. Широко развиты отложения маастрихта и в Северо-Восточном Приаралье, где их выходы в пределах Кайнарбулакской антиклинали и северо-западной части Нижне-Сырдарьинского поднятия были описаны Б. А. Петрушевским еще в 1933 г. Они вскрыты бурением в районе оз. Шубартениз, в урочище Мынбулак, в районах, расположенных к северу и югу от Кызыл-Орды, и во многих других местах. Таким образом, маастрихтские отложения в Северо-Восточном Приаралье распространены повсеместно, за исключением участков, наиболее приподнятых в тектоническом отношении, где на поверхность выходят более древние континентальные меловые отложения (от альба до нижнего сенона). Отсутствуют маастрихтские отложения и на значительной части Восточно-Аральской впадины, где они уничтожены предпалеогеновым размывом.

В Северо-Западном и Северном Приаралье маастрихт обычно представлен белым мелом, мелоподобными мергелями и реже мелоподобными известняками, с прослоями известковистых тонкозернистых песчаников и зеленовато-серых глин. Для районов, тяготеющих к береговой линии маастрихтского моря, характерно присутствие среди мергелей прослоев песчаных мергелей и мергелистых песков. Они преобладают в отложениях маастрихта балки Жаманшиили (Аккуурдан) к северу от ст. Каульдзур на крайнем севере Челкарского прогиба. В северной части Шошкаккольской мегантиклинали в мелоподобных мергелях маастрихта появляется большое количество кремнистых конкреций. В основании пород маастрихта в Южном Примугоджарье, на Шошкаккольской мегантиклинали, на севере Челкарского прогиба и в урочище Жаманшин развит слой черных желваков фосфорита мощностью от 0,1 до 0,6 м.

По направлению к востоку и северо-востоку состав маастрихтских отложений постепенно меняется. Смена эта наблюдается примерно около 63-го меридиана, юго-восточнее гряды Кайнар, где верхняя часть маастрихта представлена неравномерно известковистыми песчанистыми глинами, а нижняя — глинистыми глауконито-кварцевыми песками. Восточнее, в районе оз. Шубартениз, маастрихт сложен пачкой зеленовато-серых карбонатных глинисто-песчанистых алевроитов и песчанистых глин с прослоями песков и многочисленными отпечатками и обломками пелеципод и микрофауны (фораминифер и остракод).

В Восточно-Аральской впадине маастрихт представлен серыми бескарбонатными и карбонатными глинами и только вдоль восточного побережья Аральского моря — голубовато-серыми мергелями. Восточнее Акыро-Кумкалинской зоны поднятий маастрихт сложен глинами, алевроитами, песками и песчаниками.

В большинстве изученных разрезов обнаружены как отложения зоны *Belemnella lanceolata*, так и зоны *B. arkhangelskii*. Литологически они почти не отличимы друг от друга, но находки как белемнителл, так и микрофауны позволяют судить об их присутствии в разрезах.

Мощность маастрихтских отложений в пределах Шошкаккольской мегантиклинали меняется от нулевой на севере до 40 м на юге. В Предустюртской равнине (урочище Донгузтау) она достигает 74—86 м. В верховьях балки Жаманшили (Аккуурдан) мощность маастрихта равна 7 м, у ст. Челкар увеличивается до 80 м, а близ ст. Джилян вновь уменьшается до 6,5 м и до 1—5 м в урочище Жаманшин. В районе Аральска она изменяется от 11 до 27 м, близ гряды Кайнар достигает 42 м, а близ оз. Шубартениз не превышает 20 м. Максимально известные мощности отложений маастрихта в Восточном Приаралье (40—50 м) приурочены к Арыкумской и Сырдарьинской впадинам.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ И ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН МУГОДЖАР

В районе западного борта Тургая и на восточном склоне Мугоджар меловая система представлена отложениями обоих отделов.

Нижнемеловые континентальные отложения занимают ограниченные площади, приуроченные к впадинам на поверхности домезозойского фундамента, и местами выходят на поверхность. Морские отложения верхнего мела распространены значительно шире, но везде прикрыты более молодыми отложениями.

С 1948 г. нижнемеловые отложения в этом районе детально изучались в связи с поисками и разведкой бокситовых месторождений Л. И. Киселевым (1949 г.), С. С. Сахно (1951 и 1955 гг.), С. Л. Спириным (1954 г.), Н. К. Овечкиным, Е. П. Бойцовой и Б. М. Михайловым (1949 и 1953 гг., 1954, 1961), П. А. Зайцевым и А. С. Саламатовым (1958 г.), Б. В. Пилия, С. Е. Горшениным и А. И. Бублисом (1960 и 1962 гг.), В. П. Курылевым (1962 и 1963 гг.). Результаты исследований по бокситоносности нижнемеловых отложений обобщены Л. И. Киселевым (1963). Верхнемеловые отложения детально описаны Е. П. Бойцовой и др. (1955), С. Е. Горшениным (1965 г.).

Нижний отдел

Апт — Альб

Нижнемеловые отложения обнажаются только в местах прислонения мезо-кайнозоя к древним породам. Их выходы известны в междуречьях Милысай — Улыталдык и Улыталдык — Ащисай, на право-

бережье р. Ащисай, в долинах рек Каинды и Карасай. В юго-восточном направлении они погружаются под палеогеновые отложения и вскрыты скважинами на многих участках на всем протяжении западного борта Тургайской впадины, а также далеко к востоку от р. Ирғиз. Отложения нижнего мела отличаются пестротой состава и невыдержанностью разрезов. На основании анализа материалов большого количества скважин, пробуренных в связи с поисками и разведкой бокситовых месторождений, С. Л. Спириным (1954 г.) и Л. И. Қиселевым (1962 г.) для полосы, примыкающей к выходам палеозойских пород, установлен следующий сводный разрез нижнемеловых отложений.

В основании нижнего мела, непосредственно на глинах коры выветривания или на известняках карбона, залегает слой грубообломочных пород, представленных слабо окатанной галькой кварца, яшм и эффузивных пород. Обломки последних каолинизированы и карбонатизированы. Грубообломочный материал не сортирован, заключен в белых слюдистых и песчанистых каолиновых глинах. Вверх по разрезу количество обломочного материала уменьшается, глины становятся менее песчанистыми, в них наблюдается косая слоистость. Грубообломочные породы развиты не повсеместно, а выполняют углубления в кровле палеозойского ложа. Максимальной мощности (25 м) этот слой достигает в междуречье Талдыка и Ащисая, в других пунктах мощность его не превышает 1—2 м.

Выше по разрезу следуют серые алевритистые каолиновые слюдистые глины с обуглившимися растительными остатками и линзами лигнита мощностью до 3,45 м (в карстовых углублениях по р. Каинды), нередко с конкрециями марказита и сидерита. Пачка глин с растительными остатками развита повсеместно у причленения апт-альбских отложений к выступам палеозойского фундамента, но залегание ее линзовидное, поэтому она подсекается не всеми выработками. Средняя мощность глин составляет от 0 до 32 м. Максимальные мощности в 30—32 м известны на р. Каинды.

Спорово-пыльцевой комплекс из этой пачки наиболее полно изучен в низовьях р. Ащисай и в разрезах скважин по р. Каинды. На р. Ащисай, по данным Е. П. Бойцовой и др. (1955), в спорово-пыльцевом комплексе 58,4% приходится на долю пыльцы голосемянных растений. Из них пыльца хвойных составляет 50,8%. Пыльцы покрытосемянных 4,8%. Среди спор господствуют споры *Osmunda* и пыльца *Ginkgo*. Е. П. Бойцова возраст описанных отложений считает апт-альбским.

На р. Каинды в наиболее глубоких частях карстовых воронок среди щебенчато-песчаных отложений встречаются прослой углистых глин, из которых Н. И. Филипповой выделен богатый комплекс спор и пыльцы. Споры представлены следующими формами: *Coniopteris* sp. (1,8%), *Cyathea* sp. (3,4%), *Polypodiaceae* (7%), *Gleichenia* sp. (7,7%), *Camarozonotriletes* Naum. (22,3%), *Ligodium* (4%), *Aneimia* sp. (8,1%), *Osmunda* sp. (1%), *Leiotriletes* Naum. (9%); среди пыльцы обнаружены: *Picea* sp. — 2,4%, *Pinus* — 2,3%, Pinaceae — 8,4%, Taxodiaceae — 2,8%. Споры составляют 80%, пыльца — до 20%. Состав комплекса также свидетельствует об апт-альбском возрасте отложений.

Выше по разрезу или ближе к выступам фундамента глины приобретают желтый, розовый, сиреневый, кирпично-красный, белый цвет. Эта смена цвета глин соответствует началу второго, так называемого, бокситоносного горизонта в толще апт-альба. Глины тонкодисперсные, имеют каолиновый состав, с примесью гиббсита, в разной степени железистые за счет присутствия гидроокислов железа, заключают в себе линзы и пласты бокситов и бобовых бокситовых пород каолинито-гиббситового состава. Мощность бокситоносного горизонта колеб-

лется не только на разных месторождениях бокситов, но и в пределах одного и того же рудного участка. На правобережье р. Шетиргиз, в пределах Актогайского месторождения, она наименьшая — 5 м, максимальная 109 м в долине р. Каинды.

Пестроцветные глины характеризуются обедненным составом спор и пыльцы, отличным от предыдущего комплекса целым рядом особенностей. По данным С. Л. Спирина (1954 г.), глины данной пачки в районе р. Каинды содержат спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца покрытосемянных (до 1,8%). В пыльце голосемянных резко увеличивается количество представителей семейства Pinaceae (34,7%), в том числе *Picea* (6,5%), *Pinus* секции *Haploxyton* — 7,5%, *Cedrus* — 3,5%, много пыльцы семейства Taxodiaceae — 10,5%, *Coniferae* — 3,5%, Podocarpaceae — 1,8%, *Podozamites* — 2,2%, Araucariaceae — 2%. Из покрытосемянных встречается пыльца семейства Salicaceae (0,5%) и др. (0,3%). В составе спор встречаются *Ligodinium* — 9,8%, *Camarozonotriletes* — 6%, *Aneimia* — 3%, *Acrostichum* — 2%, *Matonia* — 1,5%, *Gleichenia* — 1,8%, *Coniopteris* — 3,5%, *Ruffordia* — 1%, *Klukia* — 1% и др. (определения Н. Н. Сиговой). Наличие пыльцы покрытосемянных свидетельствует о раннеальбском возрасте отложений.

Разрез заканчивают темно-серые каолиновые глины с прослоями пестрых глин, содержащие обуглившийся растительный детрит и линзы лигнита. В основании их залегают пески и песчаники, которые иногда замещают собою всю пачку серых глин.

Возраст верхней пачки датируется как поздний альб по возрасту включенных в ней отпечатков флоры. Е. П. Бойцова (Бойцова и др., 1955) указывает на находки в районе низовьев р. Ащисай отпечатков *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Platanus cuneifolia* (Brongn.), *Zizyphus ajatensis* Vachr. и др. (определения М. О. Борсук).

В районе зимовья Актогай А. С. Саламатовым (1959 г.) собраны отпечатки листьев, определенные В. А. Вахрамеевым как *Asplenium dicksonianum* Heer, *Asplenium* sp., *Cladophlebis* aff. *jargenseni* (Heer), *Platanus* sp., характерные для альбского яруса. Мощность глин в районе пос. Актогай достигает 70 м, на р. Каинды — 0—19 м и в районе р. Ащисай — 35 м.

При удалении от выступа палеозоя на юг в разрезе отложений аптальба удается отыскать аналоги выделенных пачек, но литологический состав их иной: бокситоносная пачка пород из разреза выпадает, количество глин уменьшается, уступая место пескам.

На правом берегу Жириккудукская, по данным А. С. Саламатова (1958 г.), в основании нижнемелового разреза залегают серые и темно-серые плотные слабо песчаные глины с растительными остатками мощностью 9,9 м. Выше лежат светло-серые кварцевые пески с прослоями глин и песчаников. Мощность песчаной толщи здесь достигает 82 м.

Такое изменение фаций нижнего мела в направлении с севера на юг может зависеть от характера тех бассейнов, в которых образовались эти осадки. По мнению С. Л. Спирина (1954 г.), на севере района Талдык — Ащисай, Каинды существовали, вероятно, небольшие озера и болота, связанные непосредственно с карстовыми углублениями в узкой полосе известняков. В этих бассейнах существовали условия, благоприятные для накопления бокситовых пород. На юг от р. Каинды в связи с постепенным погружением палеозойского фундамента меридионально вытянутая цепь озер и болот открывалась в более обширный бассейн, связанный не с углублениями в известняках (которые здесь,

возможно, и не существовали), а с более широкой впадиной палеозоя. В этом бассейне существовали иные гидродинамические условия, благоприятствовавшие отложению преимущественно грубого обломочного материала.

В восточном направлении породы нижнего мела погружаются под мощный покров более молодых мезо-кайнозойских отложений на глубину до 151,7 м. Угол погружения колеблется от нескольких минут до 1—5°. Наблюдается фациальное изменение отложений, выраженное в замещении песчаных пород глинистыми и в появлении прослоев карбонатных пород.

На левобережье р. Иргиз отложения апт-альба представлены преимущественно глинами, редко встречаются прослойки песков и песчаников, приуроченных, как правило, к кровле и основанию разреза. Сводный разрез нижнемеловых отложений для этого района дан Е. П. Бойцовой и Б. М. Михайловым (1954 г.). Здесь так же, как и в Примугд-жарской части, выделяются три пачки глин, но строение их несколько иное.

Нижняя пачка представлена однородными темно-серыми тонкодисперсными каолиновыми глинами, содержащими большое количество мелкого углефицированного растительного детрита. В глинах с глубины 105 м обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца голосемянных растений (58,4%), причем резко доминирует пыльца хвойных (50,8%); пыльца покрытосемянных составляет всего 4,8%; споры (34,4%) разнообразны по родовому составу, господствуют среди них споры *Lygodium* и *Osmunda*.

Несколько сходный спорово-пыльцевой комплекс описан Н. А. Болховитиной (1953) из нижних горизонтов карашатауской свиты Шошкакольской антиклинали, возраст которой она считает аптским и раннеальбским.

Пачка пестроцветных глин с линзами бокситов постепенно фациально замещается серыми глинами. В средней части пачки встречаются прослойки песчанистых мергелей. Глины содержат обедненный спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца голосемянных растений (66,5%). Среди последних господствует пыльца хвойных (56,6%), в том числе 36,6% составляет пыльца рода *Cedrus*. Возраст осадков определяется Е. П. Бойцовой (1955) как ранний альб. Общая мощность отложений этой пачки 27 м.

В верхней пачке, сложенной темно-серыми, преимущественно алевритистыми углистыми каолиновыми глинами, появляются прослойки глинистых сидеритов, серых известняков (0,1—0,25 м) и коричневаточерных рыхлых глинистых бурых углей, мощность которых изменяется от 0,1 до 1, реже до 2 м.

В кровле глин верхней части разреза содержатся прослойки (0,05—0,5 м) серых и темно-серых кварцевых песчаников с сидеритовым цементом и алевритистых аргиллитов. Мощность верхней пачки 17 м.

В глинах и углях верхней пачки встречен богатый спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно преобладание спор папоротникообразных (*Dicksoniaceae*, *Gleichenia*, *Aneimia*, *Cyathea*, *Lygodium*) над пыльцой. Среди пыльцы голосемянных растений в большинстве образцов господствует пыльца *Cedrus*. Пыльца покрытосемянных (*Quercus*, *Castanea*, *Platanus*, *Leguminosae*) составляет максимум до 9,5%, а в среднем лишь около 3%. По литологическим признакам, стратиграфическому положению и составу спор и пыльцы осадки второй и третьей пачек можно сопоставлять с кызылшенской свитой Шошкакольской антиклинали Северного Приаралья, возраст которой В. А. Вахрамеев (1947, 1949) и А. Л. Яншин устанавливают как сред-

ний альб на основании определения листовых отпечатков флоры и стратиграфического положения свиты.

Спорово-пыльцевой спектр второй и третьей пачек нижнего мела описываемого района сходен с комплексом спор и пыльцы, обнаруженным Н. А. Болховитиной (1953) в ниже-среднеальбских отложениях Эмбенского района.

Возраст всей толщи континентальных отложений нижнего мела по данным спорово-пыльцевого анализа, а также на основании сравнения их литологического состава с отложениями соседних районов следует считать апт-альбским, причем основное накопление осадков происходило в альбе. Общая мощность отложений апт-альба равна 53 м.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения на поверхность не выходят, но под покровом более молодых отложений вскрывались многочисленными скважинами по рекам Каинды, Ащисай, Карасай, в районе среднего течения р. Иргиз и в других местах.

В составе верхнемеловых отложений выделяются континентальные отложения сеномана (?) и морские — турона, маастрихта и датского яруса.

Сеноман (?)

Отложения сеноманского (?) яруса выделены Б. М. Михайловым (Бойцова и др., 1955) условно. Они были встречены в скважинах в верховьях р. Ащисай на глубине 80,5 м и на левобережье р. Иргиз.

В верховьях р. Ащисай сеноманские (?) отложения представлены серыми с коричневым оттенком глинами (0,40 м), содержащими обугленные растительные остатки. В кровле глин залегает песчаник (0,10 м) с окисленным сидеритовым цементом. Выше лежит пачка (21,35 м) крупно- и грубозернистых полевошпатово-кварцевых песков.

В глинах обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, значительно отличающийся по составу от альбского.

В этом спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры, среди которых чаще всего встречаются *Gleichenia*, *Syatheaceae*, *Lygodium*. Среди пыльцы голосемянных растений преобладает пыльца *Picea otorica* Volle и *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосемянных содержится в значительном количестве и отличается большим разнообразием, чем в альбском комплексе: здесь встречена пыльца *Platanus*, *Castanea*, типа *Quercus*, *Ilex*, типа *Nyssa*, *Leguminosae* и *Ericipites*, преобладает пыльца *Platanus*, *Leguminosae* и *Castanea*. Сходный комплекс спор и пыльцы обнаружен Н. А. Болховитиной в нижнесеноманских отложениях Орско-Халиловского района Южного Урала, датированных А. Н. Криштофовичем (1930) по флоре, а также в районе среднего течения р. Эмбы. Состав сеноманских (?) отложений в различных разрезах сходен, но в восточном направлении отмечается увеличение глинистости пород.

На левобережье р. Иргиз верхнемеловые отложения залегают непосредственно на коре выветривания палеозойских пород на глубине 163—185 м. Они представлены в основном темно-серыми, почти черными, или пепельно-серыми, реже голубовато-серыми каолиновыми глинами. Глины слоистые, тонкодисперсные, с большим количеством обугленного мелкого детрита и древесины, иногда с прослоями лигнита. Встречаются редкие прослои слюдисто-кварцевого алеврита и линзы песка.

По данным С. Е. Горшенина, глины содержат спорово-пыльцевой комплекс (*Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Pinus aralica* В., *Pinus* sp., *Cedrus* sp., *Myrtaceae*, *Tricolporites*, *Schizaeaceae*, *Selaginellaceae* и др.), отнесенный Н. И. Филипповой к сеноману. По литологическим признакам, стратиграфическому положению и флористическим особенностям данные отложения сопоставляются с осадками сеноманского яруса, выделенными А. Л. Яншиным на территории Северного Приаралья. Мощность сеноманских отложений достигает 35 м.

Турон

Отложения турона на поверхность нигде не выходят, но вскрыты многочисленными скважинами по рекам Каинды, Карасай, Ащисай, в районе среднего течения р. Иргиз и в других местах. Их литологический состав однообразен. По данным С. Л. Спирина (1954 г.), на р. Каинды на отложениях верхнего альба залегают темно-серые и зеленовато-серые глины с раковистым изломом, с прослоями сидеритовых песчаников. Для темно-серых глин чрезвычайно характерно наличие присыпок алеврита на плоскостях наслоения и обугленных растительных остатков. Нередки включения пирита или марказита.

В спорово-пыльцевом спектре из этих отложений присутствуют споры *Coniopteris* (6,8%), *Aneimia* (6,6%), *Dicksonia* (1,2%), *Cyathea* (2,9%), *Acrostichum* (2,2%), *Matonia* (0,4%), *Gleichenia* (2%), *Schizaea* (3,1%), *Ruffordia* (3,5%), *Ligodium* (1,8%), *Klukia* (0,4%), *Leiotriletes* sp. (1%), *Leiotriletes* var. *acris* Orlov (6,9%), *Lophotriletes* (1%), *Chomotriletes* (0,1%), *Stenozonotriletes* (0,5%), *Camarozonotriletes* (4,5%). Приведенный спорово-пыльцевой комплекс носит более молодой облик, чем позднеальбский, и отнесен Н. Н. Сиговой к турону.

Вблизи Мугуджар, в разрезах по р. Карасай, глины становятся более песчанистыми и более обогащенными растительным детритом. В них появляются характерные прослои сидеритовых песчаников, также содержащих обугленные растительные остатки. Песчаный материал здесь более грубый и менее сортированный, пески нередко содержат гальку кварца. Мощность 44,8 м.

В восточном направлении отложения турона постепенно погружаются и на левобережье р. Иргиз залегают уже на глубинах от 42 до 160 м и более. Б. М. Михайлов (Бойцова и др., 1955) нижнюю часть морского верхнего мела разделяет на две пачки: нижнюю, представленную темно-серыми глинами с прослоями и гнездами кварцево-глауконитового песка, с фосфоритами в основании, и верхнюю, состоящую из ярко-зеленых и серо-зеленых кварцево-глауконитовых песков и фосфоритов. Общая мощность отложений 51 м. Совместно обе пачки встречаются редко и только в синклинальных зонах, на антиклиналях пески верхней части отсутствуют.

Из глин Н. Н. Бобковой определены *Tellina* ex gr. *aralensis* Arkh., *Leda* cf. *bergi* Arkh., *Inoceramus* ex gr. *frechi* Flegel. В этом же слое обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, представленный пылью голосемянных — *Ginkgo* (0,0—2,2%), *Picea* (0,0—1,7%), *Pinus* подрод *Haploxyton* (3,4—22,4%), *Pinus* подрод *Diploxyton* (0,0—0,8%), *Pinus* sp. (0,0—27,6%), *Cedrus* (0,0—1,7%), *Pinaceae* разная (1,7—8,8%), *Taxodiaceae* (0,0—6,0%), *Taxodium* (0,0—2,2%), *Cupressaceae* (?) (0,0—2,2%); пылью покрытосемянных — *Platanus* (0,0—0,8%), типа *Quercus* (0,0—2,6%), *Castanea* (0,0—0,8%), типа *Nyssa* (0,0—0,8%), *Myrtaceae* род *Leptospermum* (0,8—6,6%), *Myrtaceae* крупная с широкими припухшими порами (0,0—2,2%), *Tilia* (0,0—2,2%), *Leguminosae* (0,0—13,4%), неопределимая пыльца (0,0—3,5%); спорами папоротнико-

образных — *Lycopodium* (1,7—4,5%), *Cibotium* (0,0—2,2%), *Dicksoniaceae* (0,0—0,8%), *Cyathea* (1,7—3,0%), *Pteris* (0,0—0,8%), *Polypodiaceae* (1,7—3,2%), *Gleichenia* (2,2—3,5%), *Schizaea* (0,0—1,6%), *Aneimia* (0,0—3,5%), *Lygodium* (2,2—4,3%), *Mohria* (0,0—1,7%), *Osmunda* (0,0—3,6%), *Leiotriletes* (1,7—2,8%), *Filicales* (2,2—4,3%), неопределенные споры типа *Hymenophyllum* (0,0—0,8%). Общее количество пыльцы голосемянных растений достигает 35—50%, покрытосемянных — 11—25% и спор папоротников — 33—40%. Пыльца покрытосемянных растений, хотя и не является господствующей, но стлчается значительно большим разнообразием, чем в спорово-пыльцевых спектрах сеноманских отложений. Здесь появляется пыльца *Mugtaseae*, характерная для верхнемеловых отложений. Возраст отложений по данным спорово-пыльцевого анализа Е. П. Бойцова определяется как турон.

В юго-восточной части описываемого района, по данным С. Е. Горшенина (1963 г.), литологический состав пород остается постоянным. Характерной особенностью является то, что песчаность туронских глин уменьшается, отсутствуют песчаные прослои, в подошве всегда присутствуют фосфоритовые гальки, иногда прослои песчаника. Общая мощность отложений турона изменяется от 16 до 60 м.

Маастрихт

Отложения маастрихта сохранились от последующего размыва только в наиболее прогнутых синклиналиных зонах. Они известны в районе среднего течения р. Ирғиз, в низовьях р. Ащисай, где изучались по материалам бурения Е. П. Бойцовой, Б. М. Михайловым, Н. К. Овечиным и др. (1954 г.), В. П. Курылевым (1961 г., 1962 г.). Глубина залегания пород маастрихта изменяется от 84 м на западе до 170 м на востоке. На западе, ближе к Мугоджарам, маастрихт сложен серыми и светло-серыми плотными известковистыми песчаниками на глинисто-карбонатном цементе, с черной фосфоритовой галькой, с прослоями песка и песчаника. По мере движения на восток песчаные породы сменяются глинистыми, а в наиболее погруженных местах переходят в глинистые мергели, чистые мергели и мел.

На правобережье р. Ирғиз, в 75 км южнее пос. Карабутақ, по данным В. П. Курылева (1961, 1962 гг.), отложения Маастрихта залегают на глубине 125 м. Они с размывом ложатся на глинистые породы турона. Их нижний горизонт сложен зеленовато-серыми, жирными на ощупь, слабо слюдистыми глинами (15,9 м), слоистыми, с гнездами тонкозернистого глауконито-кварцевого песка, с редкими зубами акул. Выше лежат разнотернистые (от мелко- до крупнозернистых), зеленовато-серые, глауконито-кварцевые, слабо глинистые пески (10,6 м). Венчается разрез серыми плотными сильно песчанистыми глинами (до 40 м) с обильной фауной *Terebratulа aralica* (Reppng.). В этих же глинах В. И. Гладковой обнаружены фораминиферы *Bolivina incrassata* Reuss, *Pseudouvierina plummerae* Cushman, *Cibicides bembix* (Marss.), *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Anomalina taylorensis* Carsey, *Spiroplectamina suturalis* Kalinin, характерные для маастрихтских отложений Русской платформы, Эмбы и Мангышлака.

Не противоречат этому и результаты палинологического анализа. В спорово-пыльцевом комплексе этих отложений из спор преобладают папоротниковые из семейств Selaginellaceae, Schizaeaceae, Gleicheniaceae; среди голосемянных преобладает пыльца Pinaceae, Taxodiaceae; пыльца покрытосемянных довольно однообразна: Hydrocharitaceae, *Nyssa*, *Angiospermae* (определения Г. В. Ларионовой).

На левобережье р. Иргиз мощность песчаных прослоев в нижней глинистой пачке уменьшается, а глины верхней пачки замещаются карбонатными породами. Здесь верхняя часть маастрихта сложена серым и серовато-белым глинистым мелом, в котором И. М. Айзенштат обнаружены следующие виды фораминифер: *Plectina convergens* Keller, *Palmula reticulata* Reuss; *Bolivinoidea decoratus* Jones, *Bitiminella laevis* Beiss., *Bolivina plaita* Carsey, *Stensiöina exsculpta* Reuss, *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Cibicides bembix* Marss., *C. orcinus* Vass. *voltzianus* Orb., *C. bembix* Marss., *Anomalina ammonoides* Reuss, *Ramulina* sp.

Среди остракод И. А. Хохловой определены *Cythereella sectilis* Mand. и *Cythereella olovata* (Jones et Hinde) — формы, также характерные для маастрихтского яруса.

В низовьях р. Ащисай, по данным Е. П. Бойцовой и др. (1955), отложения маастрихта представлены глинистым мелом (4,2 м) с обломками раковин гастропод и пеллеципод, фораминиферами *Bolivina plaita* Carsey, *Bolivinoidea decoratus* Jones, *Plectina convergens* (Kell.), *Anomalina ammonoides* Reuss. и др. и остракодами.

Присутствие в базальном слое палеогена окатанной фауны маастрихта там, где отложения последнего в настоящее время отсутствуют, говорит о более широком распространении маастрихтских отложений в прошлом.

Датский ярус

К отложениям датского яруса Е. П. Бойцовой и Б. М. Михайловым (1954 г.) предположительно отнесены темно-серые, в сыром виде почти черные, глауконито-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевроитом и кремненными глинами, вскрытые только одной скважиной на левобережье р. Иргиз.

Породы датского (?) яруса залегают на осадках маастрихта с размывом, в основании их наблюдается базальный горизонт, представленный разнозернистыми глауконито-кварцевыми песчаниками на опаловом цементе, с большим количеством фосфоритовых желваков и включением гелифицированных обрывков растительного детрита. Установленная мощность отложений 31,4 м.

Микрофауна и пыльца в этих породах не обнаружены. Перекрываются эти отложения базальным горизонтом палеогена.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Нижний отдел

Отложения нижнего мела слагают крылья соляных куполов Прикаспийской впадины, а в межкупольных депрессиях погружаются на значительную глубину, скрываясь под верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Только на восточной окраине Прикаспийской впадины они широко развиты на просторствах, разделяющих купола.

По фациальному облику нижнемеловых отложений территория Прикаспийской впадины делится на две части: западную, большую по площади, в общих чертах отвечающую Прикаспийской низменности, и восточную, лежащую в пределах Подуральского плато. Западная ее часть на значительной площади сложена морскими, относительно глубоководными отложениями. На большей территории восточной части Прикаспийской впадины распространены морские, относительно мелководные, а в отдельных районах континентальные образования.

Основы современной стратиграфии нижнемеловых отложений Прикаспийской впадины заложены более полувека тому назад работами А. Н. Замятина (1915), С. И. Миронова (1916), Н. Н. Тихоновича (1915). Руководствуясь этими материалами, последующие исследователи создали современную стратиграфическую схему нижнего мела этого региона. Много нового в стратиграфическую схему нижнего мела Прикаспийской впадины в послереволюционный период внесли работы геологов и палеонтологов научно-исследовательских институтов и производственных организаций, проводивших исследования в Западном Казахстане. Среди них особо следует отметить стратиграфические исследования А. Л. Яншина (1943), В. А. Вахрамеева (1952), В. С. Журавлева (1952, 1957, 1960), С. Н. Колтыпина (1961), Е. В. Мятлюк (1939), Н. А. Храмова (1934), А. Е. Шлезингера (Салтыкова и Шлезингер, 1959), С. В. Шумилина (1931) и др.

В настоящее время в Прикаспийской впадине повсеместно выделяются отложения всех ярусов нижнего отдела меловой системы. На большей части впадины нижняя граница отложений нижнего отдела меловой системы является четкой ввиду трансгрессивного налегания отложений неокома на литологически различные породы средней и верхней юры. Она же обычно хорошо отмечается и на сейсмических профилях (III отражающий горизонт) по отражениям от поверхности известняков верхней юры. Верхняя их граница, как правило, устанавливается недостаточно уверенно из-за близкого литологического состава пород альба и сеномана. Она обычно проводится по подошве серых и темно-серых глин с остатками морских сеноманских моллюсков: *Pecten asper* Lat., *Schloenbachia varians* Sow. и др. Глины эти иногда содержат в подошве галечник (до 0,5 м), состоящий из галек фосфоритов, песчаника, кремневых и других пород, сцементированных глауконитовым песком.

Валанжин

Отложения валанжина, охарактеризованные руководящими формами моллюсков и комплексами фораминифер или остракод, в настоящее время установлены во всех районах Прикаспийской впадины. Наиболее хорошо они изучены в районе Южной Эмбы и на Подуральском плато.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения валанжина, охарактеризованные руководящими моллюсками, установлены близ побережья Каспийского моря (на куполах Жамбай, Новобогатинск) и на южных отрогах Общего Сырта (купол Гремучий). Комплекс валанжинских фораминифер выявлен в отложениях валанжина южной, приморской (на куполах Жамбай, Каратобе), центральной (на куполах Акмай, Аукетайчагыл, Жангала, Порт-Артур) и северной частей Прикаспийской низменности.

Близ побережья Каспийского моря валанжин сложен песками (свыше 5 м), иногда глауконитовыми, с прослоями песчаников и глин, с *Aucella volgensis* Lat. (Новобогатинск).

В центральных и северных районах междуречья Урала и Волги к валанжину относятся пески зеленовато-серые, кварцево-глауконитовые, заключающие пачки (до 3 м) песчаников с доломитизированным цементом. В нижней части пески обычно обогащены глауконитом и содержат желваки фосфоритов. Их мощность варьирует в широких пределах — от нескольких десятков сантиметров до 85 м.

На куполе Гремучем в зеленовато-бурых глауконитовых песках с фосфоритами обнаружены *Aucella* cf. *uncitoides* Pavl., *A. terebra-*

tuloides Lah., *A. volgensis* Lah., *A. trigonoides* Lah. Валанжинские отложения междуречья Урала и Волги, по данным Е. В. Мятлюк, содержат комплекс фораминифер: *Saccamina bartensteini* Mjatl. (in coll.), *Haplophragmoides inconstans* Bart. et Br., *Recurvoides excelens* Ryg.; *Verneulinoides neocomiensis* (Mjatl.), *Margulinulina pyramidalis* (Koch.), *Frondicularia lingulinaeformis* Mjatl. (in litt.), *Lenticulina subcrassa* Mjatl. (in litt.), *Globulina* aff. *prisca* Reuss., *Hoeglundina* sp. и др.

В восточной части Прикаспийской низменности, в районе купола Индер, отложения валанжина представлены светло-серыми и зеленовато-серыми плотными известковистыми глинами с прослоями песков и песчаников. В этих отложениях обнаружены *Aucella inflata* Lah., *Temnoptychites* sp. и комплексы фораминифер: *Saccamina bartensteini* Mjatl. sp. nov., *Reophax* aff. *scorpiurus* Montf., *Ammodiscus dami* Mjatl. (in litt.), *Glomospirella confusiformis* Ryg., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Ammobaculites* ex gr. *goodlandensis* Cushman et Alex., *Cribrostomodites infracretaceous* (Mjatl.), *Lenticulina* (*Lenticulina*) ex gr. *infravolgensis* (Furss. et Pol.), *Saraceneria* ex gr. *pravoslavievi* Furss. et Pol. и др.

В районе Южной Эмбы установлены наиболее мощные разрезы отложений валанжина, которые здесь представлены в терригенной и терригенно-карбонатной фациях.

Терригенная фация отложений валанжина выявлена на куполах Акатколь, Алимбай, Байчунас, Жантерек, Доссор, Жолдыбай, Сагиз, Таскудук, Тентяксор, Туктубай, Унгар. Они здесь представлены глинами (до 110 м) с прослоями песков и песчаников, участками обогащенных кремневой и песчаниковой галькой, а также гематитовыми оолитами. Характерно, что наиболее мощные отложения нижнего валанжина залегают непосредственно на кровле соляных массивов куполов Акатколь, Унгар и др. Упомянутые глины почти целиком относятся к нижнему подъярису валанжина и лишь верхняя небольшая часть (до 10—15 м) их разреза может принадлежать к более высоким горизонтам этого яруса.

Для нижневаланжинских отложений Южной Эмбы характерен комплекс моллюсков: *Riasanites* sp., *Polyptychites* sp., *Aucella fischeri* Orb., *A. contorta* Pavl., *A. subokensis* Pavl., *A. volgensis* Lah., *A. uncitoides* Pavl. и др., а также комплекс фораминифер: *Flabellamina* ex gr. *alexanderi* Cushman., *Cristellaria münsteri* (Roem.), *Vaginulina pseudostriatula* Bart. et Br., *V. rudocostata* Bart. et Br. и др.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего валанжина в районе Южной Эмбы пока не установлены. На сводах соляных куполов они, очевидно, размыты — об этом свидетельствует наличие в галечнике, залегающем в основании готерива, ископаемой фауны всех трех подъярусов валанжина и верхней юры: *Pachyteuthis* cf. *lateralis* Phill., *Temnoptychites hoplitoides* Nik., *Polyptychites keyserlingi* Neum. et Uhl., *P. polytychus* Keys., *Aucella mosquensis* (Vash.) и др.

На Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии (Буранколь, Тугаракчан и др.) отложения валанжина представлены в терригенно-карбонатных фациях. В разрезе опорной скв. 2 (Буранколь) они разделяются на две толщи: нижнюю известняковую и верхнюю терригенную.

Нижняя толща (свыше 17 м) сложена известняками серыми, зеленовато-серыми и темно-зелеными, глинистыми, с гнездами и прослоями серых глин.

Верхняя толща (более 20 м) образована глинами зеленовато-серыми, алевроитовыми и алевроитами сильно слюдистыми и глинистыми.

В известняковой толще обнаружены створки *Aucella volgensis* Lah., а в терригенной толще — *Polyptychites* sp. (*P. ramulicostata* ? Pavl.), *Aucella* sp.

По данным Е. В. Мятлюк, для нижней части отложений валанжина (до 45 м) — для нижних слоев валанжина купола Унгар — характерен обедненный комплекс фораминифер: *Flabelbamina* ex gr. *alexanderi* Cushm., *Lenticulina muensteri* (Roem.), *Citharina pseudostriatula* Bart. et Br., *C. rudocostata* Bart. et Br.

Отложения верхней части этого яруса (до 60—70 м) содержат комплекс фораминифер: *Ammobaculites* ex gr. *goodlandensis* Cushm. et Alex., *Haplophragmium inconstans* Bart. et Br., *Trochammina* aff. *depressa* Lozo, *Reophax torus* Crespin, мелкие пиритизированные *Globulina* aff. *prisca* Reuss, *Marginulina pyramidalis* (Koch), крупные *Frondicularia*, различные *Citharina*.

Самые верхние слои валанжина характеризуются комплексом фораминифер: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Cribrostomoides infracretaceus* (Mjatl.), *Verneuilioides* ex gr. *neocomiensis* (Mjatl.), *Lenticulina novella* Vass., *Frondicularia lingulinaeformis* Mjatl. (in litt.). Последний имеет большое сходство с комплексом готеривских фораминифер.

На Подуральском плато относительно полный разрез нижнего валанжина установлен на куполе Ждаля (Журавлев, 1952). Здесь его отложения представлены зеленовато-серыми известковистыми тонкопесчанистыми глинами с *Aucella contorta* Pavl., *Thracia incerta* Ag., *Pleuromya* cf. *tellina* Ag., *Leda* sp., *Serpula* sp. Условно к этому подъярису может быть отнесена песчано-глинистая фосфоритовая пачка (до 4,5 м), залегающая в основании отложений неокома на куполе Жаксымай и, возможно, на других куполах. В породах этой пачки на Жаксымае обнаружены неопределимые остатки аммонитов, белемнитов и створки *Aucella volgensis* Lah.

Основываясь на данных В. С. Журавлева (1952), к среднему и верхнему валанжину может быть условно отнесена пачка (до 34 м) серых и зеленовато-серых тонкозернистых, иногда косолоистых песков, выделяющаяся в разрезе отложений неокома на куполе Ждаля. Эти пески заключают прослой, стяжения и в нижней части огромные (до 15×2×0,6 м) караваяобразные конкреции серого или серовато-коричневого плотного мелкозернистого песчаника с крупными чешуйками светлой слюды. В подошве песков прослеживается выдержанный горизонт плоских конкреций коричневатого-серого тонкозернистого песчаника, переходящего к основанию (в нижних 0,3 м) в конгломерат, переполненный остатками фауны: *Pachyteuthis* sp. (cf. *russiensis* Pavl.), *Olcostephanus* (*Craspedites* ?) cf. *suprasubditus* Bogosl., *Berriasella* ? sp. nov., *Pleuromya* cf. *parallela* Trd., *P.* aff. *tellina* Ag. и др.

Относительно мощные разрезы этих отложений изучил В. С. Журавлев (1952, 1960) северо-северо-восточнее, на куполе Чингиз по балке Талдысай. К нижнему валанжину здесь может быть отнесена нижняя часть (до 20 м) пачки темно-серых и зеленовато-серых тонкоплитчатых глин и подстилающей их фосфоритовый горизонт (до 0,3 м). Глины содержат три горизонта плоских караваяобразных глыб серых тонкозернистых песчаников (до 1 м в поперечнике и 0,3 м мощности). В первом, считая от подошвы валанжина, горизонте песчаников найден отпечаток *Olcostephanus* (*Craspedites*) cf. *suprasubditus* Bogosl., а в гли-

нах — ростры *Pachyteuthis lateralis* Phill. и створки *Exogyra couloni* (Defr.).

Глины верхней части этой пачки (до 20 м) с роствами *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadratus* Roem., *P. russiensis* Orb. В. С. Журавлев относит к среднему валанжину. Общая мощность отложений нижнего и среднего подъярусов валанжина составляет 40 м.

Отложения верхнего валанжина сложены здесь желтовато- и зеленовато-серыми глинистыми мелкозернистыми песками (до 15 м), с конкрециями буровато-коричневых тонкозернистых песчаников (до 1,5×8 м) и с фауной *Polyptychites polyptychus* Keys., *P. bidichotomus* Leum., *P. petschorensis* Vog. и др.

Несколько восточнее, на куполе Байтас в обнажении по р. Киил, к нижнему подъярусу валанжина условно отнесена пачка темно-серых и зеленовато-серых глин (до 21 м), тонкопесчаных и гипсоносных, содержащих в нижней части разреза мелкие створки пелеципод и обломки *Pachyteuthis* sp., а в верхней — тонкие прослойки ржаво-желтых ожелезненных песков и два горизонта караваев серых тонкозернистых песчаников с неопределимыми ядрами пелеципод. В основании глин залегает фосфоритовый горизонт (до 0,3 м), состоящий из мелкой черной округлой гальки фосфоритов и кремня, сгруженной в зеленовато-серой тонкопесчаной глине.

Залегające выше отложения среднего валанжина представлены зеленовато-серыми глинами (до 18 м) с тонкими прослойками светло-серых, слегка ожелезненных, тонкозернистых песков. В глинах встречаются зеленовато-серые песчано-мергельные конкреции и тонкие прослойки аргиллитоподобных глин. В нижних горизонтах глин присутствуют *Polyptychites keyserlingi* Neum. et Uhl., *Pachyteuthis lateralis* Phill., *Tollia* sp., *Trigonia* sp., *Aucella terebratuloides* Lah., *A. keyserlingi* Lah., *Exogyra couloni* (Defr.).

К верхнему подъярусу валанжина здесь условно отнесена пачка (более 21 м) таких же глин, чередующихся с прослойками песков и покрывающихся готеривскими отложениями.

В северной части Подуральского плато отложения валанжина небольшой мощности (до 3 м) установлены на Линевском куполе и площадях, примыкающих к Соль-Илецкому куполу. Они образованы песками с прослоями глин, с гальками фосфоритов и моллюсками: *Berriasella* sp., *Olcostephanus glober* Vog., *Polyptychites triplichiformis* Phill., *Pachyteuthis lateralis* Phill., *Aucella fischeri* Orb. (Линевский купол) и *Aucella terebratuloides* Lah. (Соль-Илецк).

К западу отсюда отложения валанжина (?) отмечены в окрестностях поселков Туксай и Новосеменовского, на одноименных куполах. Они здесь представлены песками (до 5 м) разнозернистыми, с прослоями глин и песчаников. В глинах и песчаниках обнаружены *Dichotomites bidichotomus* Leum., распространенные в верхневаланжинских и нижнеготеривских отложениях (возможно, что эти пески следует относить к готериву).

Изучение минералогического состава валанжинских отложений дало возможность И. П. Егорову выделить в Прикаспийской впадине следующие терригенно-минералогические провинции: кварцево-рутило-дистено-гранатовую и кварцево-рутило-гранатовую, без дистена, ставролита и сфена, установленную на южной окраине Южной Эмбы.

Анализ литолого-фациального состава отложений валанжина показывает, что они являются осадками прибрежной части моря и мелкого шельфа. Глубины валанжинского моря на площади восточной части Прикаспийской впадины, видимо, не превышали 100—150 м, а в отдельные отрезки валанжинского века они сокращались до 50 м и менее.

Готерив

Отложения готерива в Прикаспийской впадине распространены повсеместно.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения готерива изучены в южных (приморских), центральных и северных районах. В приморском районе междуречья на куполах Жамбай, Каратобе, Мартыши, Камышитовом, Грань, Новобогатинск, Жанаталап и Черная Речка они делятся на две толщи: нижнюю глинистую и верхнюю песчано-глинистую.

Глинистая толща (до 60 м), отвечающая пеллециподовой свите Южной Эмбы (см. ниже), сложена глинами зеленовато-серыми, участками сильно песчанистыми, известковистыми, с прослоями серых карбонатных песчаников. В ее основании обычно залегает слой мелкозернистых песчаников или песков с гравием и гальками фосфоритов.

Для отложений этой пачки, по данным Е. В. Мятлюк, характерен комплекс фораминифер глобулиновой зоны (пеллециподовой свиты Южной Эмбы) с различными *Globulina*, а также с *Reophax torus* Crespin, *Ammobaculites lagenaliformis* Mjatl. (in litt.), *Haplophragmoides inconctans* Bart. et Br., *Marginulina robusta* Reuss, *Lenticulina assurgens* Mjatl. (in litt.), *Fronicularia lingulinaeformis* Mjatl. (in litt.).

Песчано-глинистая толща (до 40 м) образована чередованием зеленовато-серых и серых глин и разнозернистых песков. Она является аналогом песчано-глинистой свиты Южной Эмбы. Фораминиферы в ее отложениях не обнаружены.

Готеривские отложения центральных районов междуречья Урала и Волги (купола Акоба, Акмай, Мастексай и др.) представлены глинами темно-серыми или почти черными, слюдястыми, плотными, аргиллитоподобными, большей частью алевролитистыми, с прослоями серых алевролитов, алевролитов, песков и песчаников.

В этих отложениях Е. В. Мятлюк обнаружила комплекс фораминифер: *Reophax* aff. *scorpiurus* Montf., *Cribrostomoides infracretaceus* (Mjatl.), *Recurvoides inconstans erectum* Bart. et Br., *Globulina* ex gr. *praelacrima* Mjatl., *Lenticulina* (*Marginulinopsis*) *gracilissima* (Reuss) и др.

Мощность отложений готерива в центральных районах междуречья Урала и Волги превышает 50 м.

Несколько иной характер имеют отложения готерива в северных районах междуречья. Так, на Соколовско-Солдатовской разведочной площади в их составе могут быть выделены нижняя и верхняя пачки глин (Башлыкова и др., 1961). Нижняя пачка (до 25 м), залегающая над валанжинским (?) фосфоритовым горизонтом, сложена глинами голубовато-серыми, иногда слабо известковистыми, с прослоями мергелей.

Глины этой пачки содержат комплекс фораминифер: *Cribrostomoides infracretaceus* (Mjatl.), *Globulina lacrima* Reuss, *Lenticulina crassisepta* (Kaz.), *Marginulina kasahstanica* Kaz., *Hoeglundina coracolla* (Roem.) и другие виды, характерные для глобулиновой зоны нижнего готерива.

Верхняя пачка (до 12 м) образована глинами серыми, неизвестковистыми, местами песчанистыми, с прослоями алевролитов. В самой верхней части глин проходит пласт мергеля, над которым лежат черные плотные неизвестковистые глины (свыше 9 м).

Глины этой пачки содержат комплекс фораминифер: *Haplophragmoides subchapmani* Kuzn. (in litt.), *Cribrostomoides infracretaceus*

(Mjatl.), *Ammobaculites* aff. *subaequalis* Mjatl., *A. volskiensis* Dain, *Verneulinoides neocomiensis* (Mjatl.), *Trochammina gyroidiformis* Mjatl., характерный для верхнего готерива Поволжья. Отмеченная часть готерива, видимо, является аналогом песчано-глинистой свиты Южной Эмбы.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения готерива детально изучены на куполах Индер и Матенкожа. Здесь, так же как и в районе Южной Эмбы, они разделяются на два пачки: нижнюю глинистую (свыше 45—50 м) и верхнюю песчано-глинистую (более 25 м).

Нижняя пачка сложена глинами зеленовато-серыми, светло- и темно-серыми, плотными, песчанистыми, участками известковистыми, с включениями мелкозернистых светло-серых песков и с прослоями серых мелкозернистых, в отдельных частях известковистых песчаников.

В глинах и песчаниках этой пачки на куполах Индер и Матенкожа обнаружены *Corbula pseudoelegans* Nik., *Neohibolites* sp. Кроме того, на Индере встречаются *Corbula* aff. *carinata* Orb., *Corbula* sp., *Nuculana* cf. *juliae* Morgdv., на Матенкоже — *Pratocardia* aff. *angulata* Woods.

Глины содержат богатый комплекс фораминифер: *Globulina prisca* Reuss, *G. pseudoprisca* Mjatl. (in litt.), *G. obtusa* Reuss, *Saccammina bartensteini* Mjatl. (in litt.), *Reophax* aff. *scropiurus* Mont.

Этот комплекс фораминифер, по мнению Е. В. Мятлюк, близок к комплексу фораминифер глобулиновой зоны Южной Эмбы. Сказанное заставляет считать глинистую пачку Индера и Матенкожи аналогом пеллециподовой свиты Южной Эмбы. Отметим, что глины скважин К-62 и К-68 Индера, по данным Е. В. Мятлюк, содержат своеобразный комплекс фораминифер, представленных большим количеством *Miliammina*.

Верхняя пачка образована чередованием зеленовато-серых и темно-серых плотных песчанистых глин со слоями песков.

Отложения этой пачки содержат обедненный комплекс фораминифер (единичные раковины): *Ammodiscus dami* Mjatl. (in litt.), *Haplophragmoides* sp., *Globulina prisca* Reuss, *Globulina* sp., *Lenticulina* sp., *Lenticulina* (*Marginulinopsis*) *robusta* Reuss, *Vaginulina* cf. *duestens* Bart. et Br.

К северу от Индера отложения готерива еще плохо изучены. Судя по Жамбейтинской параметрической скважине и ряду разведочных и структурно-поисковых скважин, пробуренных на отдельных разведочных площадях этой части района, строение готеривских отложений сохраняется в общем тем же, что и в рассмотренных выше районах Прикаспийской впадины: нижняя часть их разреза сложена глинами с прослоями песков и песчаников, а верхняя — песчано-глинистыми породами.

В районе Южной Эмбы отложения готерива разделяются на две толщи: нижнюю пеллециподовую, в основном глинистую, и верхнюю песчано-глинистую, образованную чередованием глин, алевроитов и песчаников.

Пеллециподовая свита сложена зеленовато-серыми, серыми и голубовато-серыми, зачастую известковистыми глинами, реже мергелями с мелкими пеллециподами *Nuculana scapha* Orb., *Astarte subcostata* Orb., *Corbula pseudoelegans* J. Nik. и др. В них же присутствует богатый комплекс фораминифер: *Globulina praelacrima* Mjatl., *G. prisca* Reuss, *Epistomina fursenkoi* Mjatl., *Haplophragmoides subnonionoides* J. Nik., позволивший А. В. Фурсенко выделить особую, глобулиновую зону. В верхней части толщи глины уступают

место слюдистым пескам с прослоями зеленовато-серых песчанистых глин и со стяжениями песчаников, с крупными *Panopaea gurgites* Brong. var. *neocomiensis* Leym., *Thracia* aff. *incerta* Werth., *T.* aff. *striata* Werth. и др.

Мощность пеллециподовой свиты достигает 50—100 м, причем мощность ее верхней, песчаной пачки колеблется от 3 до 37 м.

Песчано-глинистая свита представлена чередующимися зеленовато-серыми песчанистыми и чистыми глинами с песчаниками и песками чаще — косослоистыми. В ее породах изредка встречаются пеллециподы плохой сохранности и фораминиферы *Globulina praelacrima* Mjatl., *G. prisca* Reuss, известные из пеллециподовой толщи. Мощность песчано-глинистой свиты колеблется от 12 до 38 м.

На Подуральском плато, в его южных районах, отложения готерива разделяются на две пачки: нижнюю в основном глинистую (до 80 м) и верхнюю песчано-глинистую (свыше 35 м).

Глинистая пачка содержит комплекс фораминифер, характерный для глобулиновой зоны, и является аналогом пеллециподовой свиты Южной Эмбы. В ее отложениях обнаружены аммонит *Leopoldia biassalensis* Kark. (на куполе Тогускеньушак), моллюски *Nuculana scapha* Orb., *Ynigriella* cf. *prora* Sav., *Panopaea gurgites* Brongn., *Corbula philipsi* Mor dv., *Thracia philipsi* Röm., а также фораминиферы *Cribrostomoides infracretaceus* (Mjatl.), *Globulina* aff. *lacrima* Reuss, *Lenticulina novella* Vass. и др.

В залегающей выше песчано-глинистой пачке, являющейся аналогом песчано-глинистой свиты промыслового района Южной Эмбы, остатки фауны не обнаружены.

Севернее, в пределах Утвинско-Хобдинского района*, отложения готерива еще недостаточно изучены. Имеющиеся данные (главным образом геологического картирования) показывают, что они здесь сложены глинами зеленовато-серыми и зеленовато-желтыми, мергелистыми, оскольчатými, местами ожелезненными, с прослоями и горизонтами мелкозернистых кварцевых песков, алевроитов и голубовато-серых песчаников. В глинах и песках прослеживаются прослой и караваеобразные конкреции сидеритов и известково-глинистые конкреции.

В прослоях ракушняка на куполе Батпакты обнаружены *Panopaea neocomiensis* Leym., *Jotrigonia scapha* Ag., *Tellina* sp., а в глинах купола Майлисай — комплекс фораминифер *Cristellaria tuensteri* (Roem.), *C.* sp., *Haplophragmoides neocomianum* (Charm.), *Nodosaria* sp. В караваеобразных известково-глинистых конкрециях верхней части отложений готерива в урочище Жумыртка обнаружены аммониты верхнего готерива — *Craspedodiscus* ex gr. *discophalcatatus* (Lah.) (Кулева, 1960). Мощность готеривских отложений в Утвинско-Хобдинском районе превышает 70 м.

И. П. Егоров, изучавший минералогический состав готеривских отложений Прикаспийской впадины, выделил следующие терригенно-минералогические провинции: широко распространенную слюдисто-сфеноэпидотовую и слюдисто-гранато-цирконовую, прослеживающуюся по южной окраине впадины. По данным В. С. Сафоновой, готеривские отложения южных районов междуречья Урала и Волги относятся к рутило-цирконо-гранатовой (со ставролитом) терригенно-минералогической провинции.

* Здесь и далее под Утвинско-Хобдинским районом понимается территория, расположенная между реками Утва, Киил, Уил (в его верхнем течении) и водораздельным пространством Илека и Хобды.

Из приведенного выше материала видно, что породы готеривского яруса целиком являются осадками морской фации. Морские отложения готерива накапливались в прибрежной части моря, на мелком и глубоком шельфе.

Баррем

По распространению отложений баррема Прикаспийская впадина делится на две части: юго-восточную (Южная Эмба и южная часть Подуральского плато), где распространены пестроцветные пресноводно-континентальные отложения с прослоями и базальным горизонтом, сложенными морскими мелководными отложениями, и прочую ее площадь, где прослеживаются морские мелководные отложения (см. рис. 62). Отнесение пестроцветных пресноводно-континентальных отложений к баррему основано на находках комплексов барремских остракод, а также на их сопоставлении с морскими образованиями баррема Прикаспийской низменности.

Согласно последним решениям Межведомственного стратиграфического комитета, барремский ярус рассматривается в объеме белемнитовых слоев Поволжья (зона *Oxyteuthis jasykovi*). Нижняя часть отложений баррема Прикаспийской впадины, возможно, соответствует нижнему баррему.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения баррема почти повсеместно сложены морскими относительно мелководными отложениями. Исключение составляет лишь юго-восточная окраина междуречья (купол Черная Речка и др.), где прослеживаются пресноводно-континентальные образования. Морские относительно мелководные осадки этого яруса, охарактеризованные руководящими формами головоногих, обнаружены на куполе Жамбай (южная приморская часть Прикаспийской низменности) и в районе пос. Первосоветского (в северной части низменности).

В приморской части междуречья Волги и Урала отложения баррема обнаружены на куполах Жамбай, Каратобе, Камышитовом, Грань, Жанаталап и других площадях. Здесь они повсеместно сложены серыми и темно-серыми глинами (свыше 12—15 м) с прослоями песков и песчаников.

На Жамбае в прослое песчаников (скв. К-42, интервал 403—410 м) обнаружен *Matheronites ridzewskyi* (Кагака) — руководящий вид верхнего баррема Северного Кавказа (зона *Acrioceras furcatum* — *Matheronites ridzewskyi*), а также *Corbula* sp. indet., *Thracia* sp. indet. Для этих отложений характерен своеобразный комплекс фораминифер: *Cribrostomoides* cf. *uralskiensis* Mjatl. (in litt.), *Ammobaculites lagenaliformis* Mjatl. (in litt.), *A. ex gr. torosus* Crespin, *Nodosaria* cf. *sceptrum* Reuss, *Lenticulina muensteri* (Roem.), *L. (Marginulinopsis) gracilissima* (Reuss), *Frondicularis* sp. n., *Hoeglundina* sp. n. Приведенный комплекс фораминифер не похож на комплексы фораминифер белемнитовых слоев Поволжья, но, несомненно, относится к наиболее высоким слоям неокома.

В центральной части междуречья Урала и Волги барремские отложения установлены в Новоузенской опорной, Мастексайской параметрической (П-28), Акобской разведочной и других скважинах. Представлены они глинами темно-серыми, песчанистыми, слюдястыми, участками уплотненными, с прослоями тонкоотмученных слюдястых глин, разнотернистых песчаников и тонкокристаллических слегка глинистых известняков. В основании глин залегает пачка (до 15—20 м) песков и алевроитов с прослоями глин и песчаников. Для барремских отложений

центральной части междуречья Урала и Волги характерен комплекс фораминифер с *Miliammina mjatlikae* Dain., *Ammobaculites acobskiensis* Mjatl. (in litt.), *Discorbis barremicus* Mjatl., *Rosalina dampelae* Mjatl., *Gyroidina sokolovae* Mjatl., *Hoeglundina aptiensis* (Mjatl.), *Lenticulina (Marginulinopsis) spinulosa* (Mjatl.) и др.

Мощность отложений барремского яруса здесь превышает 135 м (в Новоузенской опорной скважине).

В северной части междуречья Урала и Волги барремские отложения представлены серыми и темно-серыми глинами (до 20 м) с прослоями мергелей. В глинах этого яруса, вскрытых Первосоветской скважиной, обнаружены: *Oxyteuthis jasykowi* Lah. и комплекс фораминифер с *Miliammina mjatliukae* Dain., *Lenticulina (Marginulinopsis) ex gr. gracilissima* (Reuss), *Paleomiliolina infracretacea* (Kuzn.) (in litt.), *Discorbis barremicus* Mjatl., *Gyroidinoides sokolovae* (Mjatl.) (Башлыкова и др., 1961).

В восточной части Прикаспийской низменности отложения баррема детально изучены на куполах Индер и Матенкожа. В их основании залегает слой (до 5 м) песков, алевроитов и песчаников (аналог горизонта «песков» Южной Эмбы — см. ниже). Вышележащие глинистые отложения делятся на две пачки: нижнюю (до 30 м) и верхнюю (до 20 м).

Нижняя пачка сложена глинами зеленовато-серыми, иногда светло-серыми, песчанистыми, слюдястыми, известковистыми, с прослоями песчаников, алевроитов и с включениями растительных остатков. Каких-либо органических остатков в ее породах обнаружено не было.

Верхняя пачка, или горизонт с *Miliammina mjatliukae* Dain. и *Lenticulina (Marginulinopsis) gracilissima* Reuss, представлена глинами серыми и зеленовато-серыми, песчанистыми, слюдястыми, обычно известковистыми, с мелкими раковинами гастропод и комплексом фораминифер: *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Glomospiriella gaultina* (Berth.), *Miliammina mjatliukae* Dain., *Ammobaculites lagenaliformis* Mjatl. var. *albasuturalis* Mjatl. (in litt.), *Trochammina* aff. *depressa* Lozo, *Lenticulina (Marginulinopsis) spinulosa* (Mjatl.), *L. (M.) robusta* (Reuss), *L. (M.) gracilissima* (Reuss), *L. (M.) cephalotes* (Reuss), *L. (M.) mülleri* (Reuss), *Discorbis barremicus* Mjatl. и др. Приведенная ассоциация фораминифер, по мнению Е. В. Мятлюк, характерна для белемнитовых слоев Поволжья.

Севернее баррем сложен глинами серыми и темно-серыми, известковистыми, непесчанистыми, участками сланцеватыми, с прослоями песков, алевроитов и мергелей. В основании глин обычно залегает слой (до 3—5 м) песчаников плотных, кварцевых, глинистых, иногда известковистых, с галькой фосфоритов в основании. В глинах обнаружен комплекс фораминифер: *Miliammina mjatliukae* Dain., *Gyroidina sokolovae* Mjatl., *Lenticulina (Marginulinopsis) gracilissima* (Reuss), *L. (M.) eichenbergi* Mjatl., *L. (M.) robusta* Reuss, *Discorbis barremicus* Mjatl.

На Южной Эмбе в основании отложений баррема располагается так называемый горизонт «песков», который трансгрессивно залегает на породах готерива и связан постепенными переходами с вышележащими пестроцветными глинами.

В западных разрезах его отложения представлены зеленовато- и желтовато-серыми мелкозернистыми глинистыми песками и алевроитами. В разрезах центральной части Южной Эмбы среди песков и алевроитов появляются подчиненные прослои ракушечников и голубовато-серых глин с фауной. Наконец, в восточных разрезах его отложения

представлены желтовато-бурыми среднезернистыми косослоистыми песками с обломками древесины.

Фауна, встречающаяся в отложениях этого горизонта, обычно представлена несколькими родами пелеципод: *Corbula jengeldensis* Nikitina, *C. nadejdae* Nikitina, *Auricula prodoanum* Vern. et Log., а также редкими фораминиферами *Haplophragmoides* ex gr. *neocomiensis* (Charn.).

Мощность горизонта песков варьирует от 5 до 35 м, причем иногда он залегает с размывом на более древних отложениях, вплоть до среднеюрских (купол Тентяксор).

Над ним прослеживается пестроцветная толща (обычно именуемая пестроцветной свитой), которая в наиболее полных разрезах (Буранколь и др.) может быть разделена на две части: нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть пестроцветной толщи (свыше 210 м) в основном сложена глинами зелеными, темно-красными, коричневыми и других цветов, с прослоями алевроитов, песков, песчаников, мергелей и других пород. По данным электрокаротажа подсвета делится на пять горизонтов: «А» — до 21 м; «Б» — до 50 м; «В» — до 35 м; «Г» — до 55 м и «Д» — до 45 м.

Верхняя часть пестроцветной толщи (более 190 м) сложена чередующимися пачками песков, алевроитов и глин, к которым приурочены прослои известняков, мергелей и песчаников. Ее породы окрашены в серые, зеленовато-серые, темно-серые, темно-красные, коричневатокрасные, зеленые и другие тона (при движении снизу вверх количество пород, окрашенных в темно-красные и буровато-красные тона, уменьшается). Отмеченные образования в минералогическом отношении отличаются повышенным содержанием ставролита (до 2,5%) и лейкоксена (до 63%). В основании этой подсветы опорной скв. 2 (Буранколь) прослеживается конгломерат, состоящий из галек кремневых, мергельных и других пород, сцементированных известковым песчаником. По материалам электрокаротажа подсвета делится на два горизонта — нижний «Е» — до 70 м и верхний «Ж» — до 100 м.

Пестроцветные отложения баррема Южной Эмбы в большей своей части лишены органических остатков. В них встречаются главным образом остатки пресноводных остракод и харовые водоросли. На куполах Дангар, Каратайкыз и Тажигали П. С. Любимова в этих отложениях обнаружена остракода *Darwinula contracta* Mandelst., *Cypriidea koskulensis* Mandelst., *C. tagigalensis* Lüb. (in litt.), *C. karatajgysensis* Lüb. (in litt.).

Максимальная мощность барремских отложений на Южной Эмбе достигает 430 м.

На Подуральском плато, в его южной части, отложения баррема литологически близки к породам того же яруса Южной Эмбы. В их основании обычно залегает пачка (до 15—20 м) алевроитов и песков (аналог горизонта «песков» Южной Эмбы). Она покрывается толщей (свыше 300 м) пестроцветных отложений (аналогом пестроцветной толщи баррема Южной Эмбы), сложенной глинами зеленого, темно-красного, коричневого и других цветов с прослоями песков, песчаников и мергелей.

Детальное стратиграфическое деление пестроцветных отложений баррема здесь в настоящее время не разработано. Сопоставление каротажных материалов близлежащих площадей южной части Подуральского плато и Южной Эмбы показывает, что в пределах плато распространены аналоги нижней подсветы пестроцветной свиты баррема Южной Эмбы.

Пестроцветные отложения баррема здесь также бедны органическими остатками. В прослое песчаников на куполе Койкара Н. Н. Тихонович (1915) нашел пелециподы *Anatina agassizi* Orb. В глинах нижней части их разреза на куполе Тогускенъушак Е. В. Мятлюк обнаружила фораминиферы *Lenticulina toguskenushakensis* Mjatl. (in litt.). Из пестроцветных глин на куполах Иманкара и Тогускенъушак П. С. Любимова отметила пресноводных остракод, подобных обнаруженным ей в разрезах отложений баррема Южной Эмбы. Восточнее, в пестроокрашенных глинах на куполе Карасакалма, Л. П. Смирнов (Авров и др., 1935) нашел кости позвоночных животных. В прослоях серых и темно-серых глин тех же пестроцветных отложений куполов района слияния рек Эмбы и Темир Е. В. Мятлюк обнаружила комплекс фораминифер: *Miliammina mjatliukae* Dain, *Lenticulina (Marginulinopsis) gracilissima* (Reuss), *Discorbis barremicus* Mjatl. и др., являющийся, по мнению этого исследователя, характерным для белемнитовых слоев Поволжья. Из собранных С. Н. Колтыпиным образцов пестроцветных глин на куполе Донгелексор-Косколь М. И. Мандельштам определил остракоды *Cypridea piedmonti* (Retz.), *Rhinocypris echinata* Lub. и др. Подобные остракоды этим исследователем были установлены в пестроцветных образованиях тугулукской свиты Синь-Цзяна (Западный Китай).

В северной части Подуральского плато, в пределах Утвинско-Хобдинского района, отложения баррема в настоящее время недостаточно хорошо изучены. В бассейне р. Большая Хобда они представлены серыми и темно-серыми глинами (свыше 10 м) с прослоями желтовато-серых песков и песчаников. Здесь Т. В. Кулева обнаружила фауну белемнитовых слоев Поволжья: *Oxyteuthis jasykovi* (Lah.), *O. brunsvicensis* (Stromb.), *O. pugio* Stoll., *Aulocotenthis absolutiformis* (Sinz.).

В южной части Утвинско—Хобдинского района, на междуречье Киила и Ащикумды, к барремскому ярусу, по-видимому, относятся светло-голубоватые и бледно-зеленые глины (свыше 40 м) с прослоями мелкозернистых кварцевых песков, алевроитов и голубовато-серых песчаников. В верхней части этих глин на куполе Байжанмола, по данным А. Е. Шлезингера и Н. П. Салтыковой, прослеживается несколько прослоев (до 3 м) вишнево-красных глин, слоистых, плотных и жирных, связанных с вмещающими их голубовато-зелеными глинами постепенными переходами в окраске.

Изучение минералогического состава пестроцветных отложений баррема позволило И. П. Егорову выделить на территории их распространения следующие терригенно-минералогические провинции: широко распространенную слюдисто-сфено-гранато-цирконовую и гранато-цирконовую, прослеживающуюся по южной окраине Южной Эмбы.

Апт

Отложения апта широко распространены в Прикаспийской впадине. Они повсеместно сложены глинами темно-серыми, почти черными, слюдистыми, с прослоями и включениями песков серых, кварцевых, большей частью мелкозернистых. В основании апта обычно залегает горизонт песков и алевроитов, большей частью кварцево-глауконитовых, с прослоями черных слюдистых глин, серых пиритизированных известняков и конкрециеобразными глыбами (до $3 \times 0,6$ м) плотных песчаников с гальками и валунами различных пород, иногда сцементированных

известково-песчаным цементом. Мощность этого горизонта достигает 30 м, и в районе Южной Эмбы он именуется алтыкульским.

В западной части Прикаспийской низменности, на юге междуречья Урала и Волги, отложения апта изучены на разведочных площадях, примыкающих к Астрахани (Кирикилинской, Разночиновской, Красноярской, Тинакской и др.), а также на куполах Жамбай, Каратобе, Мартыши, Грань, Камышитовом, Жанаталап, Черная Речка и др. В Астраханском районе, а также на расположенных восточнее куполах Жамбай и Каратобе, по данным В. А. Бененсона (1962), распространены лишь отложения нижнего подъяруса апта. К подобному же выводу пришла Е. В. Мятлюк после изучения фораминифер из аптских отложений Жамбая и Каратобе.

В Астраханском районе породы апта залегают на размытой поверхности готеривских или барремских (?) отложений. В их основании прослеживается слой песчаника с гравием и галькой кремнистых пород (аналог алтыкульского горизонта Южной Эмбы). Он покрывается зеленовато-серыми глинистыми песчаниками с прослоями глин и алевроитов, которые выше сменяются темно-серыми и серыми глинами с прослоями алевроитов и глинистых песчаников. В упомянутых породах обнаружены остатки нижеаптских моллюсков *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. dechyi* Papp., *Sinzovia trautscholdi* Sinz., *Nucula pseudomaria* Nik., *Corbula juliae* Mordv., *Gramatodon schapsugensis* Mordv. и др., а также фораминиферы *Hyperammina aptica* (Damp. et Mjatl.), *Reophax* sp., *Haplophragmoides* ex gr. *rosaceus* Subb., *Valvulineria kasahstanica* (Mjatl.), *Rosalina dampelae* Mjatl., *Anomalina suturalis* Mjatl. Мощность нижеаптских отложений в Астраханском районе составляет 50—80 м.

К востоку от Астрахани, на куполах Жамбай и Каратобе, установлены только отложения нижнего апта, сложенные глинами серыми и черными, плотными, местами алевроитистыми, с прослоями песчаника и включениями песков серых, мелкозернистых. В основании глин залегают слои (до 5 м) песчаников или песков серых, мелкозернистых.

В глинах и песчаниках обнаружены моллюски *Deshayesites deshayesi* Leum., *Nuculana pseudomariae* Nik. и др., а также нижеаптский комплекс фораминифер: *Lagenammina agglutinans* (Тайров), *L. aff. sherborniana* (Сарм.), *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Glomospira aptiensis* Mjatl., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. indericus* Mjatl. (in litt.), *Spiroplectammina parvula* Kuzn. и др.

Мощность нижеаптских отложений здесь превышает 45 м.

В приморской части междуречья Волги и Урала, расположенной между куполом Жамбай и г. Гурьевом (купола Мартыши, Грань, Камышитовый и др.), отложения апта представлены нижним и верхним подъярусами. В основании нижнего подъяруса апта здесь прослеживается пачка (свыше 60 м) песков и песчаников мелко- и среднезернистых с прослоями глин. Выше залегают толща глин черных, плотных, известковистых, сланцеватых, слюдистых, участками песчаных, с маломощными прослоями песков мелко- и среднезернистых.

В отложениях нижнего апта Е. В. Мятлюк выделила два комплекса фораминифер: нижний и верхний. Нижний комплекс характеризуется широким развитием *Lagenammina*, *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Anomalina infracomplanata* Mjatl., *Spiroplectammina minutissima* Kuzn. (in litt.), а верхний выделяется по появлению *Cribrostomoides uralskensis* Mjatl. (in litt.), *Pseudopolymorphina gurvensis* Mjatl. (in litt.), *Bimonilina dualis* Mjatl. (in litt.).

Верхнеаптские отложения также сложены глинами черными и темно-серыми, но в отличие от нижнеаптских более песчанистыми, содержащими относительно мощные прослои песков и песчаников.

Они содержат комплекс фораминифер, который, по данным Е. В. Мятлюк, отличается присутствием многочисленных *Verneuilina kasahstanica* sp. nova и *Haplophragmoides umbilicatus* Dain. Кроме того, в этом комплексе имеются *Lagenammina agglutinans* (Taurov), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *G. indericus* Mjatl. (nom. nsc.), *Ammobaculites* ex gr. *erectus* Crespin и др.

Мощность отложений верхнего апта в приморской части между речья Урала и Волги превышает 55 м.

В центральной части междуречья Урала и Волги отложения апта изучены на разведочных площадях Мастексай, Аукетайчагыл, Акмай, Акоба, Аралсор и др. Они повсеместно сложены глинами серыми и темно-серыми, плотными, алевритистыми, с прослоями и включениями светло-серых и серых мелкозернистых песков и песчаников, темно-серых, плотных мергелей и известняков. В основании глин апта здесь обычно залегает слой (свыше 10 м) песчаников или песков серых и светло-серых, мелко- и среднезернистых, с прослоями темно-серых глин.

По фауне в составе отложений апта здесь выделяются нижний (более 50 м) и верхний (свыше 40 м) подъярусы.

Породы нижнего подъяруса содержат комплекс моллюсков: *Deshayesites dechyi* Parp., *D. deshayesi* Leym., *Sinzovia trautscholdi* Sinz., *D. cf. consobrinoides* Sinz., а также комплекс фораминифер: *Trochammina* ex gr. *depressa* Lozo, *Ammobaculites lagenaliformis* var. *albasuturalis* Mjatl. (in litt.), *Hoeglundina* ex gr. *aptiensis* Mjatl. и др.

Породы верхнего подъяруса характеризуются комплексом фораминифер: *Verneulinoides borealis santasensis* Mjatl. (in litt.), *Verneulinoides* aff. *borealis* Tapp., *Trochammina dampelae* Dain, *Hyperammina* cf. *aptica* (Damp. et Mjatl.), *Saccamina* ? *testideformabilis* Bulat., *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in coll.), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. subevolutus* Nik. (in litt.). Мощность отложений апта в центральной части междуречья Урала и Волги превышает 90 м.

В северной части междуречья Волги и Урала на разведочных площадях Джановской, Орловской, Куриловской и др., по данным В. А. Абрамова, А. Г. Дрейсина и др. (1962), отложения апта делятся на четыре литологические пачки (VI—IX).

Нижняя пачка (VI), которая является, по-видимому, аналогом алтыкульского горизонта Южной Эмбы, представлена частым чередованием пластов (до 4—5 м) песков, алевритов и глин (25—27 м). В ее средней части выделяется пласт (до 3 м) известковистого песчаника. Пески этой пачки кварцево-глауконитовые, тонко- и среднезернистые, а глины темно-серые, известковистые, в разной степени песчанистые и алевритистые.

Выше залегает пачка (VII), представленная чередующимися глинами и горючими сланцами с прослоями мергелей (до 20 м). В прослоях глинистых сланцев обнаружен *Deshayesites deshayesi* Leym. — руководящая форма нижнего подъяруса апта.

Вышележащие отложения (пачки VIII—IX), по-видимому, относятся к верхнему апту и представлены частым чередованием глин, алевритов и песков. Содержание песчаных и алевритовых пород увеличивается вверх по разрезу. Мощности этих отложений равна 27—57 м.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения апта наиболее детально изучены на куполах Индер и Матенкожа. К нижнему подъярису апта здесь относятся серые, зеленовато-серые и темно-серые глины, плотные, алевролитистые, известковистые, с прослоями (до 10—15 м) и включениями песков и песчаников мелко- и среднезернистых. Мощность отложений нижнего апта превышает 60 м.

В нижнеаптских породах обнаружены *Astarte kasanstanica* J. Nik., *Corbula striatula* Sow., *C. striatula* Sow. var. *sagisensis* J. Nik., *Nucula* cf. *pseudomariae* J. Nik., *Cirsocerithium dossorum* J. Nik., *Turritella* sp., *Cinula* sp., *Natica* sp., *Dentalium* sp. и фораминиферы *Hyperammina aptica* (Damp. et Mjatl.), *Lagenammina agglutinans* (Tairov), *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Glomospira aptiensis* Mjatl., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Miliammina ischnia* Tapp., *M. aff. mjatliukae* Dain., *Haplophragmoides indericus* Mjatl. (in litt.), *Gyroidinoides sokolovae* (Mjatl.) и др.

Верхнеаптские отложения в нижней части сложены глинами зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми (до черных), жирными, плотными, известковистыми, участками песчанистыми, с прослоями темно-серых песков, плотных песчаников и мергелей.

В этих породах обнаружены *Neohibolites* cf. *semicanaliculatus* (Brainv.), *Corbula striatula* Sow. var. *sagisensis* J. Nik., *Corbula striatula* Sow., *Cinula multilineata* Nazk., *Turritella spiralis* Nazk. и др., а также комплекс фораминифер: *Hyperammina* cf. *aptica* (Damp. et Mjatl.), *Saccamina* (?) *testideformabilis* Bulat., *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Glomospira aptiensis* Mjatl., *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. ex gr. umbilicatus* Dain, *H. subevolutus* Nik. (in litt.), *Gaudryina* aff. *filiformis* Berth. и др. Мощность нижней части верхнеаптских отложений превышает 35 м.

Верхняя часть отложений верхнеаптского подъяруса представлена переслаивающимися темно-серыми, серыми и зеленовато-серыми глинами и темно-серыми песками и песчаниками, мелкозернистыми и среднезернистыми.

Эти породы содержат обедненный комплекс фораминифер: *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *Verneulinoides* ex gr. *borealis* (Tapp.), *Nonionella?* *dossoriensis* Furs., *Hoeglundina chapmani* (Ten Dam.), *H. aptiensis* (Mjatl.), *H. inopinata* (Buk.), *Ceratobulimina* sp. Раковины отмеченных видов сильно пиритизированы и имеют тонкие стенки, что объясняется неблагоприятными условиями обитания фораминифер. Особенно угнетенный облик имеют представители *Discorbis*, *Valvulineria*, *Gyroidinoides*, *Hoeglundina*, *Hebbergella* и *Turritina*. Между тем в более низких слоях (в нижней части апта) преобладают песчаные раковины *Haplophragmodies*, *Verneulinoides* и *Trochammina*, имеющие нормальные размеры.

В северных районах восточной части Прикаспийской впадины аптские отложения изучены на куполе Шалкар и в окрестностях г. Уральска. Здесь в их составе также выделяются отложения нижнего и верхнего подъярусов.

Породы нижнего подъяруса апта представлены глинами серыми и темно-серыми, алевролитистыми и сланцеватыми, с прослоями серых мелко- и среднезернистых песков и песчаников, с *Corbula juliae* Mordv. и комплексом фораминифер: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Glomospira aptiensis* Mjatl., *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Haplophragmoides* aff. *umbilicatus* Dain, *H. karatjubensis* Mjatl. (in litt.), *Ammobaculites lagenaliformis* Mjatl. var. *albasuturalis* Mjatl. (in litt.), *Milliammina* ex gr. *ischnia* Tapp., *Gyroidinoides sokolovae* (Mjatl.), *Discorbis barremicus*.

Мжатл., *Rosalina dampelae* (Мжатл.), *Hoeglundina* ex gr. *aptiensis* (Мжатл.) и др. Мощность отложений нижнего подъяруса апта превышает 35—40 м.

Отложения верхнего подъяруса апта образованы серыми и темно-серыми глинами, известковистыми, чистыми или алевритистыми, с прослоями светло-серых мелко- и среднезернистых песков и песчаников и серых алевритов. В глинах обнаружен комплекс фораминифер: *Saccamina* (?) *testideformabilis* Bulat., *Hyperammidoides* cf. *barksdalei* Тарр., *Haplophragmoides subevolutus* Nik. (in litt.), *H. rosaceus* Subb., *H. umbilicatus* Dain, *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* Cushman et Alex., *Trochammina dampelae* Dain., *T. umitaensis* Тарр., *Verneuilinoides borealis* Тарр. var. *santasensis* Мжатл. (in litt.) и др. Мощность отложений верхнего подъяруса апта превышает 40 м.

В районе Южной Эмбы отложения апта представлены нижним и верхним подъярусами, причем нижний подъярус расчленяется на алтыкульский горизонт и сагизскую свиту (рис. 64).

Алтыкульский горизонт (до 30 м) сложен песками и алевритами, в основной массе кварцево-глауконитовыми, с прослоями черных слюдистых глин и серых пиритизированных известняков, с конкрециобразными глыбами (до 3×1,6 м) плотного песчаника и с конгломератом различных пород, сцементированным известковистыми песчаниками.

В глинах и песчаниках алтыкульского горизонта обнаружен комплекс моллюсков: *Crioceras bowerbanki* Sow., *Douvilleiceras* ex gr. *cornelianum* Orb., *Trigonia vectiana* L., *Lucina wodei* Mordev., *Aucellina* cf. *caucasica* Buch., *Exogyra* cf. *arcluennensis* Orb. и др.

Сагизская свита представлена глинами темно-серыми, почти черными, с *Aconeceras trautscholdi* Sinz. и др., и комплексом характерных фораминифер: *Hyperammia aptica* (Damp. et Мжатл.), *Glomospira aptiensis* Мжатл., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *Gyroidinoides kasahstanica* (Мжатл.), *Hoeglundina aptiensis* (Мжатл.), *Anomalina suturalis* Мжатл. и др.

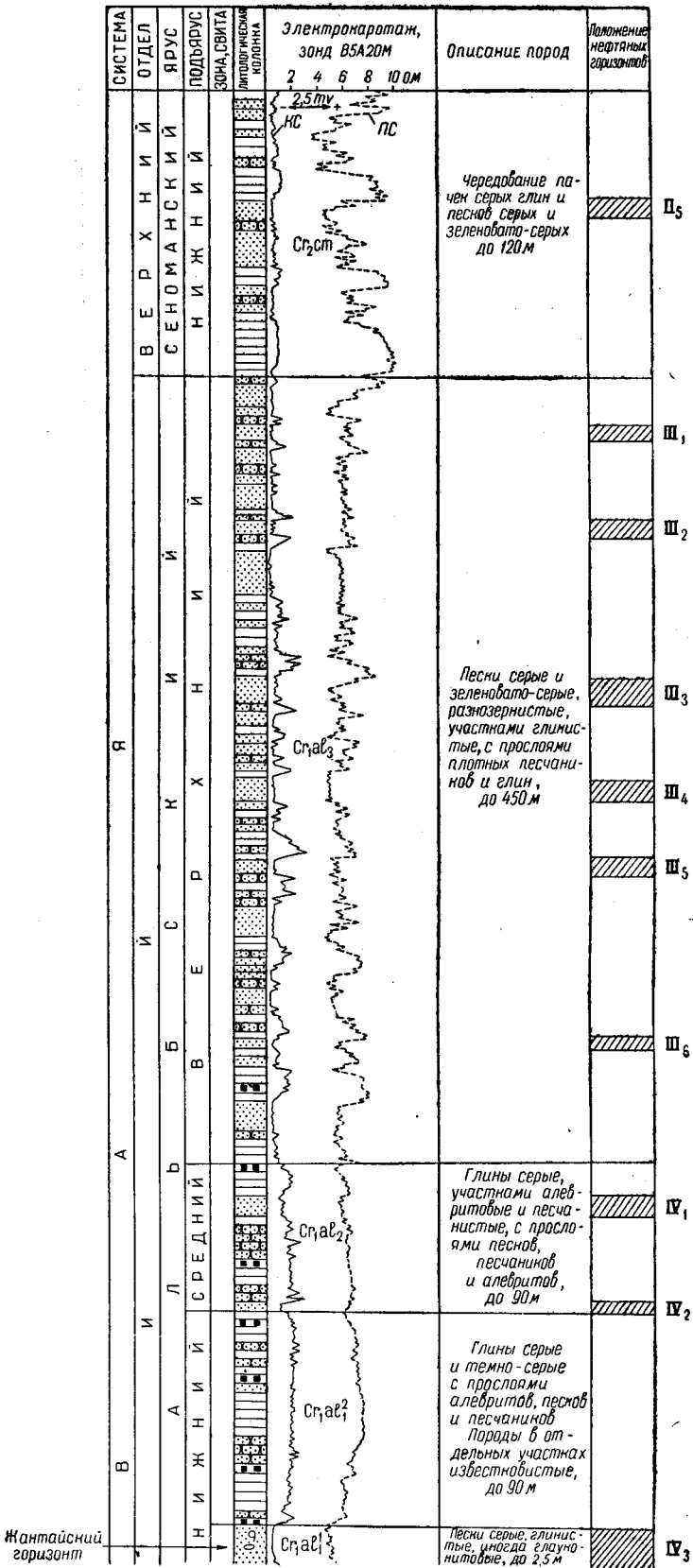
В центральной части Южной Эмбы, на куполах Макат, Доссор, Сагиз, Тюлегень и др., по ископаемым моллюскам она делится на три стратиграфических комплекса: подэмбенские слои с *Metacerithium abjeli* Nik., *Cirsocerithium* aff. *subspinosum* Desh. и др. (до 55 м); эмбенские слои с *Corbula striatula* Nik., *Nuculana sublineata* Nik., *N. subcancelata* Nik., *Cirsocerithium dossorum* Nik., *Serpula* sp. (до 10 м) и подэмбенские слои в большей части немые (до 10 м). Подобное трехчленное деление не прослежено на остальной части района.

Общая мощность отложений нижнего апта в районе Южной Эмбы достигает 70 м.

Отложения верхнего апта в этом районе сложены чередованием глин, алевритов и песков. Глины серые и темно-серые, участками плотные, слабо песчанистые и алевритистые. Алевриты светло-серые, глинистые. Пески мелкозернистые, глинистые и алевритистые. Отдельные слои песков и алевритов достигают 10—15 м и более.

В породах верхнего апта обнаружены моллюски: *Parahoplites* aff. *campichei* Pict. et Ren., *Aucellina* cf. *aptiensis* Orb., *Nuculana gardneri* Nik., *N. pectinata* Sow. var. *cretae* Gardn. и др., а также комплекс фораминифер: *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. subcanariensis* J. Nik., *Ammobaculites* aff. *agglutinans* (Orb.), *Verneuilina kasahstanica* Мжатл. (in litt.), *Brotzenia* ex gr. *spinulifera* (Reuss) и др.

Максимальные мощности отложений верхнего апта выявлены в южной части Южной Эмбы, где они достигают 120 м. Следует отме-



Жантуйский горизонт

тить, что в восточном и южном направлениях песчанистость отложений апта увеличивается.

На Подуральском плато отложения апта, как и на Южной Эмбе, представлены двумя подъярусами: нижним и верхним.

Нижний подъярус апта здесь образован черными и темно-серыми глинами с присыпками алевритов и глауконитовых песков на плоскостях напластования, с прослоями песков и алевритов. В основании большинства разрезов этого подъяруса прослеживается слой песков

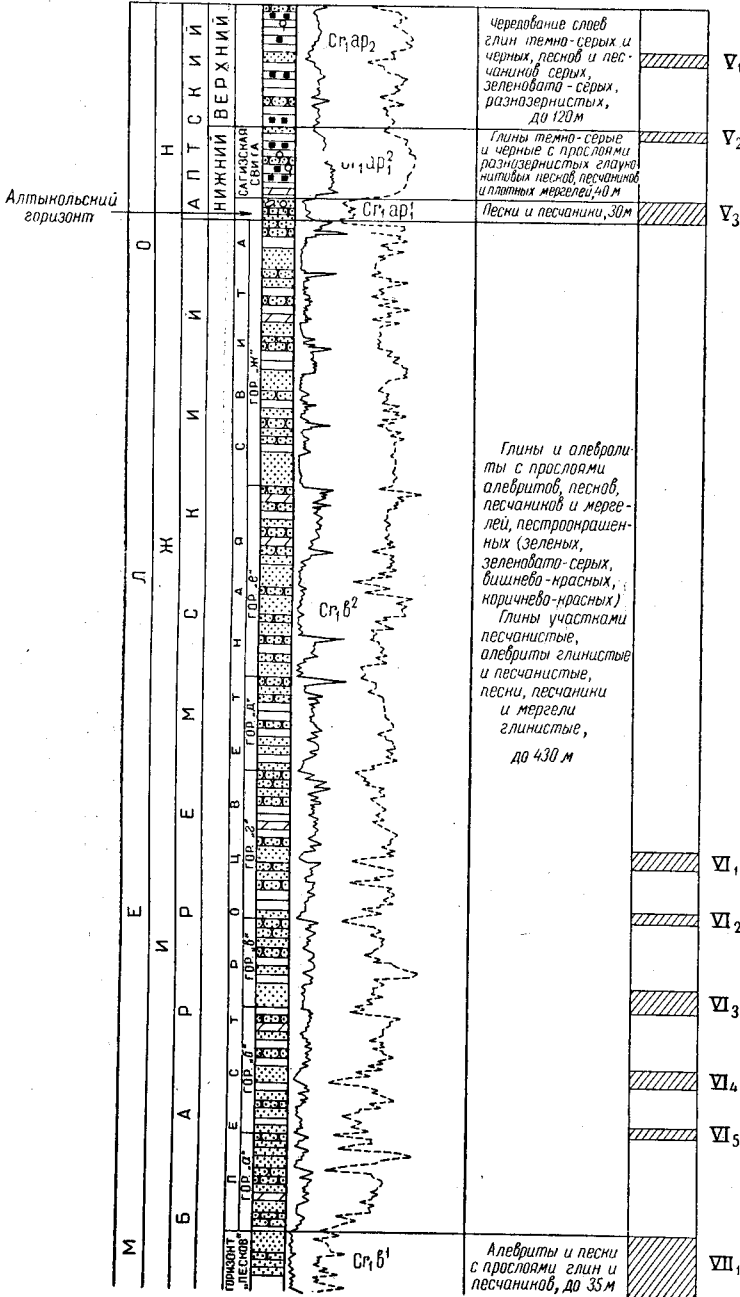


Рис. 64. Сводный разрез нижнемеловых отложений Южной Эмбы

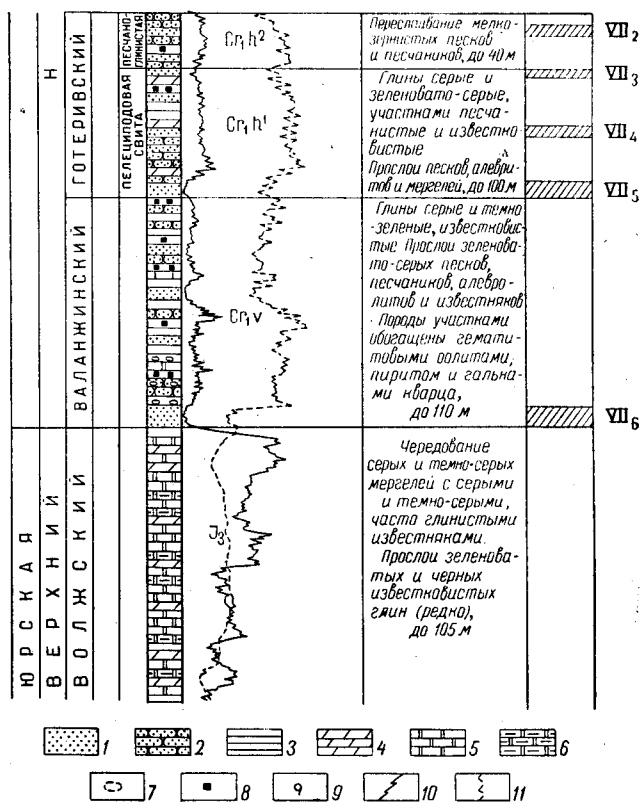


Рис. 64. Сводный разрез нижнемеловых отложений Южной Эмбы

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — оолиты гематитовые; 8 — кристаллы и стяжения пирита; 9 — глауконит; 10 — кривая КС; 11 — кривая ПС

(до 15—20 м) — аналог алтыкольского горизонта Южной Эмбы. Эти пески содержат мелкую гальку кремня, кварца и других пород, небольшие сростки фосфоритов, иногда раковины пелеципод. Среди этих песков на куполе Кокбулак обнаружены редкая галька и валуны гранодиоритов, порфиритов, розовых кварцитов и других изверженных и метаморфических пород.

В нижнеаптских породах южной части Подуральского плато обнаружены: *Aconeceras trautscholdi* Sinz., *Tropaeum (Crioceras) bowerbanki* Sow., *Toxoceratoides aff. royeri* Коен. (non Orb.) и др., а также комплексы фораминифер: *Hyperammina aptica* (Damp. et Mjatl.), *Lagenammina agglutinans* (Таиров), *Ammodiscus chapmani* Mjatl. (in litt.), *Glomospira aptiensis* Mjatl., *Gyroidinoides sokolovae* (Mjatl.), *Valoulineria kashstanica* (Mjatl.), *Hoeglundina aptiensis* (Mjatl.), *Anomalina suturalis* Mjatl., *A. infracomplanata* Mjatl. и др. Мощность нижнеаптских отложений превышает 45 м.

Отложения верхнего подъяруса апта сложены чередованием серых и темно-серых глин, сланцеватых, участками алевролитистых, на востоке — песчаных, и серых мелкозернистых песков.

В упомянутых породах встречен комплекс фораминифер: *Bimonilina dualis* Mjatl. (in litt.), *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. umbilicatus* Dain, *H. subevolatus* J. Nik. (in litt.), *Verneuilina kashstanica* Mjatl. (in litt.), *Verneuilinoides borealis santasensis*

Mjatl. (in litt.), *Rosalina dampelae* (Mjatl.), *Hoeglundina chapmani* (Ten Dam), *H. pseudoaptiensis* Mjatl. (in litt.), *Anomalina biinvoluta* Mjatl., *Turrillina* ex gr. *evexa* (Loebb. et Tapp.) и др. Мощность верхнеаптских отложений превышает 40 м.

В северной части Подуральского плато, в пределах Утвинско-Хобдинского района, отложения апта сложены однородной толщей (35—40 м) серых, темно-серых и черных глин, плотных, жирных, участками слабо песчаных, с присыпками серых алевритов и включениями кристаллов и стяжений пирита. Среди глин встречаются конкреции и тонкие прослои песчаников и мергелей. В нижней части глин повсеместно прослеживается прослой (до 1 м) мергеля желтовато- и коричневатого-бурого, очень крепкого, песчанистого.

В аптских отложениях этого района встречены *Deshayesites* aff. *deshayesi* Leym., *D. lavasiensis* Kasansky, *Cricceras bowerbanki* Sow., *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *Ancyloceras matheronianum* Orb., *Nuculana scapha* (Orb.), *Neochibolites ewaldi* Stromb., а также комплекс фораминифер: *Hoeglandina aptiensis* (Mjatl.), *H. chapmani* (Ten Dab.), *Valvulineria kasahstanica* (Mjatl.), *Discorbis dampelae* Mjatl., *Bolivina humilis* Kuzn., *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. cf. subevolatus* J. Nik. (in litt.) и др.

Граница между аптским и альбским ярусами здесь недостаточно четкая. Она обычно проводится по небольшому прослою глауконитовых песков с включениями желваков фосфоритов.

Мощность отложений аптского яруса здесь достигает 35—50 м.

Аптские отложения на юге Утвинско-Хобдинского района (между речью Киила и Ащекумды) содержат в основании слой песков (до 12 м) зеленовато-серых и зеленовато-желтых, среднезернистых, полимиктовых, с галькой кварцево-кремнистых пород и единичными фосфоритами. Местами пески замещаются галечниками различных пород. В песках залегают округлые или эллипсообразные конкреции (до 6—7 м в диаметре) тонкоплитчатых песчаников с прослоями ракушняка. Эти пески, по-видимому, являются аналогом алтыкульского горизонта Южной Эмбы.

Над песками или галечниками залегает пачка (до 40—50 м) глин темно-серых и черных, плотных, гипсоносных, с тонкими прослойками и включениями алевритов, тонкозернистых кварцевых песков и ожелезненных песчаников. В глинах встречаются септариевые конкреции сидерита до 1—2 м в диаметре.

В прослоях песчаников встречены *Corbula striatula* Sow., *Nuculana* sp., а в глинах — комплекс фораминифер: *Marginulina jonesi* Reuss, *Discorbis dampelae* Mjatl., *Cristellaria karpovae* J. Nik (in litt.), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Ammobaculites* aff. *agglutinans* Orb., *Glomospirella gaultina* (Berth.).

В составе отложений апта Прикаспийской впадины И. П. Егоров выделил две терригенно-минералогические провинции: широко распространенную сфено-эпидото-гранатовую и сфено-гранатовую, прослеживающуюся по южной окраине впадины.

Приведенные материалы показывают, что породы апта Прикаспийской впадины относятся к осадкам морской фации. Они накапливались в прибрежной части моря, в пределах мелкого и глубокого шельфа.

Альб

Альбские отложения в Прикаспийской впадине распространены повсеместно. В наиболее хорошо изученных разрезах выделяются следующие подъярусы альба: нижний (в объеме зоны *Leymeriella tarde-*

furcata), средний (зоны *Douvilleiceras mammilatum* — *Cleoniceras mangschlakense*; *Hoplites dentatus*) и верхний (зоны *Ahahoplites rossicus*; *Pervinqueria inflata*). Зоны *Anahoplites intermedius* (средний альб) и *Pleurohoplites studeri* (верхний альб) не установлены.

В западной части Прикаспийской впадины отложения альба могут быть подразделены на три яруса: нижний, средний и верхний.

В приморских районах междуручья Урала и Волги (на куполах Жамбай, Каратобе, Мартыши, Камышитовом, Грань, Новобогатинск, Черная Речка) нижний подъярус альба сложен глинами серыми и темно-серыми, плотными, алевритистыми, известковистыми, слюдистыми, с тонкими прослоями и включениями серых и светло-серых алевритов, мелкозернистых песков и песчаников. В основании альба на куполе Жамбай прослеживается слой (до 0,15 м) мелкозернистых песчаников. В прослое песчаников на куполе Мартыши обнаружена зональная форма нижнего альба — *Leymeriella tardefurcata* Leum.

В глинах нижнего подъяруса альба Е. В. Мятлюк обнаружены разнообразные фораминиферы. В нижнеальбских отложениях куполов Жамбай и Каратобе встречены *Gaudryina filiformis* Berth., *Gaudryinella barrowensis* (Tapp.), *Tritaxia pyramidata* Reuss и др., а также характерные для тардефуркатовой зоны *Conorboides mitra* (Hofker), *Siphogenerina asperula* (Charm.). В отдельных частях разреза нижнего альба на куполе Каратобе обнаружены очень мелкие угнетенные ожелезненные известковые раковины *Lenticulina*, *Hedbergella*, *Gyroidina* и *Hoeglundina*. В комплексе фораминифер нижнего альба куполов Жамбай и Каратобе количественно преобладают раковины с песчанистой стенкой.

В нижнеальбских отложениях прочих площадей приморской части междуручья Урала и Волги установлен несколько иной комплекс с преобладанием известковистых фораминифер: *Siphogenerina asperula* (Charm.), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Conorboides mitra* (Hofker), *Ceratocancris woodi* Kahn, *Valvulinaria parva* Kahn, *Anomalina binvoluta* Mjatl. Мощность отложений нижнего подъяруса альба достигает 30—40 м.

Средний альб приморских районов междуручья Урала и Волги представлен глинами серыми и темно-серыми, плотными, алевритистыми, известковистыми, слюдистыми, песками серыми, мелко- и среднезернистыми и алевритами.

На юго-западе приморских районов междуручья (на куполах Жамбай, Каратобе и др.), по данным Е. В. Мятлюк, упомянутые отложения содержат нехарактерный комплекс фораминифер: *Haplophragmoides subevolutus* J. Nik. (in litt.), *Gaudryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss и др.

На остальной территории приморских районов междуручья Урала и Волги (на куполах Мартыши-Сугур), Камышитовом, Новобогатинск отложения среднего альба, по данным Е. В. Мятлюк, характеризуются двумя комплексами фораминифер. Первый из них присущ нижним горизонтам этого подъяруса и содержит *Martyschiella albensis* Mjatl., *Uvigerinamina* cf. *manitobensis* (Wick.), *Vaginulina* ex gr. *debilis* (Berth.), *Valvulinaria parva* Kahn, *Hoeglundina* ex gr. *chapmani* (Ten Dam.), *H. pseudoaptiensis* Mjatl. (in litt.), *Neobulimina spicata* Bucal., *Virgulina viscidos* Kahn и др. В верхних горизонтах этого подъяруса характерные виды фораминифер не обнаружены. Здесь встречены мельчайшие *Turrillina evexa* (Loebl. et Tapp.), *Valvulinaria* ex gr. *parva* Kahn, *Gyroidinoides* sp. и в немногих слоях — *Planogyrina planispira* (Tapp.). Комплекс микрофауны обедненный, раковины фораминифер имеют угнетенный облик, ожелезнены, причем

многие слои являются совершенно немymi. В отложениях этого подъяруса обнаружен *Inoceramus* cf. *mandibula* Mordv. (на куполе Мартыши по скв. К-4 в интервале 448,4—454,5 м). Мощность отложений среднего подъяруса альба достигает 50 м и более.

К верхнему подъярусу альба приморских районов междуречья Урала и Волги условно отнесен горизонт с *Radiolaria*, выделенный Е. В. Мятлюк на куполах Жамбай и Каратобе. Он сложен серыми и темно-серыми глинами и песками мелко- и среднезернистыми.

В комплексе микрофауны отложений этого подъяруса преобладают *Radiolaria*, помимо которых встречены фораминиферы: *Proteonia* ex gr. *sherborniana* (Chapm.), *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. karatjubensis* Mjatl. (in litt.), *H. subevolutus* J. Nik. (in litt.), *Gaudryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss и др. Мощность отложений верхнего подъяруса альба превышает 30—35 м.

В составе альбских отложений центральных районов междуречья Урала и Волги также выделяются три яруса. Нижнеальбские образования установлены на куполах Аукетайчагыл и Ушкультас, где они сложены глинами серыми, алевроитистыми и алевролитами известковистыми, с прослоями мелкозернистых песков и песчаников, алевроитов и алевролитов.

В нижнеальбских отложениях Аукетайчагыла обнаружена *Leymeriella tardefurcata* Leum. На том же куполе, а также на Ушкультасе Е. В. Мятлюк в упомянутых отложениях обнаружила комплекс фораминифер: *Haplophragmoides subevolutus* J. Nik. (in litt.), *H. rosaceus* Subb., *Gaudryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Lenticulina* (*Lenticulina*) *macrodisca* (Reuss), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Hoeglundina chapmani* (Ten Dam.) и др. На куполе Аукетайчагыл распространены такие характерные формы спинулиферовой зоны нижнего альба, как *Siphogenerina asperula* (Chapm.) и *Brczenia spinulifera* (Reuss).

Мощность нижнеальбских отложений в центральной части междуречья Урала и Волги превышает 45 м.

Среднеальбские отложения в этой части междуречья детально изучены на куполах Акмай, Ушкультас, Акоба, Аукетайчагыл, Болганмола и др. Они сложены глинами темно-серыми, плотными, слабо слюдистыми, известковистыми, с тонкими прослоями темно-серых песчаных и алевроитистых глин, с прослоечками и налетами на плоскостях наложения алевроитов, с прослоями серых и темно-серых мелкозернистых, участками глауконитовых, песков и песчаников, а также темно-серых доломитизированных известняков.

В среднеальбских отложениях купола Болганмола встречены моллюски, характерные для зоны *Cleoniceras mangyschlakense*: *C. mangyschlakense* Lupp., *Sonneratia* cf. *subtranscaspia* Sav., *Tetrahoplites* cf. *medius* Sinz., *Panopea* cf. *gurgites* Brongn., *Ammonitoceras* sp., *Modiola reversa* Orb. и др., а также фораминиферы: *Haplophragmoides subevolutus* J. Nik. (in litt.), *Gaudryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss и др.

Мощность отложений среднего альба в центральных районах междуречья достигает 120 м.

Отложения, условно отнесенные к верхнему альбу, установлены на куполах Аукетайчагыл и Акоба. Они представлены серыми и темно-серыми алевроитистыми, участками песчаными глинами с прослоями серых мелко- и среднезернистых песков и песчаников.

В этих отложениях на куполе Акоба Е. В. Мятлюк выявила два комплекса микрофауны: нижний и верхний. Нижний комплекс содержит большее количество раковин *Radiolaria*, а также фораминифер:

Marssonella ex gr. *oxycona* (Reuss), *Arenobulimina* ex gr. *sabulosa* Шарм., *Lagena* aff. *aculeata* Orb., *Lenticulina vestita* (Berth.), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Planogyrina planispira* (Tapp.) и др. Он характеризуется присутствием ряда новых видов, а также большим количеством раковин *Planogerina planispira* (Tapp.), разнообразных очень мелких *Gyroidinoides* и *Anomalina*. Здесь также присутствует *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), известный из отложений верхнего альба, сеномана и турона Западной Европы.

В более высоких слоях альбских (?) отложений купола Акоба (скв. К-8, интервал 430,1—447,3 м) Е. В. Мятлюк установила комплекс фораминифер с *Anomalina jarzevae* (Vass.). Кроме отмеченной формы в его составе присутствуют также *Proteonina* cf. *sherborniana* (Шарм.), *Planogerina planispira* (Tapp.), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Anomalina* ex gr. *frankei* (N. Вук.); *Gümbelitra senomanica* Agal., *G. evgeniae* Vass. (in litt.), а также большое количество раковин *Radiolaria*. В этом комплексе фораминифер имеются формы, характерные для верхнего альба *Gümbelitra evgenia* Vass., сеномана *Gümbelitra senomanica* Agal., *Anomalina jarzevae* (Vass.) и даже для сеномана и турона (*Anomalina franki* N. Вук.). Возможно, что отложения, содержащие эту фауну, имеют сеноманский возраст.

Мощность верхнеальбских (?) отложений в центральных районах междуречья Урала и Волги достигает 45—50 м.

В восточной части Прикаспийской впадины отложения альба изучены на куполах Индер, Матенкожа, Крыккудуке и Уральской площади.

Нижнеальбские отложения установлены на Индере и Матенкоже. Они образованы глинами темно-серыми, плотными, песчанистыми, слюдястыми, известковистыми, с включениями и прослоями светло-серых мелкозернистых песков и алевроитов, с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников.

В глинах обнаружены: *Nuculana* cf. *pseudomariae* J. Nik., *Longinuculana solea* (Orb.), *Pecten* sp., *Aucelina* cf. *caucasica* Buch var. *fascigera* Sok. и др., а также комплекс фораминифер: *Siphogenerina asperula* (Шарм.), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Conorboides mitra* (Hofer), *Gaudryina filiformis* Berth., *Lenticulina* (*Lenticulina*) *macrodisca* (Reuss), *L. (L.) diademata* Berth., *L. (L.) gaultina* (Berth.), *Palmula asiatica* Furr. и др. Мощность отложений нижнего альба здесь достигает 80 м.

Образования среднего альба в наиболее хорошо изученных разрезах (Крыккудук) по фауне моллюсков могут быть разделены на две зоны: *Cleoniceras mangyschlakense* и *Hoplites dentatus*.

Породы зоны *Cleoniceras mangyschlakense* представлены глинами темно-серыми, почти черными, аргиллитоподобными, известковистыми, с прослоями и присыпками на плоскостях напластования алевроитов серых и темно-серых, глинистых, слюдястых, известковистых, переслаивающимися с песками серыми, мелкозернистыми, участками глауконитовыми. Глины и пески содержат прослой серых мелкозернистых очень плотных, в отдельных частях сидеритовых песчаников и доломитизированных известняков.

В этих породах обнаружены моллюски: *Tetrahoplites* cf. *medius* (Sinz.), *Sonneratia* cf. *transcaspia* Sav., *Sonneratia* sp. indet., *Inoceramus mandibula* Mordv., *J. anglicus* Woods, *Nucula* aff. *pectinata* Sow., *Longinuculana hemirugosa* Sav., *Corbula* aff. *striatula* Sow., *Vnigriella* sp. indet., *Pteria* aff. *pectinata* (Sow.), *Plicatula gurgites*

Pict. et Roux и др. Из фораминифер найдены *Conorboides mitra* (Hofker), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Siphogenerina asperula* (Chapm.). Мощность отложений зоны *Cleoniceras mangyschlakense* достигает 150 м.

Залегающие выше отложения зоны *Hoplites dentatus* образованы глинами серыми и темно-серыми, аргиллитоподобными, слабо слюдитыми, известковистыми, с тонкими прослойками и присыпками на плоскостях наложения светло-серых алевроитов, с прослоями мелкозернистых, участками глауконитовых, песков и серых тонкозернистых, плотных (до сливных), иногда глауконитовых или сидеритовых песчаников.

В песчаниках обнаружены аммониты: *Hoplites* cf. *dentatus* Sow., *Hoplites* sp. indet., *Vnigriella prora* Sav., V. aff. *kopensis* Sav. и др. В глинах установлен комплекс фораминифер: *Haplophragmoides subevolatus* Nik. (in litt.), *Gaudryina filiformis* Berth., *Lenticulina* (*Lenticulina*) *macrodisca* (Reuss), *L. (L.) gaultina* (Berth.), *L. (L.) diademata* (Berth.), *L. (Margulinopsis) planiuscula* (Reuss), *Hoeglundina carpenteri* (Reuss), *H. chapmani* (Ten Dam.), *Planogyrina planispira* (Tapp.). Мощность отложений зоны *Hoplites dentatus* превышает 40 м.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего альба обнаружены на Крыккудуке. Они сложены глинами темно-серыми, аргиллитоподобными, участками слюдитыми и песчанитыми, с тонкими прослойками и присыпками светло-серых алевроитов на плоскостях напластования, с прослоями серых мелкозернистых, участками глауконитовых песков и серых мелкозернистых, в отдельных частях сидеритовых песчаников. Прослойки песков и песчаников местами обогащены гальками фосфоритов.

В песчаниках обнаружены *Anahoplites* cf. *litschkovi* Sav., *Actinoceras sulcatum* Park., *Inoceramus anglicus* Woods, *Vnigriella* sp. indet., *Cirsocerithium* sp. indet., указывающие, по мнению А. А. Савельева, на принадлежность вмещающих их отложений к зоне *Pervinquieria inflata*. В глинах этого подъяруса Е. В. Мятлюк установила комплекс фораминифер: *Gaudryina filiformis* (Berth.), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Hoeglundina pseudoaptiensis* Mjatl. (in litt.), *Planogyrina planispira* (Tapp.), *Haplophragmoides* sp. n., *Hoeglundina* sp. n. Мощность верхнеальбских отложений достигает 40 м.

На Южной Эмбе отложения альба повсеместно делятся на три подъяруса: нижний, средний и верхний (см. рис. 64).

Отложения нижнего подъяруса в основном соответствуют зоне *Leymeriella tardefurcata* и представлены глинами серыми и темно-серыми, с прослоями алевроитов, песков и песчаников. В нижней части большинства разрезов прослеживается горизонт серых глинистых, иногда глауконитовых песков, в подошве которых располагается конгломерат, состоящий из галек осадочных и изверженных пород, скрепленных песчано-известковистым цементом.

Мощность этого горизонта, именуемого жантайским, достигает 25 м.

Жантайский горизонт наиболее хорошо представлен в разрезах отложений альба южной окраины Южной Эмбы, на куполах Жантай, Агнияз, Караарна, Каратон, Тажигали и др.

Отложения нижнего альба содержат фауну: *Leymeriella tardefurcata* Leum., *L.* cf. *rencurelensis* Jacob, *Cleoniceras bicurvatooides* Sinz., *Uhligella embaensis* Lupp., *Nuculana solea* Orb., *Nucula tjulegenica* Nik., *Trigonia spinosa* Park. var. *mordvitkoi* Nik., и комплекс фораминифер: *Gaudryina filiformis* Berth., *G. gradata* Berth., *Marginulina jonesi* Reuss, *Siphogenerina asperula* (Chapm.),

Brotzenia spinulifera (Reuss), *Anomalina biinvoluta* Mjatl., *Conorboides mitra* (Hofker) и др.

Максимальная мощность отложений нижнеальбского подъяруса установлена в южной части Южной Эмбы, где она достигает 90 м.

Отложения среднего подъяруса альба в северной и центральной частях Южной Эмбы сложены серыми глинами с прослоями песков и песчаников, достигающими в некоторых разрезах относительно большой мощности. На южной и восточной окраинах этого района они представлены чередованием глин, песков и алевролитов с прослоями песчанитовые песчаники с кремневыми и фосфоритовыми гальками.

В отложениях среднего альба встречены: *Sonneratia media* Sinz., *S. tenuis* Sinz., *S. coranatififormis* Lupp., *Cleoniceras cleon* Orb., *C. mangyschlakensis* Lupp., *Inoceramus mandibula* Mor dv. и комплекс фораминифер: *Lenticulina* (L.) *diademata* (Berth.), *L. gaultina* Berth., *Brotzenia spinulifera* (Reuss) и др.

Мощность отложений среднего альба обычно колеблется от 40 до 60 м, но на южной окраине Южной Эмбы достигает 90 м.

Отложения верхнего альба на Южной Эмбе, за исключением его северо-западной окраины, повсеместно представлены серыми и зеленовато-серыми рыхлыми песками со слоями и пачками (10—15 м) глин и песчаников, с конкрециобразными глыбами плотных песчаников, иногда достигающими относительно больших размеров (с диаметром 3—4 м и более). Пески в основной массе средне- и крупнозернистые, участками мелкозернистые, неоднородные по гранулометрическому составу. Глины серые и темно-серые, участками карбонатные. Песчаники обычно обладают глинистым цементом.

В песчаниках иногда встречается *Anahoplites pseudoaurites* Sem., но отложения верхнего альба, видимо, не целиком являются морскими образованиями. Указанием на континентальное происхождение части этих отложений является почти полное отсутствие в них остатков морской фауны, а также наличие слоев грубозернистых, в отдельных частях гравийных песков с остатками окаменелой древесины.

Мощность отложений верхнего альба достигает 450 м.

На Подуральском плато, в его южной части, за исключением восточной его окраины, отложения нижнего альба являются морскими, среднего альба — в большей части морскими, а верхнего — почти целиком континентальными образованиями. Отложения нижнего альба сложены глинами темно-серыми, с пропластками плитчатых ожелезненных песчаников, с подчиненными прослоями песков и алевролитов, количество которых возрастает вверх по разрезу. Обычно в основании нижнего альба залегает слой (до 1—1,5 м) глауконитовых песков с фосфоритами, который прослеживается как в западной, так и в восточной частях этой территории (на куполах Кокбулак, Майкудук, Алтыкарасу, Шубаржилян, Шубаркудук, Ащибулак и др.). Местами пески встречаются в виде мелких разобщенных линзочек внутри глин, иногда их полностью замещает слой зеленоватых глин, обогащенных глауконитом (на куполах Копя, Ждаля, Левите-Мунайлисай и др.). В некоторых разрезах, расположенных преимущественно на востоке (в верхнем течении рек Сагиз и Ащиуил), на границе отложений апта и альба прослеживается слой мелкой кварцевой гальки, иногда с песчанистыми желваками фосфоритов (на куполах Мурзаадыр, Кумкудук и др.). Галечник в основании альба отмечен также в ряде разрезов нижнего мела бассейна р. Киил. В верхней части отложений нижнего альба располагается слой (до 5—6 м) с характерными караваеобразными стяжениями плитчатых песчаников.

В отложениях нижнего альба западной части описываемой территории, на куполе Кокбулак, обнаружена *Leymeriella tardefurcata* Leum.

Мощность отложений нижнего альба от 50 м в крайних западных разрезах, вблизи границ с промысловым районом Южной Эмбы, сокращается до нескольких метров на самом востоке южной части Подуральского плато.

К среднему альбу здесь условно могут быть отнесены отложения, в большей части представленные песками, обогащенными каолиновым материалом. Возможно, что их нижние горизонты соответствуют верхней части нижнего альба. Подтверждением этому служит уменьшение мощности глин нижнего альба и увеличение объема покрывающей их толщи песков в восточном направлении. В наиболее изученных разрезах нижнего мела промысловых и разведочных площадей Северной Эмбы (района куполов Шубаркудук и Жаксымай) среднеальбские образования разделяются на две свиты: нижнюю темирскую и верхнюю мортукскую (Колтыпин, 1961). Обе они соответствуют нижней, или белой, свите А. Л. Яншина (1943).

Темирская свита (до 30 м) сложена исключительно песками ослепительно белыми, мелкозернистыми, слюдистыми, кварцевыми, мучнистыми, сильно каолинизированными. Они установлены на куполах Донгелексор, Левите-Мунайлисай, Мурзаадыр, Жаксымай, Аккудук, Акжар, Бактыгарын и др. Никаких органических остатков в этих песках не обнаружено. В отдельных разрезах нижнего мела левобережья среднего течения р. Эмбы пески темирской свиты залегают непосредственно на породах апта (Вахрамеев, 1952).

Мортукская свита (до 80 м) сложена серыми и желтовато-серыми разномзернистыми косослоистыми песками и алевролитами, с невыдержанными по простиранию прослоями и пачками серых и лиловато-серых плотных глин. Для этой свиты характерно наличие белого каолинового мучнистого вещества, косой слоистости аллювиального типа, линз и тонких прослоев угля, остатков окаменелой древесины, растительного детритуса и линз глиняной гальки. Все это указывает на континентальное происхождение основной части отложений. В среднеальбских отложениях этого района найдены остатки флоры: отпечатки *Cyparissidium gracile* Heer, мелких листьев, принадлежащих двудольному растению, и обломки окаменелых стволов *Temskya rossica* Kidston et Gwijpne-Vaughan. В глинистых песчаниках урочища Мусоргтау обнаружены остатки фауны: *Hoplites dentatus* Sow., *Corbula* sp., *Nucula* aff. *pectinata* Sow., *Cardium ibbestoni* Forb., *Cardium* sp. *Natica* sp., *Cerithium* sp. В песчаниках на куполах Космурун, Шубаржилан и Жаксымай встречен *Arkthoplites* ex gr. *jachromensis* Nik., а в глинах на куполе Тамдыколь — *Hoplites dentatus* Sow.

Отложения верхнего альба (до 70 м) в большей части сложены бурыми и желтовато-бурыми разномзернистыми песками и песчаниками, содержащими тонкие прослои и линзы серых и темно-серых глин. Они образуют так называемую кенкиякскую (Колтыпин, 1961) или желтую (Яншин, 1943) свиту. Ее пески обычно косослоистые, разномзернистые, хорошо промытые, почти лишенные примеси глинистого материала и окрашенные в охристые тона окислами железа. Однако по простиранию они иногда сменяются светло-серыми, иногда глинистыми песками. Для отдельных разрезов этой свиты характерны невыдержанные по простиранию прослои внутриформационных конгломератов с плоской глиняной галькой, обычно с поверхности облеченной в железистую корочку. В песках встречаются стяжения песчаников различных раз-

меров — от «караваев» диаметром 2—3 м до небольших конкреций, поперечник которых не превышает нескольких сантиметров. В основани свиты обычно прослеживается слой (0,02—0,3 м) буровато-коричневых жеодистых разнородных песчаников, часто с примесью гравия и с мелкой (1—2 см) кварцевой и кремневой галькой, а также с более крупными глиняными гальками. Благодаря многочисленным жеодам эти песчаники изобилуют пустотами.

В отложениях верхнего альба встречены многочисленные отпечатки листьев растений, среди которых преобладают листья платанов. Полный список обнаруженных форм растений приведен В. А. Вахрамеевым (1952).

В северной части Подуральского плато; в Утвинско-Хобдинском районе, в составе альбского яруса прослеживаются отложения всех трех подъярусов. Однако произвести разделение отложений нижнего и среднего подъярусов обычно невозможно и поэтому здесь они рассматриваются совместно как нижняя свита альба. Последняя делится на две подсвиты: нижнюю, в основном глинистую, в большей части морского происхождения и верхнюю, песчаную, континентальную.

Нижняя подсвита образована глинами серыми, слоистыми, известковистыми, участками песчанистыми, с тонкими прослоями алевритов, с прослоями серых мелкозернистых песков и невыдержанными по простиранию маломощными прослоями ожелезненных песчаников, количество которых возрастает вверх по разрезу. К востоку отложения этой подсвиты обогащаются песками и песчаниками.

В глинах и песчаниках верхней части этой подсвиты и, возможно, верхней подсвиты встречены аммониты среднего альба: *Sonneratia* ex gr. *dutempleana* Or b. (по левому притоку р. Большая Хобда — ручью Куагаш на одноименном куполе), *Anahoplites sinzowi* Spath (по правобережью р. Большая Хобда ниже пос. Новоалексеевки), *Archthoplites* ex gr. *jachromensis* Nik. (по правобережью р. Сарыхобда близ пос. Лохвицкого) и др.

В глинах нижней подсвиты нижней свиты альба на куполе Майлисай (северо-восточнее слияния рек Уил и Киил) обнаружен комплекс фораминифер: *Reophax* aff. *guttifer* (B r a d y), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Verneuilina* cf. *polystropha* (Reuss), *Gaudryina gradata* Berth., *Lenticulina planiuscula* (Reuss), характерный для отложений нижнего и среднего альба.

Мощность нижней подсвиты нижней свиты альба местами достигает 100—110 м, но закономерно и заметно уменьшается к востоку.

Верхняя подсвита нижней свиты альба сложена серыми и темно-серыми песками и алевритами, каолинизированными, с подчиненными прослоями темно-серых глин и включениями обуглившихся растительных остатков. Эта подсвита, вероятно, аналогична мортукской свите среднего альба южных районов Подуральского плато.

Мощность верхней подсвиты нижней свиты альба местами превышает 50 м.

В основании верхнего альба (верхней свиты альба) обычно прослеживается слой конгломерата, сложенный гальками кварца и глин, сцементированных окислами железа. Он залегает на размытой поверхности глин нижнего и среднего альба, но подобные ему конгломераты отмечаются и выше по разрезу верхней свиты альба. Над базальным конгломератом лежит толща, сложенная в основном серыми и зеленовато-серыми, в естественных обнажениях желтыми, буровато- и коричневатожелтыми, желтовато-серыми ожелезненными песками. Для песков характерна хорошая окатанность зерен и косая (до 40—50°) слоистость поточного типа. В верхней части песков обычно

встречаются линзы брекчиевидных глин (до 3 м) и обычно сферические (с диаметром до 3 м и более) конкреции серых плитчатых песчаников.

В песчаниках верхнего альба на некоторых куполах обнаружена морская фауна (Журавлев, 1957; Салтыкова и Шлезингер, 1959). Так, на куполе Байжанмола по правому склону оврага Кельтысай в фосфоритовой плите турона, залегающей непосредственно на песках верхнего альба, найдено фосфоритизированное ядро верхнеальбского аммонита *Anahoplites* cf. *michalsky* Sem. В долине р. Ишкырган на одноименной антиклинали непосредственно в желтых косослоистых песках найден обломок аммонита *Callihoplites* ex gr. *aurites* Sow.

Мощность верхнеальбских отложений достигает 30 м и более.

В составе отложений альба Прикаспийской впадины И. П. Егоров выделил следующие терригенно-минералогические провинции: эпидотовую, широко распространенную в восточной части впадины, и безэпидотовую, охватывающую ее южные районы. В. С. Сафонова считает, что для отложений альба западной части Прикаспийской низменности характерны гранато-рутило-цирконовая (южные районы междуречья Урала и Волги) и рутило-цирконо-гранатовая (его центральные районы) минералогические ассоциации, а для тех же отложений восточной части низменности — гранато-цирконо-сфено-эпидотовая минералогическая ассоциация.

Приведенные данные показывают, что на всей территории Прикаспийской впадины, расположенной к востоку от субмеридионального течения р. Урал, за исключением северо-западной и восточной ее окраин, глинами сложен только нижний подъярус альба. Образования среднего альба, которые на западной окраине этой площади представлены чередованием глинистых и песчаных слоев, в восточном направлении замещаются песками. Верхний альб повсеместно сложен песками и песчаниками с подчиненными маломощными прослоями глин. Таким образом, в альбском веке на площади Прикаспийской впадины накапливались отложения морской и континентальной фаций. Здесь имели место условия глубокого и мелкого шельфа и прибрежной аллювиальной равнины.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения широко распространены на территории Прикаспийской впадины. Если мысленно снять с геологической карты этого региона покров верхнеплиоценово-четвертичных отложений, то значительная часть его поверхности, в основном лежащая к востоку от р. Урал, окажется сложенной породами верхнего отдела меловой системы, которые принимают участие в строении крыльев соляных куполов и выполняют межкупольные депрессии.

Основой для создания современной стратиграфической схемы верхнемеловых (равно и более древних) отложений мезозоя Прикаспийской впадины послужили классические исследования А. Н. Замятина (1915), С. И. Миронова (1916), Н. Н. Тихоновича (1905, 1914; Тихонович и Замятин, 1912), при непосредственном участии А. Д. Архангельского (1912), изучавшего палеонтологические материалы этих геологов. Много ценного в изучение верхнемеловых образований этого региона внесли стратиграфические работы А. Л. Яншина (1943), впервые обобщившего большой материал по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западного Казахстана. Среди исследователей, много сделавших для изучения верхнемеловых образований Прикаспийской впадины, следует также отметить Л. Б. Аристархову, М. И. Богачеву, В. П. Ва-

силенко, В. С. Журавлева, Н. А. Калинина, С. Н. Колтыпина, В. Г. Морозову, Е. В. Мятлюк, Ю. П. Никитину, А. А. Соколову-Кочегарову, А. В. Фурсенко, Е. А. Шлезингера, С. В. Шумилина и др.

Сеноман

Сеноманские отложения в западной части Прикаспийской впадины изучены слабо из-за полного отсутствия их естественных обнажений, а также, видимо, из-за близкого литологического состава альбских и сеноманских образований. В восточной ее части они установлены во многих пунктах и обычно прослеживаются на периферии крыльев соляных куполов, а также (на крайнем востоке) в межкупольных депрессиях.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения сеномана установлены на куполах Жаныбек, Озинки, Зареченском, на Астраханских разведочных площадях и в других пунктах. На большей площади района, за исключением его юго-западной астраханской части, они в основном сложены серыми и темно-серыми глинами (до 50—55 м), участками песчанистыми и слабо известковистыми, с прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых, иногда глауконитовых песков. Только в самой верхней части их разреза (5—6 м и более) прослеживаются зеленовато-серые мелко- и среднезернистые глауконитовые пески с гальками и желваками фосфоритов.

В глинах обнаружен комплекс фораминифер: *Anomalina senomanica* Brotz., *A. frankei* (N. Вук.), *Gyroidina nitida* (Reuss) и др.

В астраханской части Прикаспийской низменности (Замьяны) и на юго-западном ее борту в центральной части кряжа Карпинского, по данным Д. А. Мирзоева и др. (1962), отложения сеномана представлены сильно известковистыми алевролитами (до 10 м и более).

Алевролиты содержат комплекс фораминифер: *Cümbelitra senomana* (Keller), *Rotalipora appeninica* (Renz.), *R. aff. reicheli* Mognod., *Anomalina senomanica* Brotz., *A. baltica* Brotz. и др.

Мощность сеноманских отложений в западной части Прикаспийской низменности местами превышает 60 м.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения сеномана установлены в небольшом числе пунктов. Они обнажены в районах Индерского (Белая Ростошь) и Шалкарского (возвышенность Сассай) озер (на куполах-гигантах Индер и Шалкар), а также вскрыты скважинами на куполах Амангат, Крыккудук и Уральской разведочной площади. Имеющиеся материалы не дают полного представления о составе этих отложений, однако показывают, что они сложены глинами темно-серыми, почти черными, слюдястыми, с гнездами, прожилками и присыпками на плоскостях напластования светло-серых алевритов, а также песками и песчаниками мелко- и среднезернистыми, глауконитовыми. Пески обычно содержат прослои и конкреции железистых песчаников.

Данные по куполу Шалкар и Уральской разведочной площади указывают, что нижняя часть образована глинами, а верхняя — песками. В основании некоторых разрезов сеномана (Шалкар и др.) залегает базальный фосфоритовый горизонт (0,1—0,3 м), гальки и желваки фосфоритов которого сгружены в глауконитовом песке. Фосфоритовые горизонты примерно той же мощности установлены и в вышележащих песчано-глинистых образованиях сеномана.

В отложениях сеномана восточной части Прикаспийской низменности обнаружены *Schloenbachia* sp. indet., *Inoceramus* ex gr. *crispis*

Mant., *Inoceramus* sp. indet., *Exogyra conica* Sow., *Pecten orbicularis* Sow., *Pteria* sp. indet. и др., а также комплекс фораминифер: *Anomalina cenomanica* (Brotzen), *A. cenomanica concava* Vass., *A. ex gr. franki* (N. Вук.), *Hagenowina chapmani* (Cushman), *Hedbergella caspia* (Vass.) и др. Мощность сеноманских отложений здесь превышает 50—55 м.

На Южной Эмбе отложения сеномана установлены на куполах Алимбай, Байчунас, Жантай, Караарна, Каратон, Макат, Жиланкабак, Иманкара, Исекжал, Сагиз, Станция 2 и др. В их разрезе выделяются три свиты, имеющие местное значение: нижняя, иткаринская, в основном глинистая; средняя, азнагульская, главным образом песчаная и верхняя, актулагайская, глинистая. Все они относятся к нижнему подъярису сеномана (Колтыпин, 1957). Иткаринская свита распространена широко на площади Южной Эмбы, в то время как азнагульская и актулагайская пользуются ограниченным распространением (Колтыпин, 1957) (рис. 65).

Иткаринская свита (до 44 м) сложена глинами темно-серыми, песчанистыми, в отдельных частях слюдистыми, с прослоями, иногда тончайшими, беловато- и желтовато-серых, на дневной поверхности желтовато- и охристо-бурых песков. В естественных обнажениях в глинах обнаружены скопления ярозита. В основании свиты на границе с породами верхнего альба обычно залегает слой (до 0,5—0,7 м) желтовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников с окатанной галькой и гравием кварца и кремня, с обломками окаменелой древесины. Иногда в основании свиты залегают конкреции («караваи») и глыбы серых среднезернистых известковистых песчаников от $1,5 \times 0,2$ до $10-15 \times 0,8-1,0$ м. Они содержат кремневую, кварцевую и фосфоритовую гальку, зубы рыб, а иногда богатую фауну моллюсков.

В отложениях иткаринской свиты обнаружена руководящая фауна нижнего подъяруса сеномана: *Placenticerus* sp., *Pecten orbicularis* Sow., *Exogyra conica* Sow. и др. Из ее пород в ряде разрезов (на куполах Жантай, Сагиз, Станция 2 и др.) определен комплекс фораминифер: *Gümbelitra cenomana* (Keller), *Anomalina* cf. *cenomanica* (Brotz.) и др.

Азнагульская свита (до 40 м) образована в основном песками зеленовато-серыми, крупно- и среднезернистыми, в отдельных частях глинистыми, с гальками фосфоритов. Пески участками сцементированы в рыхлые песчаники. Местами в основании свиты залегают глыбы ($3,0 \times 1,0$ м) песчаника конкреционного и листоватого строения.

В нижних ее слоях, представленных на куполе Макат песками с фосфоритами, среди большого числа видов сеноманских моллюсков была обнаружена руководящая форма нижнего подъяруса сеномана — *Pecten asper* Lam. Выше залегают серые и желтовато-серые, в естественных обнажениях желтовато-бурые и охристые пески с прослоями (до 1 м) мелко- и среднезернистых песчаников, в отдельных частях известковистых и содержащих гальку фосфоритов и серых или темно-серых плотных глин. В песчаниках с гальками фосфоритов верхней части свиты обнаружены *Inoceramus cripsi* Mant. и др.

В настоящее время трудно дать полную литологическую характеристику вышележащей актулагайской свиты (до 46 м) — она обнажена плохо и керн из отвечающих ей интервалов скважин был отобран лишь частично. Судя по электрокаротажным диаграммам, она представлена переслаиванием пачек глин (5—15 м) и песков (до 5 м) (глины составляют свыше 50% ее разреза).

Фауна отложений сеномана Южной Эмбы многочисленна. В ее составе обнаружены: аммониты — *Placentriceras grossouvrei* Sem.,

Schloenbachia varians Sow., *Sch. coupei* Brongn., *Sch. intermedia* Schagре; актинокамаксы — *Actinocamax primus* Arkh.; пелеци-

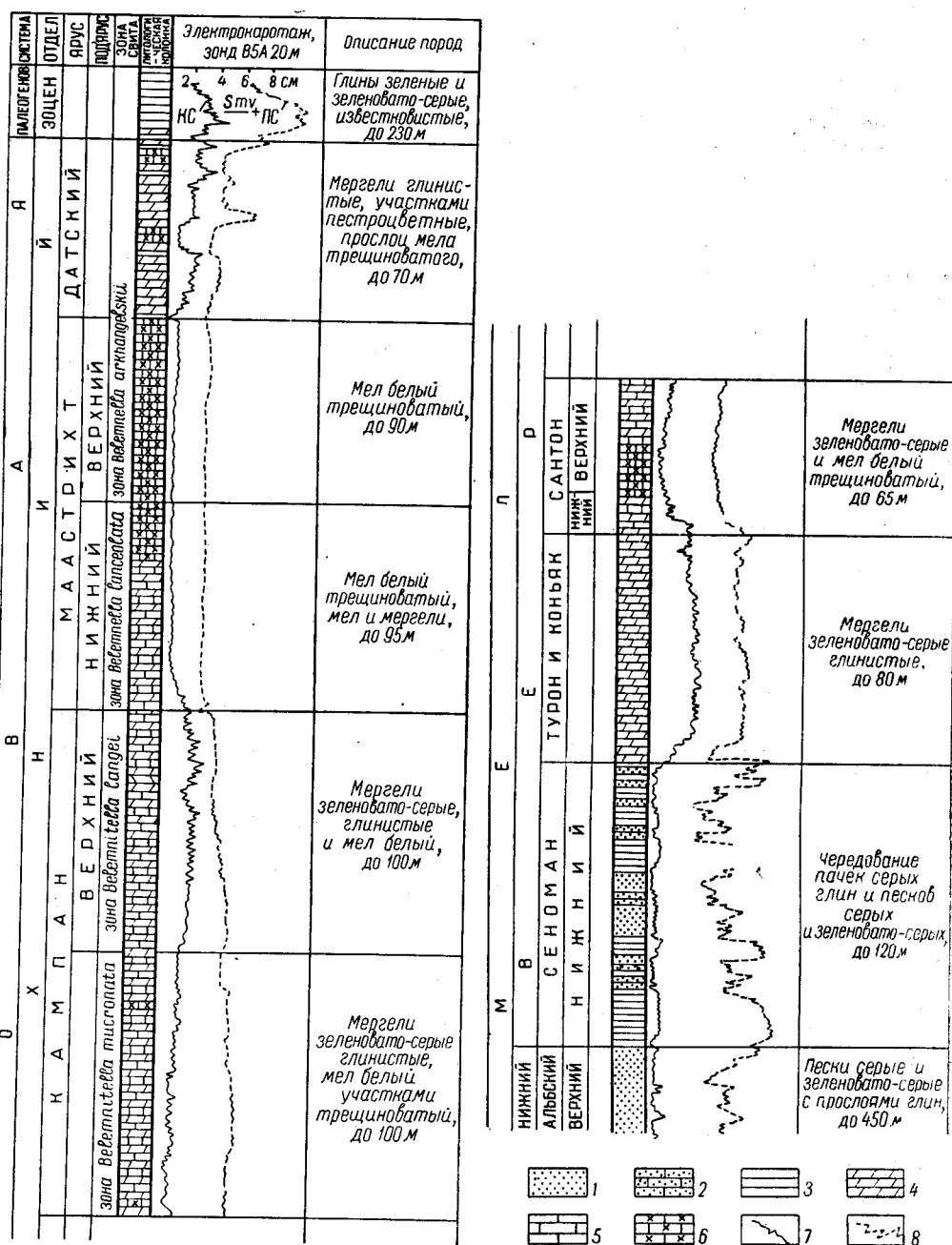


Рис. 65. Сводный разрез верхнемеловых отложений Южной Эмбы

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — мел; 6 — мел трещиноватый; 7 — кривая КС; 8 — кривая ПС

поды — *Inoceramus crispus* Mant., *I. crispus* Mant. var. *woodsii* Arkh., *I. etheridgei* Woods., *I. orbicularis* Münster., *I. sagisensis* Arkh., *Pecten asper* Lam., *Trigonia aliformis* Park. и др.; гастроподы —

Meretrix sp., *Pleurotomaria* sp., *Trochus* cf. *duodecincostatus* Hofm., *T. insulsus* Hofm., *Solarium planum* Hofm., *Melania* sp., *Aporhais* sp., *Pteroceras* sp., *Actacon avum* Dujard, *Avellana cassis* Orb.; брахиоподы — *Lingula kraussei* Dam., *Rhynchonella latissima* Sow.; черви — *Serpula gamigensis* Goldf. и зубы рыб. Максимальная мощность сеноманских отложений Южной Эмбы достигает 115 м.

На Подуральском плато отложения сеномана распространены широко, за исключением части, расположенной к востоку от меридиана купола Шубаркудук. Их обнажения известны на юго-западе (в урочище Актолагай, на куполах Ащисай, Карабатыр и др.), в бассейне верхнего течения р. Сагиз (на куполах Каражар, Карасакалмола, Телеумбет и др.), а также в верхнем течении р. Уил (на куполах Шубаркудук и Жаксымай). Наиболее полно отложения сеномана обнажены в юго-восточной части Подуральского плато и в бассейне р. Сагиз. В западной и юго-западных частях плато еще удается выделить свиты, подобные южноэмбенским. Здесь, как и на большей площади Южной Эмбы, обычно выделяются иткаринская, в основном глинистая, и азнагульская, преимущественно песчаная, свиты. Обнажения актолагайской, главным образом глинистой, свиты известны пока лишь в урочище Актолагай. Литологическая характеристика этих свит в общем идентична приведенному выше описанию тех же стратиграфических комплексов Южной Эмбы, поэтому здесь не приводится.

В отложениях иткаринской свиты урочища Карабатыр (среднее течение р. Эмбы) обнаружены *Pecten asper* Lam., *Tellina aralensis* Arkh., *Oxytoma pectinata* Sow., *Exogyra conica* Sow., а также комплекс фораминифер: *Gumbelina* ex gr. *globifera* (Reuss), *Turrilina* sp., *Anomalina* sp. и остракод: *Eocytheropteron saturniformis* Shar., *Bairdia subdeltoidea* Münst., *B. oviformis* Spreyer.

В отложениях азнагульской свиты урочищ Актолагай, Карабатыр и др. найдены *Placenticerus grossouvrei* Sem., *Pecten orbicularis* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Trigonia aliformis* Park. var. *atenuata* Lys., *Oxytoma pectinata* Sow., *Inoceramus crispus* Mant., *I. crispus* Mant. var. *woodsii* Arkh. и др.

Из отложений актолагайской свиты урочища Актолагай определены *Placenticerus* ex gr. *grossouvrei* Sem., *Inoceramus crispus* Mant., *I. sagisensis* Arkh., *Exogyra conica* Sow.

В бассейне верхнего течения р. Сагиз сеноманские отложения обогащены песчаным материалом и представлены чередованием горизонтов глин и песков (Колтыпин, 1951, 1957; Журавлев, 1960). С. Н. Колтыпин (1951) в разрезе отложений сеномана на куполе Левите-Мунайлисай выделил в их составе четыре горизонта глин, два горизонта песков и три горизонта, сложенные песками и песчаниками. В. С. Журавлев (1960)*, учитывая последовательность смены слоев в отложениях сеномана на куполах верхнего течения р. Сагиз (в том числе на куполе Левите-Мунайлисай), установил, что в основании местных разрезов прослеживается слой галечника, состоящего из мелкой, хорошо окатанной гальки кварца, кремня и обломков окаменевшей древесины. Галька содержится в зеленовато-серых среднезернистых песках, иногда переходящих в рыхлые ожелезненные песчаники. Среди галечника встречаются линзы темно-серых каолинизированных глин и линзовидные прослойки песков, содержащих гальку. В его кровле в зеленовато-желтых глауконитовых среднезернистых песках рассеяны желваки фосфорита, иногда образующие выдержанный гори-

* Редколлегия сочла необходимым дополнить авторский текст описанием эталонного разреза отложений сеномана в бассейне р. Сагиз (выше устья р. Нугайты).

зонт (до 0,4 м). Мощность слоя галечника достигает 1,7 м на куполе Левите-Мунайлисай, но по простиранию он замещается грубыми гравийными песками с единичными желваками песчаных фосфоритов или тонкой прослойкой рыхлого ожелезненного конгломерата с мелкой галькой кварца и угловатой галькой глин.

Вышележащие отложения зоны *Pecten asper* образованы пачкой (до 14,9 м) лиловато- и шоколадно-серых тонкослоистых глин с тонкими прослойками пепельно-серых тонкозернистых песков и песчаников, а также пачкой (до 10 м) желтовато-серых и зеленовато-желтых слюдястых мелко- и среднезернистых песков с одним или двумя горизонтами эллипсоидальных караваев (до 4×0,7 м) мелкозернистых песчаников. В кровле этой пачки песков проходит горизонт крупных серых желваков фосфорита, который можно принять за границу между зонами *Pecten asper* и *Schloenbachia varians*.

Отпечатки створок *Pecten asper* Lam. в нижних горизонтах сеномана найдены южнее, в разрезах урочища Карабатыр по р. Эмбе (Колтыпин, 1951), но не обнаружены в бассейне р. Сагиз. В песках и песчаниках встречены многочисленные *Exogyra conica* Sow., а также *Cucullaea* aff. *glabra* Park., *Inoceramus concentricus* Sow. (var. *angusta*?), *Oxytoma* aff. *tenuicostata* (Roem.), *Natica geinitzii* Orb., *Natica* sp., *Pecten* sp., *Turritella* sp., *Aporrhais* sp., *Dentalium* sp., *Schloenbachia* sp., *Placentriceras* sp., а в нижележащих глинах — единичные зубы акул *Scapanorhynchus gigas* Woodw.

Отложения зоны *Schloenbachia varians* образованы чередованием пачек песков и глин в такой последовательности (снизу вверх):

первая пачка песков табачно-желтых и зеленовато-серых, глауконитовых, слюдястых, глинистых, с рассеянной галькой кварца и с прослоями ожелезненных песчаников, переходящих по простиранию в конгломераты с галькой кварца (20 м); первая пачка глин темно-серых и буровато-серых, с прослоями желтовато-серых мелкозернистых песков и редкими прослойками песчаников, иногда с карманами размыва, заполненными глиняными катунами (16 м);

вторая пачка песков табачно-желтых и желтовато-серых, слюдястых, тонкозернистых, с многочисленными тонкими прослойками темно-бурых песчаников (9 м); вторая пачка глин серых, слюдястых, тонкопесчаных, с прослоями и линзами желтовато-серых и бурых тонкозернистых, иногда косослоистых песков (до 6 м);

третья пачка песков табачно-желтых и желтовато-серых, слюдястых, тонкозернистых, иногда косослоистых, с прослоями ржаво-серых глин и линзами темно-бурых тонкозернистых песчаников (до 6 м);

четвертая пачка песков зеленовато-желтых и зеленовато-серых, кварцево-глауконитовых, мелко- и тонкозернистых, в основании — с галькой песчаников или слоем грубых гравийных песков, внизу — с линзочками гравийных песков, сверху — с тонкими прослойками ржаво-бурых песчаников (до 1,2 м); третья пачка глин темно-серых, каолинизированных, с прослойками желтовато-серых тонкозернистых песков, в основании — со слоем глиняной гальки, иногда сцементированной окислами железа в рыхлый конгломерат (до 4 м);

пятая пачка песков желтовато-серых, тонкозернистых, переслаивающихся с тонкими прослойками ржаво-бурых песчаников (до 6 м); четвертая пачка глин темно-серых, плотных, переслаивающихся с тонкими прослойками желтовато-серых мелкозернистых песков (до 1,2 м).

Таким образом, отложения зоны *Schloenbachia varians* в бассейне р. Иргиз (выше устья р. Нугайты) представлены равномерным переслаиванием пачек песков и глин. В этих отложениях помимо *Schloenbachia varians* Sow. встречены *S. varians* Sow. var. *subtuberculata*

Sharpe., *S. coupei* Brong., *Placenticerus grossouvrei* Sem., *Pl. kharesmense* Lohus., *Inoceramus cripsi* Mant. var. *latus* Goldf., *Pecten orbicularis* Sow., *Oxytoma pectinata* Sow., *O. tenuicostata* (Roem.), *Panopaea recta* Orb., *Venus faba* Sow., *Cyprina* aff. *ligeriensis* Orb., *Cardium* aff. *alternans* Reuss, *Pectunculus* sp., *Cyprina* sp., *Thetis* sp., *Cithoraea* sp., *Lingula* sp., *Actinocamax* sp. (определения С. А. Доброва), а также кости плезиозавров, мелкие позвонки и зубы акул.

А. Д. Архангельский по сборам С. И. Миронова (1916) из отложений, относящихся к зоне *Schloenbachia varians*, определил многочисленные иноцерамы: *Inoceramus sagisensis* Arkh., *I. tersakanensis* Arkh., *I. cripsi* Mant. var. *woodsi* Arkh., но описание этих новых видов не опубликовал. С. А. Добров из коллекции, собранной в 1949 г. В. С. Журавлевым (1960), определил *Inoceramus sagisensis* sp. nov., *I. sagisensis* var. *crebircostata* sp., et var. nova. *I. sagisensis* var. *rari-costata* sp. et var. nova, *I. concentricus* Park. var. nova, но также не дал описания этих форм.

Мощность отложений зоны *Schloenbachia varians* в бассейне р. Сагиз достигает 60 м. Отложения верхнего сеномана — зоны *Acanthoceras rhotomagense* — в бассейне этой реки, равно как и повсеместно в Прикаспийской впадине, отсутствуют. Мощность сеномана — двух нижних зон этого яруса — в наиболее полных разрезах бассейна р. Сагиз достигает 75—85 м.

Фаунистически охарактеризованные отложения сеномана, представленные чередующимися глинами и песками, распространены на остальной площади Подуральского плато, за исключением его северо-восточной окраины. В отдельных разрезах сеномана в нижней части преобладают глины, а в верхней — пески. В основании яруса здесь обычно прослеживается невыдержанный по простираению слой грубо-зернистых песков с гравием кварца, кремня, яшм, фосфоритов и др. или фосфоритовый горизонт (до 0,3—0,5 м), гальки и желваки фосфоритов которого сгружены в глауконитовом песке.

В центральных районах Подуральского плато (на куполах Шубаркудук, Жаксымай и др.) отложения сеномана сложены желтовато-серыми и зеленовато-серыми среднезернистыми песками кварцевыми, участками глауконитовыми и глинистыми, с подчиненными прослоями серых глин, с линзами и прослоями песчаников. В основании сеномана здесь прослеживаются гравийные пески с глыбами («караваями») полного песчаника конкреционного строения (до 1,5 м в диаметре).

В песчаниках обнаружены *Placenticerus* sp., *Astarte* aff. *dangata* Orb., *Inoceramus cripsi* Mant., *I. orbicularis* Münst., *Pecten* cf. *puzosiamus* Math., *Exogyra conica* Sow., *Dreissensia lanceolata* Sow., *Turbo placidis* Hofm., *Trochus kutorgae* Hofm., зубы акул, рыбы позвонки и обломки костей рыб. Мощность отложений сеномана здесь местами достигает 50 м.

В северных районах Подуральского плато отложения сеномана изучены слабо. Имеющиеся данные показывают, что они сложены песчано-глинистыми породами и лишь по восточной окраине плато представлены преимущественно песками.

В основании сеномана здесь обычно проходит невыдержанный по простираению базальный горизонт (до 0,15—0,3 м), сложенный желтовато-серыми грубозернистыми песками кварцевыми, гравийными, с желваками и галькой фосфоритов, гальками кварца, кремня и других пород. Пески эти местами цементированы окислами железа, содержат фосфоритизированные остатки моллюсков, зубы акул и др.

Над базальным горизонтом прослеживается чередование глин и песчаников. Глины серые, темно-серые, зеленовато-серые и сиреневато-серые, слабо известковистые, с налетами серых алевроитов на плоскостях наслоения. Пески зеленовато- и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, участками глауконитовые, с подчиненными прослоями и караваеобразными конкрециями мелко- и среднезернистых песчаников и прослоями серовато-коричневых глин.

В упомянутых отложениях обнаружены *Schloenbachia varians* Sow., *Inoceramus cripsi* Mant., *Exogyra conica* Sow., *Dreissensia lanceolata* Sow., *Astarte* aff. *dangata* Orb., *Pecten* cf. *puzosiamus* Mant., *Turbo placidis* Hofm., *Trochus kutorgae* Hofm. и др., а также комплекс фораминифер (по определению А. С. Посадкой): *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *Hedbergella* cf. *infracretacea* (Glaessn.), *Marginulina jonesi* Reuss. Мощность сеноманских отложений здесь иногда достигает 50 м.

Турон и коньяк

Ввиду однородности туронских и коньякских отложений Прикаспийской впадины и отсутствия между ними четкой границы произвести разделение их, основываясь лишь на петрографическом составе пород, невозможно. Такое разделение, а также выделение подъярусов в составе литологически однообразных туронских и коньякских отложений может быть осуществлено лишь при анализе распределения комплексов фораминифер.

Туронские и коньякские отложения широко распространены в западной части Прикаспийской впадины (к западу от меридиана 56°). Они отсутствуют лишь в присводовых частях крыльев некоторых куполов и на сводах многочисленных открытых при доверхнеплиоценовом срезе соляных массивов куполов междуречья Урала и Волги. В восточной части Прикаспийской впадины туронские и коньякские образования на обширных площадях отсутствуют. Они установлены лишь в некоторых глубоко погруженных межкупольных депрессиях, компенсационных мульдах, а также на далекой периферии крыльев отдельных куполов.

В западной части Прикаспийской низменности, в пределах междуречья Урала и Волги, туронские и коньякские отложения обычно сложены карбонатными породами и лишь по северной и северо-западной ее окраинам в их строении значительное участие принимают терригенные образования.

В юго-восточной части междуречья, на куполах Черная Речка, Кусанбай, Новобогатинск-Сугур, Камышитовом и др., они представлены зеленовато-серыми и серыми мергелями с подчиненными прослоями глинистых и песчанистых мергелей, а также чистого белого и зеленовато-белого мела и известняков.

В мергелях установлено два комплекса фораминифер: нижний, туронский, с *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Gaudryina variabilis* Mjatl., *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Stensiöina praexsculpta* (Keller), *Anomalina ammonoides* Reuss и др., и верхний, коньякский, с *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Bolivinita eleyi* (Cushman), *Stensiöina* aff. *exsculpta* (Reuss), *Praeglobotruncana marginata* (Reuss), *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl. и др. (Колтыпин, 1961). Мощность туронских и коньякских отложений здесь равна 40—45 м.

В юго-западных районах междуречья (Астрахань, Жамбай и др.) отложения турона и коньяка представлены мергелями и известняками (более 40 м) с комплексами туронских и коньякских фораминифер.

В центральных, северных, северо-западных и западных районах междуречья Урала и Волги эти отложения установлены на Аукетайчагыле, Жаныбеке, Фурмановской площади, Новоузенске, Харкине I, Эльтоне, в Николаевской опорной скважине и в других пунктах. Они сложены светло-серыми известняками пелитоморфными, мелкокристаллическими, участками слоистыми, неравномерно глинистыми и песчанистыми, с прослоями (в верхней части) зеленовато-серых, слюдястых мергелей.

В Новоузенской опорной скважине в нижней части туронских и коньякских отложений (до 17 м), вероятно отвечающей турону, установлен комплекс фораминифер: *Stensiöna praexculpta* (Keller), *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. cf. infrasantonica* Balachm. (видимо, *A. praeinfrasantonica* Mjatl.), *Bolivinita* sp. В верхней части этих отложений (до 44 м), по-видимому соответствующей коньяку, обнаружены фораминиферы *Anomalina kelleri* Mjatl., *A. thalmanni* (Brotz.), *Stensiöna emcherica* Bar., *Globorotalites multiseptus* Br. и др.

Несколько особняком стоит разрез Аралсорской сверхглубокой скважины (Чарыгин и др., 1964), в которой отложения турона и коньяка представлены серыми и зеленовато-серыми известковистыми глинами (до 50 м). Эти глины содержат комплекс фораминифер: *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Anomalina* aff. *kelleri* Mjatl., *A. aff. moniliformis* (Reuss), *Cibicides eriksdalensis* Brotz. и др.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения турона и коньяка пользуются широким распространением и установлены во многих пунктах — на куполах Бискудук, Булдуурты, Жамбейты, Елтоқ, Жетыколь, Индер, Карабеке, Массабие, Оленты, Сассай, Тобекудук, Урсай, Шалкар, Шоктыбай и др.

В основании турона обычно прослеживается горизонт песчанистых мергелей с гальками и желваками фосфоритов, с моллюсками, зубами акул и др. (на куполах Елтоқ, Сассай, Тобекудук, Шалкар и др.). Местами эти песчанистые мергели сцементированы песчано-фосфатным цементом в фосфоритовую плиту мощностью 0,1—0,15 м (Булдуурты, Индер и др.). Иногда мергели замещаются серыми кварцево-глауконитовыми песчаниками с известковым цементом, с желваками и гальками фосфоритов, с гравием кварцевых и кремневых пород. Мощность базального горизонта турона достигает 0,5—1 м.

Отложения турона и коньяка образованы светло-серыми, зеленовато- и голубовато-серыми, серовато-желтыми мергелями плотными, участками глинистыми и песчанистыми, с пятнами ожелезнения, зеленовато-серыми и серыми глинами, слабо песчанистыми и известковистыми. В глинах и мергелях заметны фукоиды, выполненные мелом, мергелем (в глинах) и глинами (в мергелях).

В упомянутых отложениях обнаружены *Scaphites* cf. *geintzi* Orb., *Belemnitella* sp., *Inoceramus lamarcki* Park., *I. apicalis* Woods, *I. websteri* Mant., *I. costellatus* Woods, *I. stilley* Heinz., *I. aff. striato-concentricus* Gumb., *I. ex gr. gradatus* Eg., *I. wandereri* Andert., *I. cf. kleini* Andert., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea nikitini* Arkh., *Spondylus spinosus* (Sow.), *Conulus subrotundus* Mant., *C. subconicus* Orb., *Micraster leskei* Desm., зубы акул и др. (определения М. М. Москвина, Д. П. Найдина, Н. П. Сидоровой и др.). В приведенном списке фауны имеются руководящие формы верхнего

подъяруса турона (*Scaphites* cf. *geinitzi* Orb., *Inoceramus lamarcki* Park., *I. apicalis* Woods) и коньяка (*Inoceramus wandereri* Woods, *I.* cf. *kleini* Andert.). Руководящие формы нижнего подъяруса турона здесь не установлены.

Нижнетуронские отложения в восточной части Прикаспийской низменности отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение. На это указывают находки верхнетуронских моллюсков в базальном слое турона (*Scaphites* cf. *geinitzi* Orb.) или в нижней части мергелей и глин этого яруса (*Inoceramus lamarcki* Park.). Коньякские иноцерамы, равно как и комплексы коньякских фораминифер, установлены в верхних горизонтах турон-коньякских отложений.

В упомянутых отложениях обнаружены комплексы фораминифер турона (*Bolivina eowigeriniformis* Keller, *Textularia trochus* Orb., *Anomalina ammonoides* Reuss и др.), и коньяка (*Planulina schloenbachi* (Reuss) var. *kalinini* Mjatl., *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *Stensioina praexsculpta* (Keller и др.).

Максимальная мощность туронских и коньякских отложений в восточной части Прикаспийской низменности превышает 70—75 м.

На Южной Эмбе туронские и коньякские отложения представлены зеленовато-серыми и серыми чистыми мергелями, с подчиненными прослоями глинистых и песчаных мергелей, белого и зеленовато-белого чистого и глинистого мела. В их основании обычно залегают слои (до 1 м) песчанистого мергеля с гальками и желваками фосфоритов.

В нижней части их разреза, по-видимому отвечающей турону, встречены *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park., *Ostrea arrialoorensis* Stolicz., *O. semiplana* Sow. var. *flabeliformis* Nilss., *Rhynchonella* cf. *menardi* Orb., *Terebratula gracilis* Schloth., *Conulus subrotundus* Mant. и комплекс фораминифер: *Spiroplectamina prae-longa* (Reuss), *Gaudryina variabilis* Mjatl., *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Stensioina praexsculpta* (Keller), *Anomalina ammonoides* (Reuss) и др. Для коньякских отложений характерен комплекс фораминифер: *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Bolivinita eleyi* (Cushman), *Stensioina* aff. *exsculpta* (Reuss), *Praeglobotruncana marginata* (Reuss), *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl. и др.

Мощность туронских и коньякских отложений в районе Южной Эмбы достигает 90 м, из которых на долю отложений турона приходится до 55 м, коньяка — до 35 м (Колтыпин, 1961).

На Подуральском плато, в его южной части, туронские и коньякские отложения известны в районе, тяготеющем к среднему течению р. Эмбы (урочища Актолагай, Карабатыр и др.). На остальной площади они сохранились в периферических частях отдельных куполов (Соркудук, Тамдыколь, Тюбелес, Беттау, Акжар и др.) и в глубоко погруженных межкупольных депрессиях.

В разрезах, тяготеющих к среднему течению р. Эмбы, туронские и коньякские отложения представлены теми же зеленовато-серыми и серыми мергелями с прослоями глинистых песчаных мергелей и белого мела, что и образования тех же стратиграфических подразделений на Южной Эмбе.

Упомянутые породы содержат подобные южноэмбенским руководящие формы моллюсков (*Inoceramus labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park. и др.), а также комплексы фораминифер.

Мощность отложений турона и коньяка в бассейне среднего течения р. Эмбы достигает 70—80 м.

Севернее туронские и коньякские образования сложены мергелями серыми, участками плотными, и глинами серыми и светло-серыми.

слюдистыми, песчанистыми и известковистыми, иногда содержащими охристые пятна. Местами в основании их разрезов (Кызылбулак) залегают серые известковистые и глинистые слабо сцементированные песчаники с галькой фосфоритов.

В этих отложениях обнаружены *Prionotropis woolgari* Mant., *Actinocamax* sp., *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park., *Neithea quinquecostata* Sow., *Conulus subrotundus* Mant. и др., а также комплексы фораминифер турона и коньяка, подобные южно-эмбенским.

Мощность туронских и коньякских отложений в межкупольных депрессиях достигает 50 м.

В северной части Подуральского плато, в Утвинско-Хобдинском районе, распространение туронских и коньякских отложений недостаточно хорошо изучено. Отложения установлены в бассейнах рек Большая Хобда, Уил и их притоков, по периферии куполов (Акраб, Майлисай и др.) и в отдельных межкупольных депрессиях.

Они сложены известковистыми песчаниками, глинами и мергелями, причем в северной, северо-восточной и восточной частях района в их составе значительное участие принимают глины и песчаники, а на остальной территории — мергели. Глины турона и коньяка оливково-зеленые и светло-серые с зеленоватым оттенком, плотные, известковистые, участками песчанистые, с включением корочек лимонита и с прослоями зеленовато-серых мергелей и известковистых песчаников. Песчаники известковистые, грубозернистые, участками содержат гравий различных пород и единичные желваки фосфоритов. Мергели светло-серые, плотные, иногда глинистые и слабо песчанистые, с прослоями зеленовато-серых глин и известковистых песчаников. Почти повсеместно в основании турона располагается либо горизонт глауконитовых песчаников, песков и мергелей с желваками фосфоритов и гравием различных пород (до 1 м), либо сплошная фосфоритовая плита (до 0,2—0,4 м).

В этих породах найдены *Prionotropis woolgari* Mant., *Actinocamax intermedius* Arkh., *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. ex gr. lamarcki* Park., *I. ex gr. apalensis* Böse, *I. cf. costellatus* Woods, *I. cf. apicalis* Woods, *I. aff. schloenbachi* Böhm., *I. ex gr. gradatus* Eg., *I. websteri* Mant., *I. cf. stilley* Heinz., *I. striatoconcentricus* Gumb., *I. cf. kleini* Adernt., *Plicatula ex gr. barroisi* Peron, *Neithea quinquecostata* Sow., *N. secrostata* Woods, *Clamys cf. cretosus* (Defr.), *Spondylus spinosus* (Sow.), *S. cf. dutempleana* Orb., *Conulus subrotundus* Mant., *Micraster cf. leskei* Desh., зубы акул и др. (определения М. М. Москвина, Д. П. Найдина, Н. П. Сидоровой, М. М. Павловой и др.). В них же Ю. П. Никитина, А. С. Посадская и др. выявили два комплекса фораминифер: туронский, с *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Gaudrina variabilis* Mjatl., *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Bifarina regularis* Keller, *Stensiöina praexsculpta* (Keller), *Anomalina berthelini* Keller, *A. kelleri* Mjatl., *A. ammonoides* (Reuss) и др., и коньякский, с *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Bolivinita eleyi* Cushman, *Stensiöina emscherica* Barusch., *A. thalmani* (Brotz.) и др. Следует отметить, что почти во всех разрезах обнаружена фауна верхнего турона и коньяка. Нижнетуронские формы (*Inoceramus labiatus* Schloth. и др.) найдены лишь в южной части Утвинско-Хобдинского района, на Ащекумдинско-Каиндинском водоразделе.

Мощность туронских и коньякских отложений в северной части Подуральского плато достигает 60 м.

Сантон

В составе отложений сантона Прикаспийской впадины различаются породы нижней (с *Inoceramus cardissoides* Goldf.) и верхней (с *Oxytoma tenuicostata* Goldf.) зон этого яруса.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения сантона еще плохо изучены. Выделение в их составе пород нижнего и верхнего сантона произведено лишь в юго-восточных районах (на куполах Черная Речка, Кусанбай, Новобогатинск-Сугур, Грань, Камышитовом и др.).

По данным Я. С. Эвентова и других исследователей, на территории междуречья Урала и Волги выделяются три основных типа отложений сантона: глинистый (северо-западная окраина междуречья: Николаевская опорная скважина, Кумысолечебница, Верхний Балыклей, Катричев и др.), глинисто-мергельный (северные районы междуречья: Новоузенск — оз. Шалкар, а также узкая полоса между Каменным Яром, Эльтоном, Новоузенском) и мергельно-известняковый (остальная территория междуречья). Попутно отметим, что в юго-восточных районах междуречья, на куполах Черная Речка, Кусанбай, Новобогатинск-Сугур, Камышитовом и др., известняки почти полностью замещаются белым пишущим мелом, ввиду чего распространенный здесь тип отложений правильнее именовать мергельно-меловым.

На северо-западной окраине междуречья Урала и Волги (Николаевская опорная скважина, Верхний Балыклей, Катричев и др.) отложения сантона сложены глинами серыми и темно-серыми, известковистыми, с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей, известняков и опок. В северных районах междуречья (Новоузенская опорная скважина, Эльтон, Каменный Яр и др.) в строении этих отложений значительная роль наряду с глинами принадлежит мергелям. В центральных его районах (Аралсорская сверхглубокая скважина, Новая Казанка и др.), а также на его юго-западной окраине отложения этого яруса сложены мергелями и известняками.

Мощность отложений сантона достигает на северо-западной окраине и в северных районах междуречья Урала и Волги 60 м, в центральных его районах и на юго-западной окраине — 65 м.

На разведочных площадях центральных районов междуречья отложения сантона представлены в нижней части мергелями зеленовато-серыми, глинистыми, рыхлыми; в средней части — известняками белыми, плотными, в верхней части — мергелями светло-серыми, плотными (Чарыгин и др., 1964).

В отложениях сантона этих районов установлен комплекс фораминифер: *Gaudryina tricarinata* Mjatl., *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. aff. infrasantonica* Balachm., *A. stelligera* (Marie), *A. umbilicatula* Mjatl., *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Bolivinita eleyi* Cushman и др.

Несколько иной состав имеют отложения сантона в юго-западных районах междуречья (Астрахань и др.), где они сложены тремя пачками пород: нижней и верхней известняковыми и средней глинисто-мергельной.

В этих породах обнаружен комплекс фораминифер: *Gaudryina laevigata* Franke, *Eggerella trochoides* Reuss, *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. stelligera* (Marie), *A. thalmani* Brotz., *Bullmina brevis* Orb. и др. (Мирзоев и др., 1962).

На юго-восточной окраине междуречья (на куполах Черная Речка, Кусанбай, Новобогатинск-Сугур, Грань, Камышитовом и др.) повсеместно выделяются отложения нижнего и верхнего сантона.

Отложения нижнего сантона (до 25—30 м) в нижней части сложены мергелями серыми и зеленовато-серыми, глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого, участками рыхлого мела и с базальным слоем (до 0,5 м) песчанистого мергеля, содержащего гальку различных пород и единичные желваки фосфоритов. В верхней части они представлены белым рыхлым пишущим мелом с прослоями зеленовато-серых плотных мергелей.

Отложения нижнего сантона содержат комплекс фораминифер: *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Spiroplectamina rosula* (Ehr.), *Anomalina infrasantonica* Balachm., *Epcnides concinna* Brotz., *Stensioina exsculpta* (Reuss) и др.

Отложения верхнего сантона (до 45 м) в нижней части сложены белым, рыхлым пишущим мелом, с прослоями серых и зеленовато-серых глинистых и песчанистых мергелей, а в верхней — серыми и зеленовато-серыми мергелями, глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого рыхлого мела.

Отложения верхнего сантона содержат комплекс фораминифер: *Gaudryina laevigata* Franke, *Ataxophragmium orbignyaeformis* Mjatl., *Bolovinooides decoratus* (Jon.), *Anomalina clementiana* (Orb.), *Cibicides temirensis* Vass. и др.

Общая мощность сантонских отложений на междуречье Урала и Волги местами достигает 100 м.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения сантона распространены широко и изучены на куполах Жамбейты, Елтоқ, Индер, Карабек, Крыккудук, Матенкожа и др. В большей части разрезов выделяются отложения нижнего и верхнего сантона.

В основании нижнего сантона обычно прослеживается базальный горизонт (до 0,1—0,3 м), сложенный светло-серыми глауконитовыми известковистыми песчаниками или песчанистыми мергелями с мелкой фосфоритовой галькой. Над ним залегают белые, зеленовато- или голубовато-серые мергели, участками глинистые и песчанистые, с маломощными прослоями зеленовато-серых алевроитов, с прослоями и горизонтами белого пишущего мела или белых, с зеленоватым оттенком, плотных известняков, с кристаллами пирита и кальцита. В северных разрезах (возвышенность Сассай) эти отложения содержат прослой и горизонты (до 3,5 м) глин.

В нижнесантонских отложениях восточной части Прикаспийской низменности обнаружен комплекс фораминифер: *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. pertusa* Marss., *A. umbilicatula* Mjatl., *Stensioina exsculpta* (Reuss) и др. Мощность отложений нижнего сантона достигает 35 м.

Отложения верхнего сантона сложены мергелями белыми и зеленовато-серыми, участками плотными, с прослоями зеленовато-серых известковистых глин.

В упомянутых отложениях встречены: *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax* aff. *propinquus* Mob., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Oxytoma tenuicostata* Roem., единичные *Inoceramus* cf. *mülleri* Petr., *Pycnodonta clavata* Nilss., *Liostrea* cf. *bauecheroni* Qoc., а также комплекс фораминифер: *Spiroplectamina rosula* Ehr., *Gaudryina laevigata* Franke, *Arenobulimina obliqua* (Orb.), *Stensioina* aff. *exsculpta* (Reuss), *Anomalina stelligera* (Marss.), *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.). Мощность отложений верхнего сантона достигает 50 м.

На Южной Эмбе в составе отложений сантона повсеместно выделяются породы нижнего и верхнего сантона (Колтыпин, 1957, см. рис. 22, 24).

Нижний сантон представлен чередованием мергелей и мела. По литологическому составу и данным электрокаротажа его отложения разделяются на нижнюю и верхнюю части.

Нижняя часть нижнего сантона (до 9 м) сложена мергелями серыми и зеленовато-серыми, глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого чистого мела и в основании со слоем мергеля (до 0,5 м), содержащего желваки фосфоритов.

Верхняя часть нижнего сантона (до 19 м) представлена белым рыхлым пишущим мелом, переслаивающимся с зеленовато-серыми плотными мергелями.

В отложениях нижнего сантона обнаружены: *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Inoceramus cardissoides* Goldf., *Gryphaea vesicularis* Lam. и др., а также комплекс фораминифер: *Spiroplectamina rosula* (Ehr.), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides concinna* Brotz., *Anomalina ammonoides* (Reuss) var. *crassisepta* Mjatl., *A. thalmani* (Brotz.), *A. infrasantonica* Balachm. Мощность отложений нижнего сантона Южной Эмбы достигает 25 м.

Отложения верхнего сантона по данным литологии, электрокаротажа и комплексам фораминифер также разделяются на две части: нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть верхнего сантона образована белым чистым рыхлым мелом, с прослоями серых и зеленовато-серых глинистых и песчанистых мергелей. Отложения эти выделяются по появлению *Bolivinoidea decoratus* (Ю.п.), *Anomalina clementiana* var. *clementiana* (Orb.) и др. В них изредка еще встречаются *Gaudryina laevigata* Franke, но совершенно исчезают *Anomalina infrasantonica* Balachm., *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller.

Верхняя часть верхнего сантона сложена серыми и зеленовато-серыми мергелями, глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого рыхлого мела.

Эти отложения характеризуются присутствием *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Cibicides temirensis* Vass., а также наличием смешанного комплекса фораминифер сантона и кампана, с появлением переходных форм от *Ataxophragmium* к *Orbignyna*. Присутствие более древних *Gaudryina laevigata* Franke и *Planulina schloenbachi* (Reuss) дает основание отнести вмещающие отложения к сантону.

В верхнесантонских отложениях Южной Эмбы обнаружены *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Oxytoma tenuicostata* Roem., *Inoceramus* sp., *Spondylus spinosus* Sow., *Ostrea subsemiplana* Arkh., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra lateralis* Nils., *Terebratulina striata* Mant., *Echinocorys* sp., *Serpula* sp.

Мощность отложений верхнего сантона достигает 43 м (Колтыпин, 1957; Василенко и Мятлюк, 1947).

На Подуральском плато, в его южной части, отложения нижнего сантона на западе сложены мергелями, а на востоке — песками, песчаниками и глинами в различных сочетаниях (Колтыпин, 1957, рис. 22).

На западе в среднем течении рек Эмбы и Сагиз, к ним относятся белые и зеленовато-серые мергели (20—25 м), участками глинистые и песчанистые, с прослоями белых и зеленовато-серых глин.

Напротив, на востоке, между верховьями рек Сагиз и Уил, они представлены слоем фосфоритовых желваков с примесью кварцевой гальки, залегающим в светлых зеленовато-желтых известковистых глауконитовых песчаниках или в темно-серых, иногда зеленовато-серых известковистых глинах с тонкими прослойками серых кварцевых разно-

зернистых песков. К северу и востоку от г. Темир они образованы песками с желваками фосфоритов и гравием различных пород, заключенных между двумя фосфоритовыми плитами. На куполах Мортук и Бактыгорын песчаники с желваками фосфоритов и галькой кварца покрываются фосфоритовой плитой (0,1—0,15 м). Мощность отложений нижнего сантона на востоке Подуральского плато сокращается до нескольких метров.

В нижнесантонских отложениях обнаружены *Belemnitella praecursor* Stoll. и ее варианты (*B. praecursor* Stoll. var. *lakkaragensis* Kolt. и др., *B. sarkramensis* Kolt.), *Actinocamax* aff. *toucasi* Janet, *A. intermedius* Arkh., *A. propinquus* Mob., *A. propinquus* Mob. var. *uilicus* Kolt., *A. verus* Mill., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Inoceramus cardissoides* Goldf., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea flabelliformis* Nilss. и др., а также комплекс фораминифер: *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. aff. infrasantonica* Balachm., *A. costulata* (Marie), *A. aff. stelligera* (Marie), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *A. pertusa* Marss., *Praeglobotruncana marginata* Reuss. и др. Находки в этих отложениях на куполе Сорколь *Inoceramus cardissoides* Goldf. и характерного комплекса фораминифер подтверждают их раннесантонский возраст.

Отложения верхнего сантона в юго-западных и западных районах южной части Подуральского плато сложены белыми и зеленовато-белыми мелоподобными мергелями, участками глинистыми, в нижней части обычно песчанистыми.

В восточных районах южной части Подуральского плато они представлены глинами с прослоями песков. По правобережью р. Темир, а также на водораздельных пространствах между верховьями рек Сагиз и Эмбы (на куполах Сухур, Уркур, Бактыгорын, Итассай, Курсай и др.) отложения верхнего сантона образованы зеленовато-серыми сильно известковистыми глинами с маломощными прослойками охристых песков и зеленовато-серых мергелей. В этих глинах крайне редко встречаются створки *Oxytoma tenuicostata* Roem.

Между тем чуть восточнее слияния рек Темир и Эмбы, на куполах Мортук и Кенкияк, к отложениям верхнего сантона принадлежат уже глины серые, темно-серые, зеленовато- и синевато-серые, плотные, с прослоями мелко- и среднезернистых песков и зеленовато-желтых глин, с кристаллами гипса и конкрециями пирита. В нижней и средней частях разреза глин иногда присутствуют прослои мергелей. Глины здесь уже содержат большое количество створок *Oxytoma tenuicostata* Roem.

В верхнесантонских отложениях южной части Подуральского плато обнаружены *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax toucasi* Janet., *A. lundgreni* Stoll., *A. propinquus* Mob., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Oxytoma tenuicostata* Roem. и др., а также комплекс фораминифер: *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *Cibicides temirensis* Vass., *A. clementiana* (Orb.), *A. stelligera* (Marie) и др.

В отдельных разрезах (на куполе Левите-Мунайлисай и др.) Е. В. Мятлюк по микрофауне разделила верхнесантонские образования на две части. По ее данным, отложения нижней части верхнего сантона или зоны «нехарактерных» фораминифер содержат *Spiroplectammina rosula* (Ehr.), *Ataxophragmium variabilis* Orb., *Gümbelina globifera* Reuss, *Bulimina brevis* Orb. и др., а породы верхней части верхнего сантона или зоны *Ataxophragmium orbignynaeformis* включают *Spiroplectammina rosula* (Ehr.), *Gaudryina laevigata* Franke, *Arenobuli-*

mina obesa (Reuss), *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Gumbelina globifera* Reuss и др.

Мощность отложений верхнего сантона в западных и юго-западных районах южной части Подуральского плато местами достигает 50 м, а общая мощность пород сантона — 70 м. На востоке Подуральского плато мощность отложений верхнего сантона, как и нижнего, определяется первыми метрами.

В северной части Подуральского плато, в Утвинско-Хобдинском районе, в основании отложений сантона прослеживается базальный горизонт песчанистого мергеля с желваками и гальками фосфоритов и с гравием различных пород. В юго-восточных районах (Игибай и др.) базальный горизонт в нижней части (до 2 м) представлен песками крупнозернистыми, глауконитовыми, с галькой кварца и других пород, а также с желваками фосфоритов, а в верхней (до 4 м) — глинисто-песчанисто-мергельными породами: светло-серыми глинистыми известковистыми разнозернистыми песками, светло- и зеленовато-серыми известковистыми глинами и зеленовато-серыми глинистыми и песчанистыми мергелями с рассеянными желваками фосфоритов, иногда цементированными песчанистым цементом в фосфоритовую плиту (до 0,1 м).

На левобережье р. Карахобда в основании отложений сантона залегают светло-желтые и зеленовато-серые глауконитовые разнозернистые пески с двумя горизонтами (0,2—0,4 м) желваков фосфоритов, разделенными слоем песков (до 0,5 м). Пески в верхней части обогащены прослоями глин и покрываются фосфоритовой плитой (до 0,2 м). Общая мощность базального горизонта сантона в разрезе по р. Карахобда превышает 3,5 м.

На большей части площади Утвинско-Хобдинского района вышележащая часть разреза отложений сантона сложена серовато-белыми и желтовато-серыми мергелями, участками глинистыми и песчанистыми, с прослоями зеленовато-серых плотных сильно известковистых глин и точечными вкраплениями лимонита. В северных (Ветлянка, Линевская антиклиналь и др.) и восточных (Игибай и др.) районах эти мергели частично замещаются серовато-белыми известковистыми глинами.

В сантонских отложениях Утвинско-Хобдинского района обнаружены *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax propinquus* Mob., *A. cf. laevigatus* Arkh., *A. cf. intermedius* Arkh., *A. verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *A. toucasi* Janet., *Inoceramus* sp., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *O. semiplana* Sow. var. *flabeliformis* Nilss., *O. canaliculata* Sow., *Neithea* aff. *quincocostata* Orb., *Pectunculus* sp., *Terebratula carnea* Sow., *Rhynchonella* sp., зубы акул *Odontaspis gigas* Woods, *Scapanorhynchus raphiodon* Agass., а также фораминиферы, остракоды и др.

В отдельных разрезах (на куполах Бабатай, Егинды и др.) в составе отложений сантона, основываясь на содержащихся в них комплексах фораминифер, возможно выделить два подъяруса: нижний (свыше 20 м), со *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. aff. infrasantonica* Balachm. и др., и верхний (более 30 м), с *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *A. variabilis* Orb., *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *A. cf. clementiana* Orb., *A. stelligera* (Marie), *Stensiöina exsculpta* (Reuss) и др.

Мощность сантонских отложений в наиболее полных разрезах Утвинско-Хобдинского района достигает 50 м.

Кампан

На значительной части площади Прикаспийской впадины, за исключением северо-западной ее окраины и территории, расположенной к востоку от линии Переволоцкая — Чингис — Тамдыколь — Каражар, отложения нижнего кампана * представлены карбонатными породами: белым пишущим мелом, известняками и мергелями (Колтыпин, 1957, рис. 26). На северо-западной окраине Прикаспийской впадины они представлены песчано- и опоко-глинистыми породами, а в ее восточной части (к востоку от отмеченной выше линии) — глинами с прослоями мелкозернистых песков, количество которых в восточном направлении возрастает.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги к востоку от линии Мартыши — Аукетайчагыл, отложения нижнего кампана (свыше 100 м) сложены чередующимися слоями белого пишущего мела и зеленовато-серых мелоподобных мергелей, иногда с прослоями серых и зеленовато-серых известковистых глин.

В остальной части междуречья (в районе Астрахани и Аралсорской сверхглубокой скважины, на куполах Баскунчак, Аукетайчагыл, Акмай и др.) они представлены серыми пелитоморфными глинистыми известняками (до 100—110 м) плотными и трещиноватыми, с прослоями белого пишущего мела и серых глинистых мергелей.

К северо-западу отложения нижнего кампана обогащаются прослоями глин и опок. По северо-западной окраине низменности они сложены серыми и зеленовато-серыми известковистыми глинами, мелко- и среднезернистыми песками и опоками (свыше 40—45 м).

В отложениях нижнего кампана междуречья Урала и Волги обнаружены *Belemnitella mucronata* (Schloth.) и комплекс фораминифер: *Orbignyna sacheri* Reuss, *Voloshinowella aequigranensis* Marie, *Cibicides aktulagayensis* Vass. и др.

Отложения верхнего кампана (зона *Belemnitella langei*) в пределах междуречья Урала и Волги пока хорошо изучены лишь в его юго-восточных районах (на куполах Грань, Камышитовом, Кусанбай, Мартыши, Новобогатинск-Сугур, Черная Речка и др.). В последние годы их наличие установлено также на всей остальной территории южной окраины междуречья (на Астраханских разведочных площадях, куполе Жамбай и др.), а также на отдельных участках центральной части междуречья (на куполах Аралсор, Аукетайчагыл и др.).

В юго-восточных районах междуречья Урала и Волги отложения верхнего кампана представлены чередованием слоев белого пишущего мела, белых и светло-серых песчанистых и глинистых мергелей. По южной и юго-западной окраинам междуречья, а также на отдельных разведочных площадях центральных и восточных его районов (на куполах Аукетайчагыл, Акмай, Ушкультас и др.) они образованы мелоподобными мажущимися известняками, белым рыхлым мелом, песчанистыми и глинистыми мергелями. К северу и северо-западу от купола Аукетайчагыл эти отложения резко обогащаются терригенным материалом. В районе купола Аралсор они сложены глинами серыми и зеленовато-серыми, опоковидными, плотными, с раковинистым изломом, участками известковистыми (Чарыгин и др., 1964). Наконец, на северо-западной

* Автор описания верхнемеловых отложений Прикаспийской впадины — С. Н. Колтыпин рассматривал отложения кампана в объеме зоны *Belemnitella mucronata*. Зону *B. langei* он условно описывал как нижнюю зону маастрихта, подчеркивая дискуссионность вопроса о ее стратиграфическом положении. Следуя последним решениям МСК, редколлегия рассматривает эту зону в составе отложений кампана и вносит соответствующие изменения в авторский текст.

окраине междуречья, в Саратовском и Волгоградском Поволжье, отложения верхнего кампана представлены глинами серыми и зеленовато-серыми, кремнистыми, участками песчанистыми (Барышникова и др., 1961).

В отложениях верхнего кампана междуречья Урала и Волги обнаружен комплекс фораминифер: *Eponides mskvini* (Keller.), *Cibicides veltzianus* (Orb.), *Bolivina kalinini* Vass., *Buliminella laevis* (Beiss.) и др.

Мощность отложений верхнего кампана в наиболее полных разрезах достигает 50—55 м.

В восточной части Прикаспийской низменности, в районах, тяготеющих к р. Урал, нижний кампан представлен глинами зеленовато-серыми, известковистыми, с прослоями серых и зеленовато-серых глинистых мергелей. На остальной площади сложен белыми и светло-серыми мелоподобными и зеленовато-серыми глинистыми мергелями, с прослоями зеленовато-серых плотных известковистых глин и белого пишущего мела. В основании этих отложений иногда прослеживается слой (до 0,1 м) желваков фосфорита, сгруженных в разнородных песках или песчанистых мергелях.

В упомянутых отложениях этого района встречены *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. mucronata minor* Jeletz., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev, *I. cf. helnleini* Müll., *I. cf. mülleri* Petr., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Cyclaster gubbus* Lam., фораминиферы и др. На основании анализа комплексов фораминифер Ю. П. Никитина выделила две части разреза отложений нижнего кампана: нижнюю, с *Anomalina clementina* (Orb.), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Stensjöina exsculpta* (Reuss), *Bolivinooides watersi* Cushman и др., и верхнюю, с *Orbignyna* ex gr. *sacheri* (Reuss), *Voloshinowella aquisgranensis* (Beiss.), *Heterostomella praefoveolata* Mjatl., *Neoflabellina rugosa* (Orb.), *Stensjöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina monterelensis* (Marie) и др. Мощности отложений нижнего кампана местами превышает 90 м.

Отложения верхнего кампана образованы чередованием серых и зеленовато-серых мергелей, мелоподобных, участками глинистых, и пишущего мела белого, местами зеленоватого, глинистого, или серовато-белого песчанистого. Их мощность равна 20—25 м.

На Южной Эмбе отложения нижнего кампана представлены чередованием слоев белого пишущего мела и зеленовато-серого мергеля.

В этих породах встречаются ростры *Belemnitella mucronata* Schöth., раковины моллюсков, морские ежи, кораллы, черви и другая ископаемая фауна. В них же определен комплекс фораминифер: *Orbignyna sacheri* (Reuss), *Voloshinowella aquisgranensis* (Beiss.), *Plectina convergens* (Keller), *Buliminella carseayae* Plum., *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementina* (Orb.) var. *pseudoexcolata* Kalin., *Cibicides aktulagayensis* Vass. и др. В породах кампана появляются фораминиферы семейства Anomalinidae: *Cibicides* aff. *alleni* (Plum.), *Planulina taylorensis* (Carsey), причем почти одновременно и сразу в большом количестве. Мощности отложений нижнего кампана местами достигает 100 м.

Отложения верхнего кампана образованы белым пишущим мелом и зеленовато-серыми песчанистыми и глинистыми мергелями (Колтыпин, 1957, рис. 27). В основании их иногда прослеживается слой песчанистого мергеля (до 0,1—0,3 м), содержащего гальки фосфоритов, мела и других пород.

В отложениях верхнего кампана обнаружены *Belemnitella langei* Schatsky, *B. temirensis* Kolt., *Inoceramus* sp., *Neithea quinquecos-*

tata Sow., *Gryphaea vesicularis* Lam. и др., а также комплекс фораминифер: *Bolivina kalinini* Vass., *Globorotalia emdyensis* Vass. (in litt.), *Stensiöina pommerana* Brotz., *Cibicides veltzianus* (Orb.), *C. orcinus* Vass., *Bolivinoidea draeoformis* Vass. и др. Мощность отложений верхнего кампана иногда достигает 90—100 м.

На Подуральском плато, в его южной части, за исключением юго-западных ее районов, отложения нижнего кампана сложены глинами зеленовато-серыми, известковистыми, иногда песчанистыми, с прослоями (до 5—7 см) ржаво-бурых мелко- и среднезернистых песков, а также серовато-белых и зеленовато-серых глинистых мергелей. В верхней части глин иногда встречаются прослои известковистых песчаников и рыхлых алевроитов. В глинах содержится большое количество гипсов вторичного происхождения.

В юго-западных районах, тяготеющих к среднему течению р. Эмбы, отложения нижнего кампана представлены мергелями серыми и зеленовато-серыми, мелоподобными, участками глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого пишущего мела и известковистых глин.

В отложениях нижнего кампана встречены *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *O. semiplana* Sow. var. *flabeliformis* Nilss. и др., а также комплекс фораминифер *Orbignyna sacheri* (Reuss), *Voloshinowella aequigranensis* Beiss., *Plectina convergens* Keller, *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides aktulagayensis* Vass. и др. Максимальная мощность кампанских отложений здесь достигает 55 м.

Отложения верхнего кампана представлены четырьмя типами осадков (Колтыпин, 1957, рис. 27): белым пишущим мелом и зеленовато-серыми и беловато-серыми мергелями (юго-западные районы); мергелями серыми и зеленовато-серыми, участками глинистыми и песчанистыми, с прослоями белого пишущего мела и зеленовато-серых известковистых глин (центральные районы, купола Левите-Мунайлисай, Мурзаадыр, Курсай, Донгелексор-Косколь, Соркольская мульда и др.); глинами серыми и зеленовато-серыми, известковистыми, с прослоями серых и зеленовато-серых мергелей, участками глинистых и песчанистых (восточные районы, купола Итасай, Шалобай и др.); песками мелко- и среднезернистыми, участками глауконитовыми, с гальками и желваками фосфоритов, с тонкими прослоями серых и зеленовато-серых известковистых глин (восточная окраина, купола Туркестан, Бактыгорын, Мортук, Изембет и др.). В основании этих отложений иногда прослеживается фосфоритовый горизонт (до 0,1—0,25 м), состоящий из желваков и галек фосфоритов, сцементированных песчаным мергелем.

В отложениях верхнего кампана встречены *Belemnitella langei* Schatsky, *B. temirensis* Kolt., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. semiplana* Sow., *Nethea* ex gr. *simbirskensis* Orb., *Terebratula* sp. и др., а также комплекс фораминифер: *Heterotomella foveolata* (Marss.), *Stensiöina pommerana* Brotz., *Cibicides veltzianus* (Orb.), *Bolivina kalinini* Vass., *Praebulimina laevis* (Beiss.) и др. Максимальная мощность отложений верхнего кампана местами превышает 50 м.

В северной части Подуральского плато отложения нижнего кампана сложены глинами светло-зелеными и зеленовато-серыми, известковистыми, пластичными, жирными на ощупь, с прослоями белых и серых с зеленоватым оттенком мергелей и мелкозернистых песков. В западных районах в составе отложений нижнего кампана наряду с глинами обнаружены мергели. В восточных районах глины обогащаются прослоями мелкозернистых песков и алевроитов. В их основа-

нии иногда прослеживается слой песчанистых глин и мергелей (до 0,2—0,6 м), содержащих фосфоритовую гальку. В естественных обнажениях на поверхности глин встречаются многочисленные мелкие конкреции бурого железняка, кристаллы и прожилки гипса. Ниже уровня грунтовых вод глины содержат кристаллы и конкреции пирита.

На Ащекумдинско-Киильском водоразделе, по оврагу Кызылжарсай, глины рассечены дайками желтовато-серых песчаников, по-видимому, верхнеэоценового возраста.

В отложениях нижнего кампана обнаружены *Belemnitella mucronata* Schloth., *Actinocamax* aff. *verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *Terebratulina gracilis* Schloth., фораминиферы и др.

На основании анализа комплексов фораминифер Ю. П. Никитина выделила две части разреза отложений нижнего кампана: нижнюю, со *Spiroplectamina rosula* Ehrenb., *Orbignyina sacheri* (Reuss), *Cyroidina soldanii* Orb., *Stensioina exculpta* (Reuss), *Anomalina clementiana* Orb., *A. dainae* Mjatl., *Bolivinoidea delicatulus* Cushman и др., и верхнюю, с *Arenobulimina puschi* (Reuss), *Volcshinowella aequistransensis* Beiss., *Plectina convergens* (Keller), *Anomalina clementiana* Orb., *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Bolivinoidea decoratus* Jones, *Bulimina brevis* Orb. и др.

Максимальная мощность отложений нижнего кампана достигает 80 м.

Отложения верхнего кампана на большей площади северной части Подуральского плато сложены глинами зеленовато-серыми, известковистыми, с прослоями серовато-белых и серых плотных мергелей, алевролитов, мелко- и среднезернистых песков. При движении к западной окраине плато глины постепенно обогащаются мергелями, при движении на восток — терригенным материалом.

На отдельных площадях западных районов плато (на куполе Майлисай) отложения верхнего кампана в основном представлены мергелями серовато-белыми и беловато-серыми, мелоподобными, участками глинистыми и песчанистыми. На западной окраине плато (горы Акшатау, Теректау и др.) они сложены мергелями зеленовато-серыми, плотными, глинистыми и песчанистыми, с *Belemnitella langei* Schatsky, *B. temirensis* Kolt., *Gryphaea vesicularis* Lam. и др., а также комплексы фораминифер: *Stensioina pommerana* Brotz., *Gyroidina globosa* Ehr., *Cibicides voltzianus* Orb., *C. aktulagayensis* Vass., *Bolivina kalinini* Vass., *Praebulimina laevis* (Beiss.) и др. Максимальная мощность отложений верхнего кампана здесь достигает 25 м.

В восточных районах северной части плато они сложены зеленовато-серыми и серовато-зелеными известковистыми, участками песчанистыми глинами, алевролитами и песками мелко- и среднезернистыми, с *Belemnitella langei* Schatsky и комплексом фораминифер: *Orbignyina ovata* Nag., *Cibicides voltzianus* Orb., *C. aktulagayensis* Vass., *Bolivina kalinini* Vass., *Bolivinoidea dracoformis* Vass. и др.

Максимальная мощность отложений верхнего кампана в восточных районах северной части Подуральского плато достигает 10—15 м.

Маастрихт

В западной части Прикаспийской низменности, в пределах между-речья Урала и Волги, отложения нижнего маастрихта (зоны *Belemnitella lanceolata*) пользуются широким распространением. Между тем фаунистически охарактеризованные породы верхнего маастрихта (зоны *Belemnitella americana*) установлены лишь в юго-восточных его

районах (на куполах Грань, Камышитовом, Кусанбай, Черная Речка и др.).

Отложения нижнего маастрихта в юго-восточных районах между-речья сложены переслаивающимися слоями и горизонтами белого пишущего мела, в отдельных частях плотного и песчанистого, зелено-вато-серых глинистых и серовато-белых песчанистых мергелей. На остальной площади междуречья, за исключением северо-западной его окраины, они представлены мелоподобными известняками, белым пишущим мелом, серыми и серовато-белыми мергелями. На северо-западной окраине междуречья, в Саратовском и Волгоградском Поволжье, отложения нижнего маастрихта содержат также прослой и горизонты известковистых глин, песков и песчаников.

В отложениях нижнего маастрихта встречены *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Terebratula carnea* Sow., *T. gracilis* Sow., *Ananchites ovatus* Lam. и др., а также комплекс фораминифер: *Spiroplectamina saturalis* (Kalin.), *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Stensiöina stellaria* (Vass.), *Bolivina draco* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehrenb.) и др.

Максимальная мощность отложений нижнего маастрихта достигает 70—75 м.

Отложения верхнего маастрихта, установленные в юго-восточных районах междуречья, сложены белым рыхлым пишущим мелом (35—40 м). К верхнему маастрихту целиком или в большей части, видимо, относится толща (до 81 м) белого рыхлого мела — III пачка маастрихта в разрезе Аралсорской сверхглубокой скважины (Чарыгин и др., 1964).

В восточной части Прикаспийской низменности отложения нижнего маастрихта повсеместно представлены белым, участками желтовато- и голубовато-белым пишущим мелом, с прослоями серовато-белых плотных известняков, серых и беловато-серых мелоподобных и зеленовато-серых глинистых мергелей. В их основании иногда прослеживается слой (0,2—0,5 м) плотного песчанистого мергеля с гальками и желваками фосфоритов.

В отложениях нижнего маастрихта встречены *Discoscaphites constrictus* Sow., *D. constrictus* Sow. var. *tenuistricta* (Kner), *Baculites* cf. *anceps* Lam., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea* sp., *Terebratula carnea* Sow., *T. gracilis* Sow., *Echinocorys ovatus* Lam., *Bryozoa* sp., а также комплекс фораминифер: *Bolivina draso* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehr.), *Stensiöina stellaria* (Vass.) и др.

Максимальная мощность отложений нижнего маастрихта в восточной части Прикаспийской низменности достигает 130 м.

Отложения верхнего маастрихта здесь, как и в других районах Прикаспийской впадины, пользуются ограниченным распространением. Они сложены белым с голубоватым оттенком пишущим мелом, плотным и рыхлым.

В меле обнаружены *Belemnitella americana* Mort., неопределимые формы пеллеципод, кораллов, а также комплекс фораминифер: *Bolivina incrassata* (Reuss) var. *crassa* Vass., *Reussella minuta* (Marss.), *Anomalina midwayensis* (Plum.), *A. welleri* (Plum.) и др. Мощность отложений верхнего маастрихта местами достигает 30—35 м.

В районе Южной Эмбы отложения нижнего маастрихта повсеместно представлены переслаиванием белого пишущего мела, в отдельных частях плотного и песчанистого, с зеленовато-серыми глинистыми и серыми песчанистыми мергелями. Обычно в их основании проходит

фосфоритовый горизонт (до 0,5—0,7 м) с гальками и желваками фосфоритов, сгруженными в сером песчанистом мергеле.

В отложениях нижнего маастрихта встречены *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Baculites cnorri* Desm., *Neithea simbirskensis* Orb., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra lateralis* Nilss., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *Terebratula gracilis* Schloth., *Echinocorys ovatus* Leske, *E. ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *E. elatus* Arn., и др., а также комплекс фораминифер: *Stensiöina stellaria* (Vass.), *Anomalina cayeuxi* (Lapp), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehrenb.), *B. plana* Carss. и др. Максимальная мощность отложений нижнего маастрихта Южной Эмбы 90 м.

Отложения верхнего маастрихта, распространенные более ограниченно, сложены белым рыхлым пишущим мелом с редкими прослоями небольшой мощности (до 0,1 м) зеленовато-серых глинистых мергелей (Колтыпин, 1957, см. рис. 37).

В этих породах встречены многочисленные *Belemnitella americana* Mort., *B. kasimiroviensis* Skol., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra lateralis* Nilss., *Terebratula carnea* Sow., *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl. и др., а также комплекс фораминифер: *Plectina ruthenica* (Reuss), *Anomalina midwayensis* (Pium.), *Bolivina incrassata* Reuss var. *crassa* Vass., *Reussella minuta* (Marss.) и др. Максимальная мощность отложений верхнего маастрихта достигает 70—75 м.

На Подуральском плато, в его южной части, отложения нижнего маастрихта представлены белым чистым пишущим мелом с прослоями серовато-белых мелопоподобных и зеленовато-серых глинистых мергелей. В восточном направлении количество прослоев мергелей возрастает и одновременно мел становится постепенно все более и более песчанистым. В его основании обычно прослеживается фосфоритовый горизонт (до 0,5—1 м) с гальками и желваками фосфоритов, сгруженными в песчанистых мергелях, известковистых глинах, а на востоке в глауконитовых песках.

В отложениях нижнего маастрихта обнаружены *Baculites cnorri* Desm., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. vesicularis* Lam. var. *donetzensis* Schatsky, *Ostrea canaliculata* Sow., *Spondylus* sp., *Rhynchonella* ex gr. *octoplicata* Orb., *Terebratula carnea* Sow., *T. gracilis* Schloth., *T. aff. gracilis* Schloth., а также комплекс фораминифер: *Stensiöina stellaria* (Vass.), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehr.), *Bolivinoidea draco* (Marss.) и др. Максимальная мощность отложений нижнего маастрихта 70—75 м.

Образования верхнего маастрихта широко распространены лишь в юго-западных районах, примыкающих к среднему течению р. Эмбы. На остальной площади они отмечены лишь на отдельных участках (на куполах Бактыгорын, Кинжалы, в Карабулакской и Соркульской мульдах и др.). Обычно они представлены белым рыхлым пишущим мелом, но на Бактыгорыне и других куполах сложены серыми плотными песчанистыми мергелями (до 5 м), подстилающимися такими же мергелями (до 1,5 м) с гальками и единичными желваками фосфоритов (Колтыпин, 1957, см. рис. 37).

В породах верхнего маастрихта южной части Подуральского плато обнаружены *Belemnitella americana* Mort., *B. kasimiroviensis* Skol., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ostrea semiplana* Sow., *Exogyra lateralis* Nilss., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *Terebratula gracilis* Schloth. и др., а также комплекс фораминифер:

Plectina ruthenica (Reuss), *Anomalina praeacuta* Vass., *Bolivina incrassata* Reuss var. *crassa* Vass. Мощность отложений верхнего маастрихта достигает 25 м.

В северной части Подуральского плато отложения нижнего маастрихта представлены белым пишущим мелом, плотным, местами с желтоватым оттенком, и мергелями серыми, беловато-серыми, участками песчанистыми, плотными, зеленовато-серыми, глинистыми. В их основании обычно прослеживается слой (до 0,3—0,5 м) фосфоритовых галек и желваков, сгруженных в плотном, иногда песчанистом меле или в сером песчанистом мергеле. В восточных районах в нижней части разреза карбонатных пород нижнего маастрихта прослеживаются линзы песков и сильно ожелезненных песчаников, а сами породы постепенно становятся все более песчанистыми.

В отложениях нижнего маастрихта встречены *Discoscaphites* sp., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Inoceramus* sp., *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. vesicularis* Lam. var. *donetzensis* Schatsky, *Ostrea canaliculata* Sow., *O. semiplana* Sow., *Exogyra lateralis* Nilss., *Pecten* sp., *Neithea simbirskensis* Orb., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *R. plicatilis* Sow. var. *octoplicata* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *T. aff. obesa* Sow., *T. gracilis* Schloth., *Cidaris* sp., *Magas pumilus* Sow., *Echinocorys ovatus* Leske, *E. ovatus* Leske var. *acuta* Netsch., *E. perconicus* Hag., *Parasmilia centralis* Mant. и др., а также комплекс фораминифер: *Textularia boudouiana* Orb., *Anomalina clementiana* Orb. var. *laevigata* (Marie), *Bolivina incrassata* Reuss, *Praebulimina laevis* (Reuss) и др. Мощность отложений нижнего маастрихта достигает 70 м.

Отложения верхнего маастрихта установлены в крайне ограниченном числе пунктов — главным образом на междуречье Хобды, Уила и Киила. Они представлены пишущим в основном рыхлым мелом и лишь в восточных разрезах — светло-серыми и серыми, участками мелоподобными мергелями.

В отложениях верхнего маастрихта обнаружены *Belemnitella americana* Mort. и комплекс фораминифер: *Plectina ruthenica* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss var. *crassa* Vass., *Anomalina praeacuta* Vass. и др. Максимальная мощность отложений верхнего маастрихта достигает 10—12 м.

Датский ярус

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения датского яруса установлены на отдельных разведочных площадях — в районе Астрахани, а также на куполах Аралсор, Аукетайчагыл, Баскунчак, Новоузенск, Эльтон и др. В восточных и юго-восточных районах междуречья они сложены белыми и серовато-белыми мелоподобными мергелями с прослоями белого пишущего мела и известняков, а в центральных его районах (Аукетайчагыл, Зареченский, Ушкультас и др.) — известняками (до 35 м) чистыми или слабо глинистыми, плотными, иногда мелоподобными, с тонкими прослоями мергелей. Внизу известняки более глинисты и содержат маломощные прослои зеленоватых глин. На юго-восточной окраине междуречья (Астрахань и др.) к датскому ярусу условно отнесен пласт очень крепкого глинистого известняка с датско-палеоценовым комплексом фораминифер (Мирзоев и др., 1962).

К северо-северо-западу от купола Аукетайчагыл карбонатные образования этого яруса постепенно обогащаются терригенным материалом. Уже в районе Аралсорской сверхглубокой скважины они пред-

ставлены серо-зелеными мергелями, плотными, пелитоморфными, и глинами серыми, слабо известковистыми, с незначительным содержанием обломочного материала. Мощность отложений датского яруса здесь достигает 50 м.

К северу от Аралсора, в районе Новоузенской опорной скважины, отложения датского яруса (свыше 55 м) сложены чередованием зеленовато-серых глин, сильно слюдистых, алевритистых, и опок серых, сильно глинистых, с примесью тончайшего алевритового материала. В нижней части разреза имеются прослойки светло-зеленых алевритистослюдистых мергелей с включениями пирита.

В самых северо-западных районах междуречья отложения датского яруса неизвестны.

В упомянутых отложениях обнаружены *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. pyrenaicus* Seupes, *Gryphaea* cf. *pitcheri* Mant., *Gryphaea vesicularis* Lam. и др., а также комплекс фораминифер: *Rhizamina indivisa* Brady, *Glomospirella scharoides* Subb., *Heterostomella gigantea* Subb., *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Globigerina pseudobulloides* Plum. и др. Максимальная мощность отложений датского яруса достигает 55 м.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения датского яруса установлены во многих компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях. В северном районе они обнажены на северном берегу оз. Шалкар, где представлены белыми грубыми мелоподобными органогенными известняками (до 5,5 м).

В южных районах (Калмыково, Матенкожа) отложения датского яруса сложены уже мергелями светло-серыми и беловато-серыми с зеленоватым оттенком, с прослоями белого пясчег мела, мелоподобных известняков и светло-серых плотных слабо песчаных известковистых глин (количество и мощность последних возрастают в западном направлении).

В упомянутых породах обнаружен комплекс фораминифер: *Arenobulimina presli* Reuss, *Clavulina parisiensis* Orb., *C. pseudohumilis* Moroz., *Gyroidina beccariformis* White, *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Anomalina danica* Brotz., *A. acula* Plum., *A. praeacuta* Vass., *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum. и др.

Мощность отложений датского яруса в наиболее полных разрезах достигает 35—45 м.

На Южной Эмбе отложения датского яруса распространены широко, но обнажены лишь на его юго-восточной окраине — куполах Кульджан и Канджига. Они представлены мергелями зеленовато-серыми и кирпично-красными, глинистыми, с прослоями белого рыхлого пишущего мела и зеленовато-серых известковистых глин. Нижняя граница датского яруса, проводимая нами по подошве зеленовато-серых мергелей с датскими иглокожими, довольно четкая. В отдельных скважинах к подошве этих мергелей приурочен конгломерат, состоящий из галек карбонатных пород. Верхняя граница датского яруса отвечает кровле мергелей с фауной датских ежей, над которой залегают галечники палеогена.

В этих отложениях обнаружены *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Cyclaster aturicus* Suen., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Odontaspis rutoti* Wilk. и др. Среди фораминифер наряду с типичными для датского яруса *Heterostomella gigantea* Subb., *H. siphonella* Rig. (in litt.), *Clavulina parisiensis* Orb., *Stensiöina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Moroz., *Planorotalia membranacea* (Ehr.), *Globigerina triloculinoides* Plum. и др., имеются типичные палеоценовые *Gyroidina*

depressaeformis N. Вукова, *Cibicides lectus* Vass. и др., обнаруженные вместе с датскими ежами (*Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. depressus* Eichw. и др.).

Из вышеизложенного видно, что вопрос об объеме отложений датского яруса на Южной Эмбе является дискуссионным. Максимальная мощность отложений, охарактеризованных датскими иглокожими, достигает 75 м.

На Подуральском плато отложения датского яруса установлены лишь по его западной окраине на куполах Тамдыколь, Чингис, в сопряженной с последним Соколовской компенсационной мульде, на Ащекумдинско-Киильском междуречье (в мульде оседания на куполе Чулукаин, в компенсационных мульдах, сопряженных с куполами Байжанмола и Черкесским), а также на оз. Сулуколь в верховьях р. Утва и в верховьях рек Карак- и Танас-Анкаты.

На куполе Тамдыколь отложения датского яруса (до 30 м) представлены мергелями светло-зелеными, иногда глинистыми, с прослоями серовато-зеленых глин. Эти породы содержат комплекс фораминифер: *Heterostomella gigantea* Subb., *Clavulina parisiensis* Orb., *Stenosiöina caucasica* (Subb.).

На западном крыле купола Чингис в правобережном обрыве р. Жарлы над мелом верхнего маастрихта прослеживается пачка светлых зеленовато-серых мергелистых глин (2,5—3,0 м). От подстилающего мела они отделены тонкой фосфатной корочкой.

Упомянутые глины переполнены ежами *Echinocorys sulcatus* Goldf., мшанками и содержат комплекс фораминифер: *Bolivinopsis* sp., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Plectina convergens* (Keller), *Clavulina pseudohumilis* Moroz., *Stenosiöina beccariformis* White, *S. caucasica* (Subb.), *Pulvinulinella alata* (Marss.), *Bolivina primatumida* White, *Reusella minuta* (Marss.), *Bolivinoidea praearagonensis* Moroz. (in litt.), *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gümb.), *A. umbilicatula* Mjatl., *A. praeacuta* Vass., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morrey, *C. ex gr. lobatulus* (Walker et Jacob), *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *C. triloculinoides* Plumm.

В подобных же глинах, переслаивающихся с зеленовато-белыми мергелями, вскрытых скважиной в Соколовской компенсационной мульде, встречены *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Gryphaea pitcheri* Mort., *G. vesicularis* Lam. Мощность этих глин, по-видимому, не превышает 30 м (Журавлев, 1960).

На Ащекумдинско-Киильском междуречье породы датского яруса представлены известняками зеленовато-серыми, плотными (до 3 м) с крупными зернами глауконита и с рассеянными желваками фосфоритов. В основании прослеживается маломощный (до 0,1 м) слой кварцевой гальки и желваков фосфоритов, скрепленных известковистым цементом.

В известняках обнаружен комплекс фораминифер: *Anomalina danica* Brotz., *A. pertusa* Marss., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Bulimina ventricosa* Brotz., *Bolivina* ex gr. *incrassata* Reuss, *Vaginulina robusta* Plumm., *Reusella minuta* (Marss.), *R. paleocenica* Brotz. и др.

В верховьях р. Утвы на северном берегу оз. Сулуколь прослеживается маломощный (0,2 м) пласт известняков датского яруса (Безруков, 1936, 1936а; Яншин, 1943).

Западнее отложения датского яруса обнаружены на склоне Зауральских Сыртов и представлены известняками двух типов. Первый из них широко распространен в бассейне р. Кокпекты и представлен грубым органогенным желтоватым или беловато-серым известняком,

содержащим в большом количестве скелеты мшанок, фораминифер семейств Textularidae, Rotalidae, Lagenidae, иглокожих, моллюсков, изредка известковистые водоросли. Известняк второго типа обнаружен в верховьях р. Карак-Анкаты и на водоразделе рек Караоба и Танас-Анкаты. Он более твердый, обладает гладким изломом и почти не содержит мшанок и морских ежей. В виде отдельных обломков в нем встречаются раковины фораминифер и спорадически — скопления кораллов, пелеципод и брахиопод (Безруков, 1936, 1936а).

В упомянутых известняках обнаружены *Hercoglossa danica* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam. var. *similis* Pusch., *G. similis* Pusch., *G. pitcheri* Mort., *Terebratula carnea* Sow., *T. cf. obesa* Sow., *T. faxensis* Pass., *T. aff. lens* Nilss., *T. mobergi* Lund., *Bryozoa* sp., *Crinoidea* sp., *Pyrina* sp., *Cyclaster cf. aturicus* Seun., *Echinocorys cotteani* Lamb., *E. depressus* Eichw., *E. sulcatus* Goldf., *E. cblivius* Nilss., *E. pyrenaicus* Seun., *Serpula* sp., *Antozoa* и зубы акул.

В остальной, большей по площади части Подуральского плато (к востоку от верховьев р. Киил, Ащекумдинско-Киильского водораздела, купола Тамдыколь и плато Актолагай) отложения датского яруса неизвестны. Однако о былом их распространении указывают находки датских ежей *Echinocorys depressus* Eichw. в останце белого мела близ пос. Моисеевского, Датское море, видимо, ингрессировало в долины западного склона Мугоджар, к востоку от пос. Эмбы — об этом указывают находки датских ежей и устриц (*Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ostera cf. bergi* Arkh., *O. ungulata* Coq.) в базальном слое палеогена долины р. Аулие, принадлежащей к бассейну р. Орь, а также находки ядер морских ежей из рода *Pyrina*? в фосфоритовом слое основания палеогена вблизи пос. Эмбы (Безруков, 1938).

Заканчивая обзор верхнемеловых отложений Прикаспийской впадины, отметим, что они в значительной части сложены карбонатными, в меньшей степени терригенными осадками, которые накапливались в морской среде, в условиях мелкого (в основном на восточной окраине впадины) и глубокого (главным образом в западной и центральной ее частях) шельфов. Основными источниками сноса терригенного материала в позднемеловой морской Прикаспийский бассейн служили южные отроги Урала и Мугоджары.

МАНГЫШЛАК

Нижний отдел

Отложения нижнего мела на описываемой территории выходят на поверхность главным образом в пределах горных сооружений Центрального и Восточного Мангышлака, а также на Беке-Башкудукской мегантиклинали. На п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке нижнемеловые отложения вскрыты многими скважинами.

Наиболее полные данные по стратиграфии нижнего мела имеются для естественных разрезов, где в основном по аммонитам проведено зональное расчленение апт-альбской части разреза.

Основные результаты стратиграфического изучения нижнемеловых отложений содержатся в трудах Н. И. Андрусова (1915), А. Д. Нацкого (1918), А. Д. Архангельского (1926), Б. Л. Личкова (1927), Н. П. Луппова (1932, 1935), С. Н. Алексейчика (1941), Н. Ю. Клычевой (1956), М. И. Соколова (1958), В. И. Драгунова (1958), Н. Ю. Клычевой и М. И. Якуницкой (1963), А. А. Савельева и В. П. Василенко (1963), Н. Г. Попова и И. Ф. Кувшиновой (1964).

На полуостровах Мангышлак и Бузачи нижнемеловые отложения представлены всеми ярусами: валанжином, готеривом, барремом, аптом и альбом.

Валанжин

Нижний подъярус. В Центральном Мангышлаке на сажистых глинах средней юры с размывом залегают: слабые мелкозернистые песчаники с раковинами *Lopha rectangularis* R o e m., *L. sp.*, *Aucella sp.*, брахиоподами и редкими остатками зубов акул. Мощность 0—3 м; известняки белые и светло-серые, песчанистые, содержащие значительное количество *Riasanens rjasanensis* N i k., *R. subrjasanensis* N i k., *Protocanthodiscus sp.*, *Paracraspedites* (?) sp., *Aucella volgensis* L a h., *Ponopaea sp.*, *Pecten robinaldi* O r b. и др. Мощность 0—37 м.

Средний подъярус: пески мелкозернистые, чистые, белые и рыхлые мелкозернистые песчаники с редкими *Diceras sp.*, *Aucella keyserlingi* L a h. и др. Мощность 0—40 м.

Верхний подъярус: глины песчано-известковистые, иногда с сиреневым оттенком, содержат *Polyptychites polyptychus* K e y s. Мощность 0—42 м.

На северном склоне гряд Каратау отложения валанжина (верхний подъярус) обнажены у колодцев Соркудук и в обрывах Устюрта (Кугусем—Карамая). В нижних горизонтах валанжина в последнем разрезе появляются колониальные кораллы. В более западных разрезах присутствуют горизонты нижнего и среднего подъярусов. На Тюбкарагане (Тюбеджикская антиклиналь) фаунистически охарактеризованные отложения валанжина отсутствуют. Они выделены по аналогии с более восточными разрезами центральной части Мангышлака по комплексу минералов, характерных для I минералогической зоны. Этот комплекс содержит кварц (до 84%), гранат (до 15,5%), циркон (до 16,6%) и рутил (до 11,7%) и выделяется в гранато-рутиловую минералогическую ассоциацию.

В пределах Беке-Башкудукской мегантиклинали отложения валанжина вскрыты скважинами 1, 2 (Беке) и 4 (Шалабай). Присутствие их в разрезе подтверждается находками *Aucella volgensis* L a h u s. Они сложены известняками с фосфоритовой и кварцевой галькой в основании.

В скважинах Южного Мангышлака отложения валанжина пройдены скважинами на всех разведочных площадях. Они выделяются по находкам *Haplophragmoides sp.*, *Ammobaculites cf. irregulariformis* B a r t. e t B r., *A. aff. goodlandensis* C u s h m. e t A l e x., *Lenticulina humilis praecursoria* B a r t. e t B r., *L. nodosa* (R e u s s), *L. subalata* (R e u s s), *L. münsteri* (R ö e m.), *L. aquilonica* (M j a t l.), *Planularia crepidularis* (R o e m.), *Globulina aff. lacrima* R e u s s (определения Л. В. Алексеевой).

В наиболее полных разрезах скважин (Жетыбай, район мыса Песчаного и др.) валанжин представлен двумя литологическими пачками. Нижняя пачка сложена преимущественно известняками зеленовато-серыми, кавернозными, доломитизированными, с прослоями (1—3 м) органогенных песчаников. В основании пачки встречена плохо окатанная галька с мелкими фосфоритовыми желваками, подтверждающая несогласное залегание отложений валанжина на разных подразделениях юры. Верхняя пачка сложена преимущественно органогенными и полевошпатово-кварцевыми песчаниками. В подошве пачки повсеместно залегает пласт глинистого известняка, в кровле — ангидрита.

По положению в разрезе и на основании литологического сходства нижняя пачка сопоставляется с нижним валанжином Горного Мангышлака, а верхняя — со средним валанжином. На ряде площадей (Тенгинская, Узеньская) присутствует лишь верхняя пачка.

Мощность валанжина колеблется от 22 м (район Беке-Башкудука) до 120 м (район Мыса Песчаного).

На п-ове Бузачи валанжин вскрыт скважинами на Кызанской антиклинали. Выделяется он условно по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами Мангышлака и Южной Эмбы. Здесь на размытой поверхности среднеюрских отложений выделяется пачка оолитовых песчанистых известняков с глинистым прослоем в середине. В основании пачки залегают гравийные и галечниковые включения до 5 мм в диаметре. Мощность этой пачки колеблется от 24 до 36 м.

Готерив

В районе Каратау в основании готерива залегают кварцевая и глинистая галька размером до 2—3 см. Выше расположены глины серовато-зеленые, песчанистые, с редкими тонкими прослоями песка мощностью до 10 м. Вверх по разрезу глины сменяются пачкой зеленовато-серых песков и песчаников, в средней части которой песчаные прослои чередуются с глинистыми. Такое же чередование тонких прослоев глины и песка фиксируется в верхней части разреза (Коксыртау).

В песчаных горизонтах средней части разреза отмечается обилие *Iotrigonia scapha* (Ag.) sub. sp. *transcaspia* Savel., *I. jakshisaurensis* (Lupp.), *I. caudata* Agass., *I. ovata* Litch., *Thracia* sp. и др., образующие скопления — банки. Т. А. Мордвилко и А. А. Савельев выделяют местные руководящие виды: *Litschkovitrigonia multituberculata* (Litschk.), *L. ovata* (Litchk.), *L. media* Savel., *Quadratrigonia mangyshlakensis* Lupp. и др.

В разрезе Соркудук в нижней части готерива Н. Ю. Клычевой найден *Dichotomites* sp. (*D. bidichotmus* Leym.). Мощность отложенный готерива в Прикаратауских долинах достигает 40 м.

На площади Тюбеджик (Тюбкараган) готеривские отложения, вскрытые в разрезах скважин, разделяются на нижнюю глинистую и верхнюю песчаную пачки. Они охарактеризованы фораминиферами, среди которых особую роль играют *Globulina lacrima* (Reuss), являющиеся характерными для глобулиновой зоны пелециподовой свиты готерива Южной Эмбы. Глинистая пачка готерива выделена во II минералогическую зону — гранато-цирконовую.

В разрезах скважин Беке-Башкудукской мегантиклинали и Южного Мангышлака готерив имеет двучленное строение: внизу — глины зеленовато-серые, алевритистые, с тонкими прослоями светло-серого известняка, вверху — песчаники серые, мелкозернистые, с глауконитом. Местами в основании глины, в алевритовом прослое обнаружены фосфоритовые гальки, чем подтверждается мысль о несогласном залегании готерива на более древних породах нижнего мела.

Готеривский возраст вмещающих пород подтверждается находками в глинах фораминифер (определения Л. В. Алексеевой): *Protelina difflugiformis* (Grady), *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *A. irregulariformis* Bart. et Br., *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *Tritaxia* ex gr. *pyramidata* Reuss, *Lenticulina aeleonorae* Nik., *L. münsteri* (Roem.), *L. subangulata* (Reuss), *L. turgidula* (Reuss), *L. nuda* (Reuss), *Globulina lacrima* Reuss. Мощность

отложений готерива колеблется от 12 м на Шалабайской площади до 31 м на Тасбулатской.

На п-ове Бузачи отложения готерива вскрыты скважинами на площадях: Кызан и частично Красный Долгинец. Готерив сложен темно-серыми алевритистыми глинами с редкими тонкими прослоями серых песчаников. В основании яруса залегает слой серых песчаников с кварцевой галькой. В глинах А. П. Найденовой определены *Reophax scorpiurus* Montf., *Trochammina squamata* Parker, *Ammobaculites fontinensis* (Terq.), *A. aequalis* (Roem.) и др. Мощность отложений готерива на п-ове Бузачи изменяется от 57 до 62 м.

Баррем

В районе Горного Мангышлака, в Прикаратауских долинах, отложения баррема выделяются условно — по положению в разрезе. Они представлены чередованием песчаников и глин, имеющих пеструю окраску: внизу преобладают малиново-красные тона, а сверху — зеленовато-серые.

В районе родника Когозбулак (северная Прикаратауская долина) в верхах описываемой толщи С. Н. Алексейчик (1941) обнаружил тригоныды, в том числе *Quadratortonia inguschensis* (Reppng.), широко распространенный в верхнем барреме Северного Кавказа и реже — в верхнем готериве. В этих же отложениях Г. Г. Мартинсоном определены главным образом пресноводные моллюски, позволяющие датировать возраст вмещающих слоев только нижним мелом: *Cyrena estuarica* Martins., *C. unionoides* Dkr., *C. cf. venulina* Dkr., *C. cf. jamestonii* Ferbes, *C. asiatica* Martins., *C. ovalis* (Roem.), *C. nuculaeformis* Dkr., *C. cf. obtusa* Dkr., *C. cf. massublochii* Ferbes, *C. cf. prona* Dkr., *Corbula cf. inflexa* Dkr., *Melania* sp., *Lioplax subangulata* Dkr., *Valyata subandiensis* Moile, *Limnaea cf. hennei* Dkr. и др. (Клычева, 1956).

К западу от хребта Каратау, на Тюбеджикской площади, барремские отложения выклиниваются.

В пределах Беке-Башкудукской мегантиклинали и на Южном Мангышлаке состав баррема меняется мало. Выделение его в разрезах скважин производится главным образом по окраске пород.

Мощность барремских отложений в разрезах скважин колеблется от нескольких метров на своде Узеньской антиклинали и в районе Соккешалабая до 80 м на Жетыбае.

На п-ове Бузачи отложения баррема представлены теми же пестроцветными глинами и песчаниками, что и на территории Мангышлака. Их мощность колеблется здесь от 50 до 110 м.

Апт

В основании нижнего подъяруса апта прослеживается «плита» плотного песчаника, переходящего в мелкогалечный конгломерат. Последний состоит из кварцевой и фосфоритовой гальки, залегающей со следами размыва на нижележащих отложениях. В слое в обилии встречаются раковины *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. sp.* и др. Мощность слоя 0,1—1 м.

На южном склоне Каратау, у колодцев Кериз и Чили, к нижнему апту с некоторой долей условности отнесена глинистая толща, залегающая непосредственно на маломощном песчанике или конгломерате. Мощность этой толщи достигает 58,5—76 м.

Верхний подъярус на Центральном Мангышлаке сложен глинами почти черными, листоватыми, слоистыми, иногда песчанистыми, с гипсом и септариевыми конкрециями. В последних встречаются *Chelonicerias subnodococostatum* Sinz., *Acanthoplites* cf. *laticostatus* Sinz., *Parahoplites* cf. *subcampischi* Sinz., обломки раковин пелеципод, гастропод и белемнитов. В глинистой толще имеются прослойки песчаников серых, мелко- и среднезернистых и прослойки песков алевроитовых серовато-бурых. Мощность песчаников и песков от 1 до 2 м. Мощность верхнеаптских отложений колеблется от 60 до 246 м (у колодцев Кериз). Возможно, последняя цифра несколько завышена в связи с тем, что здесь развиты дизъюнктивные дислокации.

На северном склоне Каратау выделяются все три фаунистические зоны апта (снизу вверх): 1) *Chelonicerias subnodococostatum*, *C. tschernyshewi*; 2) *Parahoplites melchioris*, *P. subcampischi*, *P. multicostatus*; 3) *Acanthoplites aschiltaensis*. На южном его склоне фаунистически охарактеризована лишь средняя зона.

На Тюбкарагане аптские отложения выделены в III минералогическую зону, для которой характерна рутило-гранато-цирконовая ассоциация. Мощность отложения апта достигает здесь 92 м.

По направлению к востоку происходит заметное увеличение песчаного материала в толщах верхнего апта. Например, в разрезе Чиили в слоях септариевых глин появляются прослойки рыхлых песчаников и песков, мощность отдельных слоев которых достигает иногда 20 м.

В основании апта Беке-Башкудукской мегантиклинали и Южного Мангышлака всех разрезов скважин залегает пласт серых песчаников с кварцевой и фосфоритовой гальками. Иногда в гальках присутствуют глинистые включения. Последние имеют зеленую окраску, сходную с окраской подстилающих глин баррема. В скважинах Беке-Башкудукского района в указанном горизонте обнаружены *Deshayesites* (?) sp. indet., *Chelonicerias cornuelianum* Ogb. и *Trophaeum* ex gr. *bowerbankii* Sow. Этот базальный слой является аналогом нижеаптской «плиты» Горного Мангышлака. Он залегает с угловым несогласием на разных частях баррема. Мощность этого горизонта колеблется от 3—5 до 10—12 м. Выше всюду залегают темно-серые, черные глины (пачка I), песчанность которых вверх по разрезу увеличивается (пачка II).

В скв. 4 площади Сумса в верхней части пачки I обнаружены аммониты *Parahoplites multicostatus* Sinz., устанавливающие верхнеаптский возраст вмещающих глин. Последние по вещественному составу близки к септариевым глинам верхнего апта Горного Мангышлака.

Мощность отложений апта изменяется от 82 до 114 м на Южном Мангышлаке и от 65 до 115 м в Беке-Башкудукском районе.

Как и на Мангышлаке, на п-ове Бузачи во всех разрезах в основании апта залегает базальный слой, сложенный разномзернистыми темно-серыми песчаниками с гальками из пестроокрашенных пород. Этот горизонт, видимо, следует считать аналогом нижеаптской «плиты». Выше залегает пачка темно-серых алевроитовых глин с тонкими прослоями алевроита. Отсюда А. А. Савельевым определен *Pleurotomaria bajaranasi* Nask., характерный для верхнего апта.

В этих же глинах встречаются пелециподы *Grammatodon* sp. indet., *Turitella* sp., *Anatina* sp., *Nuculana gardoeri* Nik., *N. pseudomariae* Nik., имеющие довольно широкое распространение.

Мощность отложений апта на п-ове Бузачи изменяется от 39 до 62 м.

Альб

Нижний подъярус на Центральном Мангышлаке представлен песчано-глинистой пачкой пород с септариевыми конкрециями. В слоях глин встречаются многочисленные *Leymeriella tardefurcata* (Leym.) Orb., *L. regularis* (Brongn.), *Acanthohoplites trautscholdi* Simon., *A. uhligi* Anth., *A. ex gr. aschiltaensis* Anth., *Cucullaea transcaspia* Morgdv., *Cardita tenuicostata* Sow. и др. Мощность отложений нижнего альба изменяется от 0,3 до 45 м. В нижнем альбе верхняя зона (*Leymeriella*) устанавливается отчетливо, зона же *Acanthohoplites nolani* охарактеризована слабо.

В ряде пунктов северного склона хребта Каратау (Акмыш, Когозбулак, Курккрук) и южного его склона (Маймжик) нижний альб представлен маломощным фосфоритовым прослоем с *Aucellina nassibianzi* Sok., *A. aptiensis* Romr., *A. caucasica* Buch var. *fascigera* Sok. и др.

Средний подъярус сложен толщей неравномерного переслаивания глин, песчаников и песков. В нижней его части преобладают глинистые разности пород, в верхней — появляются прослои песчаных конкреций, иногда содержащие обильную и разнообразную ископаемую фауну.

Средний альб отчетливо подразделяется на хорошо прослеживающиеся в большинстве разрезов три аммонитовые зоны (снизу вверх): 1) *Cleoniceras mangyschlakense*; 2) *Hoplites dentatus*; 3) *Anahoplites intermedius*.

А. А. Савельев и В. П. Василенко (1963) первую зону относят к нижнему альбу. Кроме аммонитов в отложениях среднего альба широко встречаются раковины пелеципод. Для двух нижних фаунистических зон характерно преимущественное развитие *Inoceramus mandibulla* Morgdv., *L. salomoni* Orb. Мощность отложений среднего альба колеблется от 120 до 361 м.

В верхнем альбе увеличивается роль песчаников, песков и алевролитов. Слои глин и песчаных глин приобретают подчиненное значение, большое развитие получают песчаные конкреции, достигающие иногда в диаметре 3—4 м. Мощность отложений верхнего альба изменяется от 42 до 207 м.

В верхнем альбе отчетливо устанавливаются две нижние зоны (*Anahoplites michalskii* и *Pervinquieria inflata*), широко распространенные на Мангышлаке. Верхняя (*Pleurohoplites studeri*) изучена недостаточно и выделена несколько условно. В самых нижних слоях кроме зональной формы наиболее характерны: *Anahoplites sinzowi* Spath, *A. pseudoauritus* Semen., *A. uhligi* Semen., *Inoceramus concentricus* Park., *Pholadomya fabrina* Ag. и др. В верхней части зоны отмечается широкое развитие *Inoceramus sulcatus* Park., *Cucullaea transcaspia* Morgdv., *Pinna robineaui* Orb. Зона *Pervinquieria inflata* отмечается на южном склоне хребта Каратау, где она представлена толщей песков с фосфоритовыми желваками, достигающей мощности до 20 м.

Граница с отложениями верхнего мела в пределах центральной части п-ова Мангышлак проводится по «плите» плотного песчаника с фосфоритовыми желваками, содержащей *Schloenbachia ex gr. varians* (Sow.).

К югу от описанных выше естественных разрезов Горного Мангышлака альбские отложения обнажены в районе колодцев Бисакты.

Нижний альб здесь сложен песчано-глинистой толщей мощностью 15 м. В толще встречаются редкие фосфоритизированные ядра ауцеллин.

В разрезе среднего альба преобладают пески и песчаники, среди которых наряду с прослоями конгломератов встречаются значительные по мощности прослой алевритов. Мощность этих пород достигает 345 м. В среднеальбских отложениях встречаются раковины, которые иногда образуют ракушечниковые банки. Раковины крупные, массивные, толстостенные, с резкой скульптурой. В нижних слоях поъяруса большого разнообразия достигают раковины аммонитов *Sonneratia obesa* Spath, *S. aff. obesa* Spath, *S. lupповi* Savel., *S. aff. sarasini yacob.*, встречаются также *Cleoniceras mangyschlakense* Lupp., *C. planodorsata* Sinz., *Dauvilleiceras mammilatum* Schloth. и др. (определения Н. П. Луппова). Средняя фаунистическая зона выделяется по развитию остатков хоплитов, верхняя — по находкам раковин пелеципод.

В основании верхнего альба развит маломощный прослой конгломерата с хорошо окатанной галькой мергельных и глинистых пород. Граница с сеноманом проводится по появлению *Placenticeras* sp., *Schloenbachia inflata* Spath, *S. sharpei* Semen.

В пределах Беке-Башкудукской мегантиклинали альбские отложения представлены всеми подъярусами.

В нижнем альбе намечаются две зоны: *Leymeriella tardefurcata* и *Cleoniceras mangyschlakense*. Первая из них по литологическому составу имеет много общего с верхнеаптскими отложениями: это те же темно-серые песчанистые глины с подчиненными прослоями серых песчаников и алевритов. Зона выделяется по находкам на площади Шалобай *Leymeriella tardefurcata* (Leym.) Orb. В том же разрезе встречаются аммониты *Cirsocerithium* cf. *wunstorfi* Wood. и пелециподы *Nucula* sp. indet., *Barbatia* aff. *marulensis* (Orb.).

Выше количество и мощность песчаных слоев в разрезе увеличиваются. Наряду с серыми песками встречаются пески зеленовато-серые и желтые. На площади Беке из нижних глинистых прослоев А. А. Савельевым определены *Cleoniceras mangyschlakense* Lupp., *Dimorphoplites sinzowi* Savel., *Tetrahoplites orientalis* Casey и др. Мощность отложений нижнего альба достигает 150 м.

В среднем альбе хорошо намечаются две зоны: *Hoplites dentatus* и *Anahoplites intermedius*. Первая из них в нижней части представлена преимущественно глинами плотными, сильно песчанистыми, с подчиненными прослоями светло-серых, желтых песков и песчаников. В верхней части зоны соотношение между песчаниками и глинами меняется на обратное. В средней и верхней частях зоны обнаружен характерный комплекс моллюсков: *Hoplites* cf. *dentatus* Sow., *Nucula* sp. indet., *Dosiniopsis* sp., *Inoceramus* cf. *salomoni* Orb., *I. concentricus* Park., *Corbula* sp., *Panopaea* sp. (определения А. А. Савельева).

Зона *Anahoplites intermedius* сложена преимущественно зеленовато-серыми песками с фосфоритовой галькой в основании, с прослоями серых сильно песчанистых глин в нижней части. В них обнаружены *Anahoplites* sp., *Inoceramus concentricus* Park., *Metacerithium* sp. indet., *Dosiniopsis* sp. indet., *Nucula* (?) sp. indet. Мощность среднеальбских отложений достигает 250 м.

Отложения верхнего альба в Беке-Башкудукском районе сохраняют тот же литологический состав, что и в Прикаратауских долинах. Это преимущественно желтые и серые пески с прослоями мелкозернистых песчаников. Глины имеют резко подчиненное распространение.

В районе площадей Беке и Шалобай в отложениях верхнего альба А. А. Савельевым определены аммониты *Anahoplites* cf. *rossicus* (Sinz.), *A. sinzowi* Spath, *Callihoplites* ex gr. *auritus* Sow., позво-

лившие выделить в разрезах скважин указанных площадей нижнюю зону верхнего альба *Anahoplites rossicus*.

На площади Шалобай в верхней части подъяруса определен *Anahoplites* cf. *uhligi* (Sem en.), позволивший А. А. Савельеву выделить здесь среднюю зону верхнего альба — *Perinqueria inflata*. Верхняя граница альба проводится в основании фосфоритового горизонта с галькой мергельных и глинистых пород. Выше него встречена фауна сеномана *Schloenbachia inflata* Spath и др. Мощность отложений верхнего альба достигает 105 м.

Отсутствие достаточных палеонтологических данных не позволяет в настоящее время зональное расчленение альба в разрезах скважин Южного Мангышлака. Имеющиеся данные по микрофауне и литологическому составу позволяют лишь констатировать присутствие в этом районе альбских отложений. Привлечение этих сведений в комплексе с электрокаротажем позволило провести расчленение разрезов скважин на отдельные реперные поверхности (в альбе — репера 12, 11, 10, 9б, 9а и 9) и пачки: А, Б, В, I, II, III, IV.

В целом можно отметить, что вещественный состав отложений альба мало чем отличается от одновозрастных пород естественных разрезов.

Низы яруса сложены темно-серыми плотными алевритистыми неизвестковистыми глинами с мелкими обуглившимися растительными остатками (пачки А и Б). В этих глинах Л. В. Алексеевой обнаружена ассоциация фораминифер: *Lamarckina lamplughi* (Scherl), *Marginulina debelis* Berth., *Anomalina biinvoluta* Mjatl., *Brotzenia spinulifera* (Reuss) и др. По мнению В. П. Василенко (1963), указанный комплекс фораминифер является характерным для зоны *Lamarckina lamplughi*, которая параллелизуется с зоной *Leymeriella tardefurcata* более северных разрезов.

Выше залегает пачка В, сложенная преимущественно зеленовато-серыми песками и песчаниками. В основании пачки в ряде разрезов залегают фосфоритовые и кварцевые гальки. Вышележащие пачки I и II состоят из темно-серых глин, сходных по составу с глинами пачек А и Б. Постепенно вверх количество и мощность песчаных пластов увеличиваются.

Верхняя часть разреза (пачки III и IV) сложена преимущественно песками и песчаниками зеленовато-серыми, слабо сцементированными, мелкозернистыми, с подчиненными прослоями серых сильно песчаных глин. В пачке IV на площади Узень (скв. 42) Н. К. Гордеевым обнаружен аммонит *Anahoplites* cf. *tangyschlakensis* Savel., характерный для верхней зоны верхнего альба *Anahoplites rossicus*. Наконец, Л. В. Алексеевой в глинах обеих пачек определены фораминиферы *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *Gaydryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Palmula asiatica* Furss., *Anomalina spinosa* N. Вукова, А. sp. типа *A. biinvoluta* Mjatl. и др., подтвердившие присутствие в разрезах скважин Южного Мангышлака средне- и верхнеальбских отложений.

Верхняя граница альба проводится в основании песчано-галечникового горизонта с гальками фосфоритов, выше которых в глинах встречена типичная сеноманская фауна.

Общая мощность альбских отложений на Южном Мангышлаке колеблется от 53 до 60 м.

На п-ове Бузачи альбские отложения имеют весьма близкий вещественный состав к одновозрастным отложениям Мангышлака и Эмбы. Согласно определениям А. А. Савельева, альб подразделяется здесь на три подъяруса.

Нижний альб сложен преимущественно темно-серыми алевритистыми глинами, в которых встречены *Solarium* (?) sp. *indet.*, *Aporhais* (?) sp. *indet.*, *Cinula* (?) sp. Отсюда же В. Е. Ефимовой определены *Reophax guttifer* В r a d y, *Lituotuba lituiformis* (В r.), *Gaudryina* ex gr. *filiiformis* B e r t h., *Cristellaria* ex gr. *gibba* O r b. и др. Хотя приведенные ископаемые и не устанавливают точно возраст вмещающих пород, но положение их в разрезе — между палеонтологически охарактеризованными слоями верхнего апта и среднего альба — говорит об их принадлежности к нижнему альбу. Мощность слоев изменяется от 35 до 60 м.

Средний альб сложен темно-серыми плотными глинами с подчиненными прослоями серых мелкозернистых песков и песчаников. Здесь определены *Sonneratia* (?) sp. *indet.*, *Hoplites* ex gr. *dentatus* S o w., *Inoceramus* cf. *salomoni* O r b., *Nuculana* aff. *juliae* M o r d v. и др.

Верхний альб сложен примерно равным соотношением таких же глин и песков, причем песчаность заметно увеличивается в верхней части подъяруса. В них обнаружены *Anahoplites michalskii* S e m e n. и *A.* cf. *litschkovi* S a v e l.

Общая мощность альбских отложений на п-ове Бузачи увеличивается с запада на восток от 287 до 555 м.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения на п-ове Мангышлак широко распространены. Они хорошо обнажены в Прикаратауских долинах (возвышенности Северный и Южный Актау), в своде Беке-Башкудукской мегантиклинали, в районе сел. Сенек и близ гор Карамая. Кроме того, отдельные их выходы встречаются на полуостровах Тюб-Караган и Бузачи. На п-ове Тюбкараган осадки верхнего мела обнажены в эрозионных долинах Тюбеджик и Хангабаба. На Беке-Башкудукской мегантиклинали породы верхнего мела прослеживаются почти сплошной полосой в обрыве северного крыла и по южному крылу от родников Куюлус до урочища Сарболат. На Южном Мангышлаке верхнемеловые отложения вскрыты многими структурными и разведочными скважинами.

Стратиграфия верхнего мела полуостровов Мангышлак и Бузачи рассмотрена в работах Н. И. Андрусова (1915), С. Н. Алексейчика (1941), Н. К. Трифонова (1957, 1959), Ю. М. Васильева (1959), Н. К. Быковой (1960), Н. К. Трифонова и А. М. Бурого (1960, 1960а), В. П. Василенко (1961), К. В. Кручинина (1961), Н. К. Трифонова и В. П. Василенко (1963). Верхний мел Мангышлака представлен всеми ярусами.

Сеноман

В западной части п-ова Мангышлак сеноман представлен зеленовато-серыми мелкозернистыми песками с прослоями песчаников и шаровых песчаных конкреций и реже глин, в восточной части — в основном глинами с редкими прослоями песков. Встречается несколько (до 4 в районе урочища Суллукапы) фосфоритовых горизонтов.

Возраст отложений устанавливается по многочисленной фауне аммонитов (*Schloenbachia varians* S o w. и др.) и пелеципод (*Exogyra conica* S o w., *Inoceramus crippsi* M a n t. и др.) (Трифонов и Бурого, 1960; Трифонов и Василенко, 1963).

На основании изучения фораминифер В. П. Василенко в сеномане выделила три зоны (снизу вверх): 1) *Brotzenia* aff. *dorsoplana*, 2) *Anomalina cenomanica* (нижний подъярус) и 3) *Anomalina berthelini* (верхний подъярус). Первая зона известна только на п-ове Бузачи.

Мощность сеноманских отложений колеблется от 40 м на западе до 160 м на востоке.

На п-ове Тюбкараган (долины Ханга-Баба и Тюбеджик) сеноман представлен песчанистыми глинами и песчаниками с фосфоритовой плитой в основании. В своде Тюбеджикской антиклинали верхнемеловые отложения отсутствуют, на крыльях же сеноман сложен плитой песчаников с фосфоритами мощностью, не превышающей 0,25 м. На более далеких погружениях крыльев мощность отложений сеномана увеличивается до 30—80 м. Здесь встречены сеноманские *Inoceramus cripsi* Ma n t., *Exogyra conica* Sow., *Schloenbachia varians* Sow. и др.

В. П. Василенко (1961) выделила в этих разрезах два комплекса фораминифер: нижний — зоны *Anomalina cenomanica* и верхний — *A. berthelini*.

В районе Беке-Башкудукской мегантиклинали (урочище Сарболат) отложения сеномана сложены преимущественно песчаными породами. В их основании проходит несколько рядов шаровых конкреций, по нижнему из которых проводится граница с альбскими песками. Примерно в средней части разреза прослеживается 12—15-метровый пласт глины. Верхняя граница сеномана проходит в основании слоя с фосфоритовыми желваками. В этом районе обнаружены характерные для сеномана раковины моллюсков и обеих зон фораминифер. Мощность отложений сеномана 73 м.

На Южном Мангышлаке сеноман представлен чередующимися пластами серых глин и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков и песчаников. В основании яруса повсеместно залегает горизонт кварцевых и фосфоритовых галек. В этих отложениях известны фораминиферы *Anomalina cenomanica* var. *cenomanica* (Brotz.), *A. cenomanica* var. *concava* Vass., *A. baltica* (Brotz.), *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Gümbelina globulasa* (Ehrenb.) и др. Мощность сеноманских отложений колеблется здесь от 82 до 155 м.

Сеноман на п-ове Бузачи представлен двумя пачками. В нижней части залегают серые и темно-серые глины с прослоями алевролитов и песчаники с фосфоритовыми конкрециями в подошве общей мощностью до 25 м. Здесь встречены *Schloenbachia* cf. *subplana* (Ma n t.) Shagr e, *Aporrhais* sp. *indet.*, *Inoceramus cripsi* Ma n t. и фораминиферы зоны *Brotzenia* aff. *dorsoplana*. Выше лежат тонкослоистые серые, темно-серые, иногда почти черные глины с прослоями алевролитов, песков и песчаников с *Schloenbachia dorsetensis* Spath, *Inoceramus cripsi* Ma n t., *Pecten asper* Lam. и фораминиферами зоны *Anomalina cenomanica*. Их мощность колеблется от 6 до 46 м.

В верхней части залегают мелкозернистые серые пески с прослоями алевролитов и светло-серых плотных мергелей, серых песчанистых глин с фораминиферами зоны *Anomalina berthelini*. Их мощность колеблется от 3 до 21 м.

Турон

Туронские отложения в Прикаратауских долинах представлены двумя подъярусами. Нижний сложен зеленовато-серыми песками, переходящими местами в рыхлые песчаники. Иногда в их подошве залегают фосфориты, но чаще они отсутствуют, и тогда граница между

сеноманскими и туронскими отложениями неясная. Здесь встречаются *Inoceramus labiatus* Schloth.

В. П. Василенко (1961) в нижнетуронских отложениях выделяет две зоны фораминифер: нижнюю — *Rugoglobigerina holzli* и верхнюю — *Globorotalites hangensis*. Мощность отложений нижнего турона достигает 38 м.

Верхний турон представлен мелом или мергелем с *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods, с фораминиферами зоны *Anomalina moniliformis*.

Обычно на границе между песчаными осадками нижнего турона и карбонатными породами верхнего залегает фосфоритовый слой (мощностью до 0,1 м), переполненный остатками туронских морских ежей (*Echinocorys sphaericus* Schlüt., *E. gravesi* Desag., *Micraster leskei* Desm., *M. cortestudinarium* Goldf.), пеллеципод (*Spondylus spinosus* Sow.) и аммонитов (*Lewesiceras peramplum* (Mant.) и др. Мощность отложений верхнего турона колеблется от 5 до 45 м.

Нижний турон на п-ове Тюбкараган представлен глинистыми песчаниками мощностью 22 м с *Inoceramus labiatus* Schloth. и фораминиферами зон *Rugoglobigerina holzli* и *Globorotalites hangensis*. Верхний турон сложен мелоподобными мергелями (мощностью 39 м) с *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods и фораминиферами зоны *Anomalina moniliformis*. На Беке-Башкудукской мегантиклинали турон представлен зеленовато-серыми мелкозернистыми песками и песчаниками с несколькими прослоями фосфоритов мощностью 25—33 м. Здесь также встречена характерная для нижнего и верхнего турона ископаемая фауна.

В западной части Беке-Башкудукской мегантиклинали нижний турон по данным бурения представлен песчаниками мощностью до 30 м, а верхний — мергелями мощностью 3 м.

В районе сел. Сенек и колодцев Бесакты турон представлен в основном зеленовато-серыми тонкозернистыми известковистыми песками, в подошве и кровле которых залегают фосфориты, рассеянные в породе в виде мелких фосфоритовых желваков. Их мощность достигает 20 м.

На территории Южного Мангышлака из-за отсутствия достаточного количества фактических данных турон не отделен от коньяка и обычно рассматривается с ним совместно. Нижняя часть турон-коньяка сложена здесь серыми грубозернистыми песчаниками с конгломератом в основании, верхняя — голубовато-серыми песчанистыми мергелями. Из фораминифер известны *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Gaudryina subserrata* Vass., *Anomalina moniliformis* (Reuss) и др. Мощность турон-коньякских отложений колеблется от 5—8 до 30—40 м.

На п-ове Бузачи нижний турон сложен глинистыми серыми песками. Здесь выделены комплексы фораминифер зоны *Rugoglobigerina holzli*. Выше залегают серые мелкозернистые известковистые песчаники, сменяющиеся серыми и светло-серыми мергелями, с прослоями глин с *Inoceramus labiatus* Schloth. var. *latus* Sow., *I. cf. labiatus* Schloth. и фораминиферами зоны *Globorotalites hangensis*. Мощность отложений нижнего турона до 13 м.

Верхний турон представлен плотными зеленовато-серыми, с прослоями темно-серых глин, мергелями с *Inoceramus lamarcki* (Park.) Woods, *I. incostatus* Woods, *I. cf. interruptus* F. Schmidt и фораминиферами зоны *Anomalina moniliformis*. Мощность пород верхнего турона колеблется от 8 до 40 м.

Коньяк

Отложения коньяка выделены В. П. Василенко (1961) на основании изучения комплексов фораминифер. Они обычно представлены белыми мергелями и писчим мелом.

По фораминиферам эта часть разреза верхнего мела выделяется как зона *Anomalina praeinfrasantonica*. В ней встречены *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Verneuilina münsteri* Reuss, *Gaudryina laevigata* Franke, *Ataxophragmium nautiloides* Brotz., *Stensiöina emscherica* Bar., *Eponides concinnus* var. *concinna* Brotz., *Parrella whitei* var. *whitei* (Brotz.), *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *Cibicides praeeriksdalensis* Vass., *Bolivinita eleyi* Cushman.

Мощность коньякских отложений в бортах Прикаратауских долин достигает 37 м, на п-ове Тюбкараган — 13 м, на Беке-Башкудукской мегантиклинали — 6,5 м, на п-ове Бузачи колеблется от 9 до 30 м.

Сантон

Отложения сантона согласно залегают на породах коньяка или с размывом — на породах турона. В сантонских отложениях микрофауна встречается редко, поэтому их разделение на нижний и верхний подъярусы проведено на основании изучения комплексов фораминифер.

Нижний сантон на всем п-ове Мангышлак и на п-ове Бузачи представлен мергелями и белым писчим мелом с фораминиферами зоны *Anomalina infrasantonica*, которая включает *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Stensiöina emscherica* Barusch. var. *subexculpta* Vass., *Eponides concinnus* Brotz. var. *plana* Vass., *Parrella whitei* (Brotz.) var. *crassa* Vass., *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. thalmani* (Brotz.), *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Globotruncana paraventricosa* (Hofer), *Buliminella gracilis* Vass., *Pyramidina buliminoides* (Brotz.) (Трифонов и Василенко, 1963).

Мощность отложений нижнего сантона в бортах Прикаратауских долин колеблется от 2 до 17 м, на п-ове Тюбкараган — от 13 до 27 м, на Беке-Башкудукской мегантиклинали достигает 24 м, на п-ове Бузачи изменяется от 10 до 54 м.

Верхний сантон сложен белыми мергелями и писчим мелом с фораминиферами зоны *Anomalina stelligera* со следующим комплексом видов: *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Parrella whitei* (Brotz.) var. *polycamerata* Vass., *Anomalina clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *A. stelligera* (Marie), *Globotruncana verrucosa* Vass., *G. fornicata* Plumm., *Reussella kelleri* Vass., *Bolivinoidea strigillatus* (Chapm.), *B. laevigatus* Marie var. *finitima* Vass. и др.

Мощность отложений верхнего сантона на Центральном Мангышлаке изменяется от 4 до 51 м, на Беке-Башкудукской мегантиклинали достигает 40 м, на п-ове Бузачи колеблется от 8 до 55 м.

Кампан

Отложения кампана согласно залегают на сантоне и всюду на п-ове Мангышлак представлены белым писчим мелом и мелоподобными мергелями, сверху — с прослоями мелоподобных известняков, а на п-ове Бузачи — мелоподобными серовато-белыми мергелями с прослоями белого писчего мела и мелоподобных известняков.

Отложения кампана подразделяются на два подъяруса — нижний и верхний, а первый из них — на две части. В нижней части нижнего кампана обычно встречаются *Inoceramus regularis* Orb., *Offaster pilula* Lam., *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys gibbus* Lam., *Galeola senonensis* Orb., а также фораминиферы зоны *Bolivinoidea decoratus* и зоны *Cibicides temirensis* (Трифонов и Василенко, 1963).

Мощность этой части нижнекампанских отложений в бортах Прикаратауских долин колеблется от 4 до 70 м, на Беке-Башкудукской мегантиклинали достигает 15—20 м, на Южном Мангышлаке изменяется от 28 до 67 м, на п-ове Бузачи — от 9 до 45 м.

В отложениях верхней части нижнего кампана (зона *Belemnitella mucronata*) присутствуют *Inoceramus* ex gr. *dariensis* Moskv., *I. balticus* Boehm, *Galeola senonensis* Orb., *Echinocorys ovatus* Leske, *E. humilis* Lam., *Pseudoffaster caucasicus* Gru и др., изредка ростры *Belemnitella mucronata* Schloth. и фораминиферы зоны *Cibicides aktulagayensis* (Трифонов и Василенко, 1963).

Мощность отложений верхней части нижнего кампана в бортах Прикаратауских долин изменяется от 11 до 80 м, на Беке-Башкудукской мегантиклинали достигает 32—44 м, на п-ове Бузачи колеблется от 7 до 72 м.

В отложениях верхнего кампана (зона *Belemnitella langei*)* встречаются *Echinocorys pyramidatus* Portl., *E. marginatus* Goldf., реже *Baculites anceps* Lam. и *Belemnitella temirensis* Kolt., фораминиферы зоны *Cibicides veltzianus* и зоны *Cibicides orcinus*.

Мощность отложений верхнего кампана в бортах Прикаратауских долин колеблется от 18 до 87 м, на п-ове Тюбкараган достигает 26 м, на Восточном Мангышлаке — до 90 м, в районе горы Карамая — до 65 м, на Южном Мангышлаке — до 41 м, а на п-ове Бузачи изменяется от 15 до 74 м.

Маастрихт

Породы кампана постепенно вверх переходят в отложения маастрихта. По комплексам моллюсков и фораминифер маастрихт расчленяется на два подъяруса — нижний и верхний.

Нижний маастрихт на полуостровах Мангышлак и Бузачи представлен белым песчим мелом и мергелями, с прослоями известняков и известковых песчаников с *Belemnella lanceolata* (Schloth.), *Discoscaphites constrictus* Sow. и фораминиферами зоны *Grammostomum incrassatum* var. *incrassata* (Василенко, 1961).

Мощность отложений нижнего маастрихта в бортах Прикаратауских долин колеблется от 8 до 100 м, на п-ове Тюбкараган равна 6 м, на Восточном Мангышлаке достигает 30 м, в районе сел. Сенек — до 112 м, на п-ове Бузачи колеблется от 17 до 55 м.

Верхний маастрихт (зона *Belemnella arkhangelskii*) сложен чередующимися между собой мергелями, известняками и реже известковыми песчаниками, иногда с кремневыми стяжениями. Наиболее четко верхний маастрихт выделяется по комплексу фораминифер зоны *Grammostomum incrassatum* var. *crassa* (Василенко, 1961).

Мощность отложений верхнего маастрихта в бортах Прикаратауских долин изменяется от 16 до 194 м, на п-ове Тюбкараган равна 18 м, на Восточном Мангышлаке достигает 150 м, близ сел. Сенек — до 50 м, на п-ове Бузачи — до 92 м.

* Автором статьи эта зона верхнего мела относится к нижнему маастрихту.

Датский ярус

Датские отложения связаны постепенным переходом с отложениями маастрихта. Граница датских отложений с маастрихтскими не всюду четко отбивается, но есть разрывы (обрыв Северного Актау), где ее легко проследить: здесь на их контакте наблюдается четко выраженная эрозионная ниша. Контакт датских отложений с палеогеновыми не всюду хорошо выражен. Наиболее четок он в районе ущелья Суллукапы на Южном Актау. Здесь на размытой поверхности датских известняков с угловым несогласием залегают известняки палеоцена.

Датские отложения на Центральном Мангышлаке представлены светлыми известняками и реже — известковыми песчаниками и белыми мергелями, обычно с прослоями кремниевых конкреций.

Возраст отложений определяется по остаткам морских ежей — *Cyclaster munieri* Seunes, *C. gindrei* (Seunes), *Protobrissus akkayensis* (Weber), *Proccassidulus* sp., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. depressus* Eichw., *E. pyrenaicus* Seunes, головоногих *Hercoglossa danica* Schloth. и комплексам фораминифер, по которым намечаются три зоны (снизу вверх): *Cibicides clipeatus*, *Discorbis binkhorsti* (нижний подъярус) и семейство Anomalinidae (верхний подъярус) (Василенко, 1961). Мощность датских отложений на Центральном Мангышлаке колеблется от 15 до 170 м.

На Беке-Башкудукской мегантиклинали в обнажениях датский ярус в нижней части сложен белыми плотными и слегка желтоватыми известняками. Выше залегают местами довольно рыхлые песчаные белые мергели. Встречаются многочисленные прослои кремниевых стяжений. В известняках встречается большое скопление остатков морских датских ежей и фораминифер. Мощность датских отложений колеблется от 50 до 88 м.

По данным бурения на крыльях Беке-Башкудукской мегантиклинали датский ярус представлен светло-серыми известняками с 10 прослоями конкреций кремния. Мощность известняков 110 м.

В обрыве у сел. Сенек породы датского яруса сложены белыми мергелями мощностью до 35 м. В районе горы Карамая они полностью размыты.

На Южном Мангышлаке датские отложения залегают с угловым несогласием на различных подстилающих породах. Они сложены белыми и желто-серыми плотными кавернозными известняками. Возраст отложений устанавливается по находкам фораминифер *Discorbis binkhorsti* (Reuss), *Anomalina danica* (Brotz.) и др. Мощность датских отложений изменяется от 10 до 25 м.

Датский ярус на п-ове Бузачи представлен плотными мелоподобными, иногда доломитизированными мергелями с прослоями писчего мела мощностью от 2 до 20 м. В мергелях встречаются остатки датских ежей и фораминифер (Трифонов и Василенко, 1963).

УСТЮРТ

Меловые отложения выходят на поверхность лишь в центральной части западного чинка плато Устюрт, в пределах Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, а также на небольшом участке чинка Капланкыр на периклинальном погружении Карашорской мегантиклинали (рис. 66). На остальной территории они вскрыты скважинами, пробуренными в основном на поднятиях. Стратиграфия меловых отложений Устюрта описана в работах Н. П. Луппова (1932, 1935), А. Л. Яншина (1953), М. И. Соколова (1958), Р. Г. Гарецкого

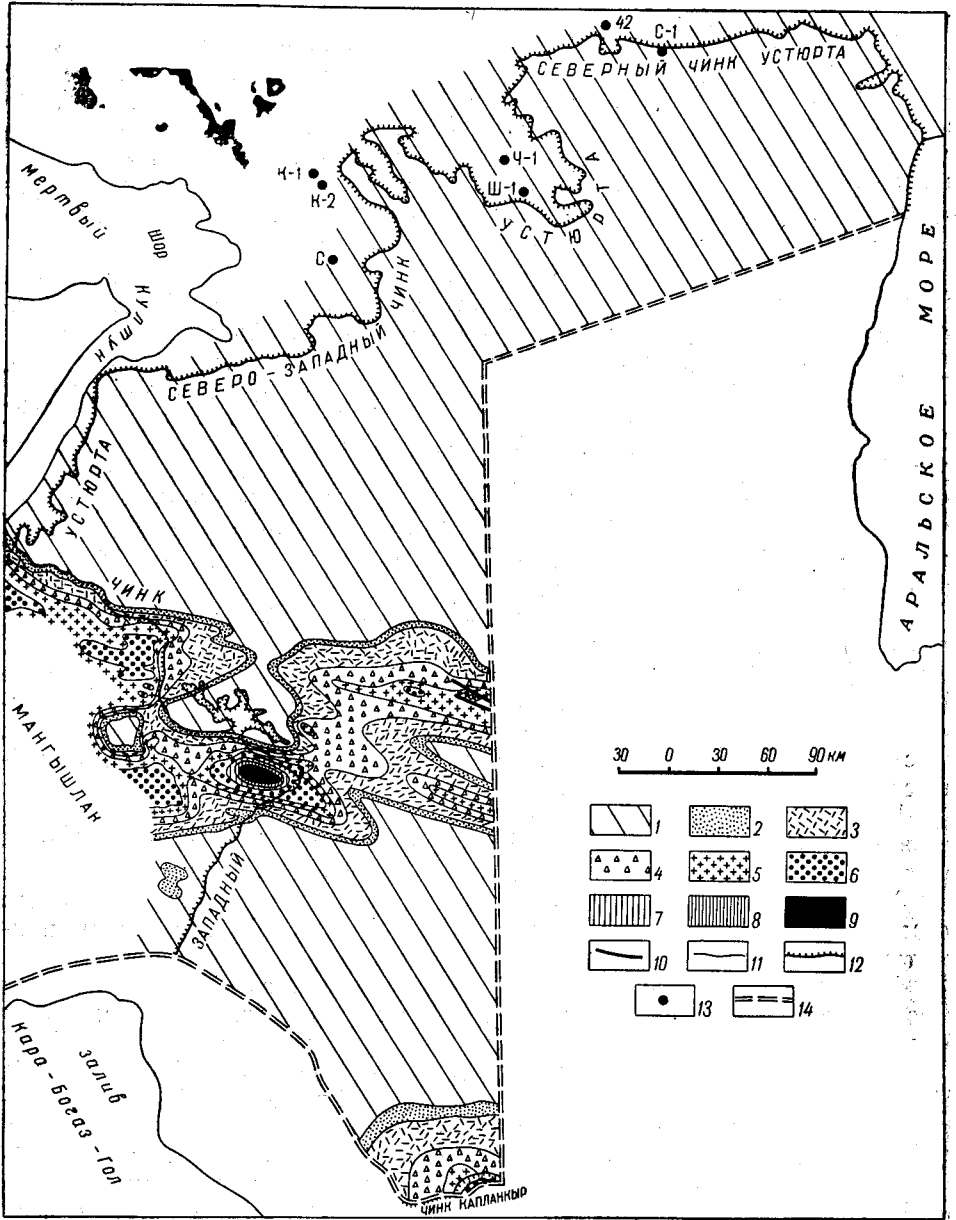


Рис. 66. Схема распространения меловых отложений Устьурта на поверхности и под покровом неогена

1 — маастрихтские и датские отложения, перекрытые палеогеном; 2—8 — меловые отложения на поверхности и под покровом неогена: 2 — датский ярус, 3 — маастрихт, 4 — коньяк, сантон, кампан, 5 — сеноман и турон, 6 — альб, 7 — апт, 8 — неоком; 9 — домеловые отложения (пермские, триасовые и юрские); 10 — разрывные нарушения; 11 — геологические границы; 12 — чинки Устьурта; 13 — некоторые скважины, вскрывшие меловые отложения; 14 — административная граница Казахстана

Буквами на схеме обозначены скважины: С — скв. 1 (Сарга); К-1 — скв. 1 (Кумтобе); К-2 — скв. 2 (Кумтобе); Ч-1 — скв. 1 (Чагырлы); Ш-1 — скв. 1 (Шомышты); С-1 — Северо-Устьуртская опорная скв. 1

(1962), Р. Г. Гарецкого, И. З. Котовой и А. Е. Шлезингера (1965), М. М. Чарыгина и др. (1963), Н. К. Трифонова и В. П. Василенко (1963), И. Г. Гринберга и В. Г. Сухинина (1965) и др.

Нижний отдел

Неоком

Неокомские отложения обнажены у подножия Западного чинка Устюрта близ кол. Кугусем и вскрыты несколькими скважинами у северных его чинков. Они с резким размывом и базальным горизонтом в основании (конгломераты из гальки кварца, кремня, песчаников и фосфоритов) залегают на образованиях средней (Западный чинк) и верхней (северный чинк) юры. Неокомские отложения четко делятся на две части: нижнюю — морскую и верхнюю — континентальную. У западных чинков Устюрта неоком расчленяется на три яруса (Луппов, 1932, 1935).

Валанжин представлен в нижней части желтыми мелко- и среднезернистыми кварцево-плагиоклазовыми песчаниками с маломощными прослоями конгломератов, а в верхней — зеленовато-серыми тонкослоистыми глинами с прослоями серого мергеля и органогенно-детритусового известняка. В прослоях известняка, реже в песчаниках и конгломератах встречаются характерные для валанжина *Polyptychites* aff. *rectangulatus* Bogosl., *P. polyptychus* Keys, *P. cf. subquadrata* Roem., *Echinopygus rostratus* Ag., *Trigonia caudata* Ag., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dounger, *Aucella volgensis* Lah., *A. bulloides* Lah. и др. (Луппов, 1935). Мощность валанжинских отложений 50 м.

Отложения готерива с небольшим размывом залегают на валанжинских. Они представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками, преобладающими в нижней части разреза, и алевроитистыми глинами с прослоями мергелей. Здесь встречаются многочисленные двусторки: *Trigonia ingens* Lycsett, *T. scapha* Ag., *Astarte beaumonti* Leym., *Panope gurgites* Brongn., *P. neocomiensis* Leym., *Cucullaea gressleyi* Loh., *C. gabrieli* Leym., *Exogyra subsinuata* Leym. Н. П. Луппов (1935) выделил отложения готеривского яруса в «тригониевую свиту». Мощность готеривских отложений 10—15 м.

Барремские отложения залегают на готеривских с неясными следами размыва. Они представлены пачкой континентальных пестроокрашенных вишнево-красных, малиново-бурых, голубых и голубовато-серых глин, переслаивающихся с зеленовато- и желтовато-серыми песчаниками, внутри которых отмечаются маломощные линзы и прослои конгломератов. Эти отложения Н. П. Лупповым (1932) выделены под названием «малиновой свиты». В барремских отложениях встречаются лишь единичные отпечатки *Aucella* sp. Возраст их определяется на основании стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными слоями готерива и апта, однако не исключено, что нижняя часть красноцветных отложений относится еще к готериву. Мощность барремских отложений достигает 70 м.

У северных чинков Устюрта отложения неокома вскрыты в интервале 1279—1815 м Северо-Устюртской опорной скважиной (Гринберг и Сухинин, 1965; Гарецкий, Котова и Шлезингер, 1965). Нижняя часть неокома здесь сложена серовато-зелеными известковистыми и слабоизвестковистыми глинами с редкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песков. В верхних 18 м этой части разреза серовато-зеленые глины переслаиваются с пестроцветными глинами. В описываемых породах А. А. Савельевым обнаружены пелециподы: *Nuculana* aff. *scapha* (Orb.), *Pholadomya* sp., *Arcomya* sp. indet., *Pleuromya* sp., *Actaeonia*

sp., *Pleurotomya* sp., *Aucellina* sp. indet. По данным П. Т. Рыгиной, здесь же встречен комплекс фораминифер глобулиновой зоны: *Ammodiscus incertus* Orb., *Haplophragmoides noninioides* Reuss, *Globulina lacrima* Reuss (плохой сохранности), *G.* sp., *Lenticulina* ex gr. *carpovi* (Nikitina), *Epistomina* sp. Такой состав ископаемой фауны указывает на готеривский, а возможно, частично и валанжинский возраст вмещающих пород (Гринберг и Сухинин, 1965). Мощность описываемых отложений достигает 77 м.

Верхняя часть разреза неокома в Северо-Устьюртской опорной скважине сложена толщей пестроцветных плотных известковистых, реже слабо известковистых глин с прослоями песчаников, песков и алевролитов общей мощностью 459 м. В этих породах П. С. Любимовой обнаружены остракоды: *Origoilyocypris* sp., *Cypridea* cf. *koskullensis* Mandelst. По мнению Р. Г. Гарецкого, И. З. Котовой и А. Е. Шлезингера (1965), низы пестроцветных пород, вероятно, относятся еще к готериву, а основная их толща — к баррему.

Близкий по строению и по литологическому составу разрез неокома пройден глубокими разведочными скважинами у Северо-Западного чинка Устьюрта. Здесь нижняя часть отложений неокома сложена зеленовато-серыми известковистыми или реже слабо известковистыми глинами с редкими обугленными растительными остатками и неопределимыми раковинами пелеципод. Отмечаются редкие прослойки песчаников. В скв. 1 Кумтобе (Гарецкий, Котова и Шлезингер, 1965) с глубины 1975—1980 м Э. А. Копытовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца голосемянных. В составе спор основная роль (20%) принадлежит семейству Schizaeaceae, представленному *Lygodium gybberulum* K.-M., *L. mirabile* Volkh., *L. subsimplex* Volkh., *Schizaea certa* Volkh. В незначительном количестве встречаются споры *Hymenophyllum* sp., *Coniopteris* sp., *Salvinia* sp., *Leiotriletes* sp., *Chomotriletes* sp. Среди голосемянных преобладает пыльца *Classopollis* sp. (24,8%), *Ginkgo* sp. (16%), *Cycas* sp. (11,2%), меньше пыльцы *Cedrus* sp. (21,4%), Cupressaceae (1,6%), *Podozamites* (1,6%), *Podocarpus* sp. (ед.), *Picea* (ед.), *Pinus* (ед.). Этот комплекс позволяет отнести вмещающие отложения к неокому.

Мощность описываемой толщи в скважинах 1 и 3 (Кумтобе) достигает 150 м, уменьшаясь в скв. 1 (Сарга) до 130 м, а в скважинах 1 (Шомышты) и 1 (Чагырлы) — до 100 м.

Верхняя часть разреза неокома, так же как и в Северо-Устьюртской опорной скважине, здесь сложена пестроцветными глинами, мощность которых в скважинах 1 и 3 (Кумтобе) достигает 355 м, увеличиваясь в скв. 1 (Сарга) до 430 м. В скважинах 1 (Шомышты) и 1 (Чагырлы) в верхней части пестроцветной толщи, достигающей мощности 470 м, наблюдаются прослойки и пачки песков.

Общая мощность неокома в районе колодца Кугусем равна 130 м, в Северо-Устьюртской опорной скважине — 536 м, в скважинах 1 и 3 (Кумтобе) — 520 м, в скв. 1 (Сарга) — 580 м, в скважинах 1 (Шомышты) и 1 (Чагырлы) — 570 м.

Апт

Отложения апта обнажены лишь в Западном чинке Устьюрта у колодца Кугусем. Они трансгрессивно, но без углового несогласия перекрывают барремские отложения. В восточной части Горного Мангышлака аптские отложения залегают на различных горизонтах юры, триаса и перми. В основании аптских отложений повсеместно просле-

живается пласт песчаника, в нижней части которого отмечается многочисленная галька кварца, кремней, песчаников, алевролитов, аргиллитов и фосфоритов. Выше залегает толща тонкопереслаивающихся (мощность прослоев в основном 0,1—0,2 м, иногда до 1—1,5 м) глин, песков, песчаников, алевролитов и алевролитов, реже песчаных известняков. В песчаниках часто отмечаются мелкая галька и гравий кремней, кварца, песчаников и фосфоритов. В этой части разреза найдены нижнеаптские *Deshayesites* sp., *Chelonicerus cornuelianum* Orb., *Difrenouya* sp., *Neohibolites* sp. Мощность нижнеаптских отложений 50—55 м.

Выше с пластом конгломерата (до 0,6 м) в основании залегает однородная толща переслаивающихся серых, желтовато- и зеленовато-серых глин, песков, песчаников, алевролитов и алевролитов с редкими прослоями конгломератов. Эта толща относится к верхнему апту. Здесь выделяются две фаунистические зоны: нижняя (40 м) с *Chelonicerus subnodosocostatum* Sinz. и верхняя (до 70 м) с *Parahoplites melchioris* Anth.

В верхней части разреза аптских отложений четко прослеживается горизонт песчаника, переполненного крупными раковинами *Ostrea* sp., *Pinna* sp. Наряду с приведенными формами по всему разрезу встречаются пользующиеся более широким распространением *Ancyloceras* sp., *Aconoceras* sp., *Colombiceras* sp., *Pterotrionia cubanica* Sinz. и др.

На Северном Устье и на Предустюртской равнине аптские отложения пройдены рядом скважин (Северо-Устьюртской опорной, Шомыштыкольской, Чагырлинской, Саргинской и др.). Апт представлен здесь переслаивающимися сероцветными глинами, песчаниками, песками и алевролитами с подчиненными прослоями алевролитов и бурых углей. Глины серые и темно-серые, редко бледно-зеленые, алевроитовые и песчаные, иногда отмученные, с обугленным растительным детритусом и древесиной. Пески и песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и разнозернистые, полимиктовые, глинистые, иногда с галькой кремнистых пород. Расчленение апта на подъярусы затруднено ввиду однообразия литологического состава и крайне редких находок ископаемой фауны.

На основании сравнения электрокаротажных кривых Северо-Устьюртской опорной скважины с таковыми Южно-Эмбенской опорной скважины И. Г. Гринберг и В. Г. Сухинин (1965) условно расчленили апт на подъярусы. Нижний из них сложен сероцветной толщей переслаивающихся между собой глин, песчаников, песков и алевролитов и имеет мощность 95 м. Верхний подъярус (70 м) характеризуется более темными окрасками пород и большим количеством прослоев углей. Здесь П. Т. Рыгиной обнаружены аптские фораминиферы: *Rhabdammina aptica* Damp., *Haplophragmoides embaensis* Nikitina, *H. excavatus* Cushman., *Ammobaculites* aff. *agglutinanus* (Orb.), *A. fontinensisiformis* Nikitina, *Gaudryina* aff. *filiformis* Berth. и др.

Мощность аптских отложений в Западном чинке Устьюрта равна 160—170 м, в Северо-Устьюртской опорной скважине — 165 м, в скважинах 1 (Шомышты) и 1 (Чагырлы) — 110 м, в скв. 1 (Кумтобе) — 120 м. В сторону Шошкакольской мегантиклинали морские аптские отложения постепенно замещаются континентальными (Гарецкий, 1962).

Альб

Отложения альба слагают нижнюю часть чинка Капланкыр и западного чинка Устьюрта (к югу и северу от кол. Кугусем) и вскрыты скважинами под более молодыми отложениями на плато в районе уа-

лов Карабаур, Музбель и Хоскудук, а также рядом скважин у северных чинков Устюрта. Они согласно залегают на аптских отложениях и представлены мощной однородной терригенной толщей с многочисленными внутрiformационными размывами и частыми фаціальными замещениями. Основная часть разреза альбского яруса представлена серыми, желтовато- и зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками и алевролитами, серыми и черными часто песчанистыми и алевроитистыми глинами.

На Центральном Устюрте в разрезе альба наблюдаются прослои (0,1—1 м) песчаников, образующих при выветривании характерные шаровые и караваеобразные конкреции известняков, алевролитов, фосфоритов и конгломератов. Кроме того, здесь встречаются фосфоритовые горизонты, количество которых обычно составляет 8, но иногда достигает 10—11. К фосфоритовым горизонтам часто приурочены границы подъярусов и фаунистических зон.

По остаткам фауны альбские отложения на Южном и Центральном Устюрте расчленяются на три подъяруса, в каждом из которых выделяется по три фаунистические зоны (Соколов, 1958). В нижнем подъярусе выделяются зоны (снизу вверх): *Acanthoplites nolani* мощностью около 40 м; *Hypacanthoplites jacobi* мощностью 8—10 м и *Leymeriella tardefurcata* мощностью 100—120 м. Нижние две зоны охарактеризованы приведенными выше аммонитами, в верхней встречены *Leymeriella tardefurcata* (Leym.), *L. regularis* (Brongn.) (вверху разреза), *L. andrussovi* Glasun., *Aucellina caucasica* Busch., *Neohibolites* sp. и др. Общая мощность отложений нижнего альба 170 м.

В среднем подъярусе выделяются зоны (снизу вверх): *Douvilleiceras mammillatum* мощностью 150—200 м, *Hoplites dentatus* мощностью 50—60 м и *Anahoplites intermedius* мощностью 35—40 м. Наиболее полно фаунистически охарактеризована нижняя зона. Здесь, особенно часто в нижней части разреза, встречаются *Sonneratia obesa* Spath., *S. sarasini* Jacob., *S. aff. luppovi* Savel., *S. cf. media* Sinz., *Cleoniceras cf. mangyschlakense* Lupp., *C. cleon* Orb., *Douvilleiceras mammillatum* Schloth., *Inoceramus concentricus* Park., *I. mandibula* Morgdv., *I. salomoni* Orb., *Pictetia depres* Pictet и др. В средней зоне ископаемая фауна более редкая. К основанию разреза приурочены *Hoplites elegans* Sow., *Parahoplites benettianus* Sow., а в верхней части встречаются единичные экземпляры *Hoplites dentatus* Sow. Наиболее редко раковины моллюсков встречаются в верхней зоне и приурочены они здесь в основном к пограничным слоям с верхним альбом (*Anahoplites intermedius* Spath., *A. asiaticus* Glasun., *A. transcaspicus* Glasun., *Inoceramus* ex gr. *anglicus* Woods). Мощность отложений среднего альба 240—290 м.

В верхнем подъярусе выделяются зоны (снизу вверх): *Anahoplites michalskii* мощностью 30—40 м, *Pervinquieria inflata* мощностью 30 м и *Pleurohoplites studeri* мощностью 50—60 м. Нижняя зона охарактеризована многочисленными *Anahoplites michalskii* Semen., *A. rossicus* Sinz., *A. sinzovi* Spath., *Pterotrighonia* sp., *Cucullaea* sp. и др. В средней зоне ископаемая фауна более редкая и приурочена в основном к верхней части разреза *Pterotrighonia klytschevae* Savel., *Anahoplites* cf. *uhligi* Semen., *Pervinquieria* sp., *Hamites* sp., а также обнаружены многочисленные зубы акул. Верхняя зона охарактеризована многочисленными *Pleurohoplites* ex gr. *studeri* Pictet et Camp., *Callihoplites* ex gr. *tetragonus* Seeley, *Leptohoplites* cf. *cantabrigensis* Spath., *Karamaiceras* cf. *kolbajense* M. Sok., *Aucellina* cf. *gryphaeoides* Sow. и др. Общая мощность верхнеальбских отложений 110—130 м.

В Северо-Устьюртской опорной скважине (Гринберг и Сухинин, 1965) к нижнему альбу отнесены пески с прослоями глин, песчаников и алевролитов, с раковинами нижнемеловых фораминифер мощностью 142 м; к среднему — преимущественно глинистая толща (112 м) с фораминиферами альба; к верхнему альбу — песчано-глинистая толща (160 м) с прослоями алевролитов и гравелитов и с комплексом верхнеальбских фораминифер: *Globigerina infracretacea* Glaessner, *G. ex gr. gaultina* Mogyz., *Acarinina ex gr. ultramica* Vass., *Buliminea ex gr. miniscula* Nayd.

Мощность альбских отложений у западных чинков Устьюрта равна 540—580 м, в Северо-Устьюртской скважине — 114 м, в скважинах 1 (Шомышты) и 1 (Чагырлы) — 400 м, в скв. 1 (Кумтобе) 650 м. На п-ове Бузачи мощность пород альба равна 440 м (Чарыгин и др., 1963), причем, по данным микрофауны (В. П. Василенко), верхнеальбские отложения здесь отсутствуют.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения вскрыты большим количеством структурно-картировочных скважин. Верхнемеловые отложения представлены исключительно морскими образованиями и по литологическому составу разделяются на две части: нижнюю песчано-глинистую (сеноман — турон) и верхнюю карбонатную (сантон, кампан, маастрихт, даний).

Сеноман

Сеноманские отложения обнажены в чинке Капланкыр на периклинали Карашорской мегантиклинали и в Западном чинке Устьюрта, а также вскрыты рядом скважин на плато в пределах Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и на северном крыле Северо-Устьюртского прогиба. Они согласно залегают на породах верхнего альба и часто связаны с ними постепенным переходом. Иногда в зонах поднятий сеноманские отложения отделяются от верхнеальбских фосфоритовым горизонтом.

В разрезе сеноманских отложений преобладают глины, алевроитистые глины и глинистые алевроиты, среди которых отмечаются многочисленные прослой песков, песчаников, алевроитов, алевролитов и реже известняков. Мощность прослоев глин, алевроитистых глин и глинистых алевроитов обычно составляет 3—5 м (иногда 12—15 м), мощность прослоев песков и алевроитов не превышает обычно 3—4 м, а песчаников, алевролитов и известняков 1—1,5 м. Изредка в песках и песчаниках отмечаются единичные гальки и желваки фосфоритов, а также мелкая галька алевролитов и песчаников. Глины, алевроиты и пески по простирацию часто замещают друг друга и выделить определенной закономерности в напластовании пород не удается. Пласты песчаников и алевролитов, образующие при выветривании характерные шаровые и караваеобразные конкреции, обычно можно проследить по простирацию на несколько километров.

На юге и юго-западе Устьюрта в сеномане встречаются *Schloenbachia varians* Sow., *S. inflata* Spath, *S. sharpei* Semen., *S. dorsaetensis* Spath, *Kopetdagites grossouveri* Sem., *Hypholites ex gr. subfalcatus* Semen., *Exogyra conica* Sow., *Inoceramus cf. pictus* Sow., *I. crippsi* Mant. и др.

В Северо-Устьюртской опорной скважине из описанных отложений А. А. Савельевым определены моллюски: *Inoceramus cf. crippsi*

Mant., *I. cf. tenuis* Mant., *Anahoplites* sp. indet. и *Nuculana* sp., а В. П. Василенко — фораминиферы: *Lagenamina* sp. (типа *L. pyniformis* Tappan), *Spiroplectamina cuneata* Vass., *Haplophragmoides* ex gr. *globigerineformis* Park. et Jones, *Trochammina* sp., *Gaudryina* aff. *filiiformis* Berth., *Lenticulina* ex gr. *gaultina* (Berth.), *Gyroidina* aff. *nitida* (Reuss), *Anomalina* ex gr. *vesca* (N. Выкова), *Epistomina* ex gr. *carinata* N. Выкова, *Globigerina caspia* Vass., *Gumbelina* sp. Эти остатки фауны говорят о сеноманском возрасте вмещающих их слоев (Гринберг и Сухинин, 1965).

Мощность сеноманских отложений в присводовых частях мегантиклиналей Мангышлакской системы составляет 100—120 м, увеличиваясь к соседним синклиналям до 150 м. На Северном Устье их мощность изменяется от 40 до 80 м.

Турон

Отложения турона установлены там же, где и сеноманские. На последних они залегают с небольшим размывом в районах Юго-Западного и Центрального Устья и согласно на Северном Устье. На Центральном и Юго-Западном Устье турон представлен песками, иногда с маломощными линзами и прослоями песчаников и глин, с горизонтами фосфоритов в верхней и нижней частях разреза.

В нижнем и верхнем фосфоритовых пластах и значительно реже непосредственно в песках встречаются *Scaphites* cf. *geinitzi* Orb., *Collignoniceras woolgari* Mant., *Baculites* ex gr. *romanovskii* Arkh., *Spondylus* cf. *spinus* Sow., а также слабо окатанные фосфоритизированные ядра *Exogyra conica* Sow., *Schloenbachia varians* Sow.

На Северном Устье туронские отложения представлены зеленовато-серыми глинами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песков, песчаников и алевролитов, содержащих туронские *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. cf. inconstans* Woods, *Collignoniceras woolgari* Mant. и др. В ряде скважин встречаются туронские фораминиферы: *Gaudryina subserata* Vass., *Marssonella oxycona* Reuss, *Gyroidina nitida* Reuss, *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. moniliformis* Reuss и др. (определения П. Т. Рыгиной и др.).

Мощность туронских отложений на антиклиналях Центрального Устья равна 10—15 м, увеличиваясь в синклиналях до 30—35 м. На Северном Устье мощность турона изменяется от 46 м (Северо-Устьертская опорная скважина, Чагамбайская брахиантиклиналь) до 80 м (Тшеайрыкский структурный залив).

Коньяк

Коньякские отложения в чинках плато не обнажены и вскрыты единичными скважинами в синклиналях Центрального Устья и на Северном Устье. Сразу же следует отметить, что в связи с незначительной мощностью и литологическим сходством с нижележащими отложениями коньякские образования по скважинам не всегда удается выделить.

На Центральном Устье нижняя часть коньякских отложений представлена песками, слабо скрепленными глинисто-карбонатным цементом. Вскрытая мощность песков 2 м. Выше залегают песчаные известняки (3 м) с редкой мелкой галькой фосфоритов, мела и мергелей. Взаимоотношения их с туронскими отложениями неясны.

У северных чинков Устья коньякские отложения установлены лишь в Тшеайрыкском структурном заливе (скв. 42). Они представ-

лены переслаивающейся толщей карбонатных серых алевритистых глин и глинистых алевритов. В их основании наблюдается фосфоритовый слой, состоящий из мелких желваков фосфоритов. В глинах и алевритах присутствуют *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. costulata* Marie, *A. cf. umbilicatula* Mjatl., позволяющие, по мнению Г. Г. Кургалимовой, отнести вмещающие породы к коньякскому ярусу.

Мощность коньякских отложений равна 4—5 м и лишь в Тщай-рыкском структурном заливе она увеличивается до 10 м.

Сантон

Отложения сантона с размывом залегают на туронских или коньякских отложениях. В основании их часто залегают конгломерат, состоящий из окатанной гальки мела, мергелей и фосфоритов размером до 3—5 см, скрепленных базальным карбонатно-песчаным цементом. В конгломерате на Центральном Устье определены фораминиферы: *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Marssonella oxycona* Reuss, *Gyroidina michelana* Orb., *Parella whitei* (Brotz.), *Anomalina infrasantonica* Balakhin., *A. costulata* Marie, комплекс которых характерен для нижнего подъяруса сантона. Мощность конгломерата не превышает 0,5 м.

К востоку от Западного чинка Устья конгломерат фациально замещается песчаником с базальным карбонатным цементом или сильно песчанистым известняком, содержащими тот же комплекс нижнесантонских фораминифер. Мощность их здесь увеличивается до 5—7 м.

На Северном Устье нижний сантон представлен серыми и темно-серыми глинами, переслаивающимися с алевритами, достигающими 10 м мощности.

Верхний сантон на Южном и Центральном Устье без видимых следов размыва лежит на нижнем и представлен толщей мела и мелоподобных мергелей в нижней части светло-желтоватых или буровато-серых, в верхней белых, иногда с бледным розоватым оттенком. Повсеместно встречаются пустотелые железистые конкреции и стяжения, иногда заполненные кварцево-глауконитовым песком.

На Северном Устье верхний сантон с размывом, с базальным слоем в основании лежит на породах нижнего сантона, коньяка и турона. Он представлен серыми глинами и алевритами, замещающимися на поднятиях светло-серыми, часто песчанистыми мергелями.

Комплекс фораминифер этой части разреза характерен для верхнего подъяруса сантона: *Gyroidina michelana* Orb., *G. turgida* Hagb., *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Anomalina stelligera* (Marie), *A. umbilicatula* Mjatl., *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Bolivinoidea strigillatus* (Charn.) и др.

Мощности верхнесантонских отложений на Южном и Центральном Устье равны 12—15 м, на Северном Устье они изменяются от 10 до 35—45 м.

Кампан

Кампанские отложения обнажены в чинках Устья (Западный и Капланкыр) и вскрыты многими скважинами (см. рис. 66). На всем плато Устье они согласно залегают на сантонских и представлены однородной толщей белого мела, мелоподобных известняков или мергелей, иногда имеющих слабый розоватый оттенок. На Северном У-

юрте кампанские отложения несколько темнее по окраске, чем в других районах плато, местами зеленовато-серые.

Нижняя часть разреза содержит комплекс фораминифер, характерный для зоны *Cibicides aktulagayensis* нижнего подъяруса. В средней части определены фораминиферы, характерные для зоны *Anomalina taylorensis* нижнего кампана. Кроме того, здесь изредка встречаются *Micraster* cf. *brongniarti* Hebert, *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm. В верхней части толщи найдены *Belemnitella langei* Schatsky и определен комплекс фораминифер зоны *Cibicides voltzianus* верхнего кампана. Общая мощность кампанских отложений изменяется от 20 до 140 м.

Датский ярус

Маастрихтские отложения широко распространены на Устьюрте, отсутствуя лишь в сводах высоких антиклиналей. Выходы их на поверхность наблюдаются в синклиналиях Восточно-Мангышлакской и Центрально-Устьюртской групп структур (см. рис. 66).

Маастрихт представлен толщей писчего мела с подчиненными прослоями глинистых известняков и мергелей. Они литологически не отличаются от кампанских и их нижняя граница проводится по смене комплексов руководящей ископаемой фауны.

Отложения маастрихта содержат богатую ископаемую фауну, которая позволяет выделить две зоны: *Belemnella lanceolata* и *B. arkhangelskii*, отвечающие нижнему и верхнему подъярусам. Оба подъяруса хорошо выделяются и по комплексам фораминифер. На Центральном Устьюрте вверху нижнего подъяруса залегает характерная пачка пятнистых мелоподобных мергелей, светло-серых с слабым зеленоватым оттенком мощностью 20—25 м. Эта пачка хорошо прослеживается в скважинах и обнажениях на большой территории и может служить маркирующим горизонтом.

Мощность нижнего маастрихта изменяется в зависимости от структурного плана от 10 до 60—65 м. Мощность отложений верхнего маастрихта изменяется от первых метров до 100—110 м. Общая мощность маастрихтского яруса достигает 175 м.

Маастрихт

Отложения датского яруса обнажены в Западном чинке Устьюрта, выполняют центральные части ряда синклиналей и слагают крылья Восточно-Мангышлакской и Центрально-Устьюртской групп структур. Отложения также вскрыты единичными скважинами в пределах Северо-Устьюртского и Ассакеауданского прогибов. Они согласно залегают на отложениях маастрихта.

На Центральном и Юго-Западном Устьюрте датские отложения представлены толщей светло-серых косослоистых детритусовых известняков с редкими прослоями микрозернистых известняков, мергелей и многочисленными линзами кремня. В детритусовых известняках часто встречаются *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. similis* Pusch., *Hercoglossa danica* Schloth., *Echinocorys obliquus canaliculatus* Cottean, характерные для датского яруса, а также фораминиферы *Anomalina* cf. *danica* Brotz., *A. ekblömi* Brotz., *A. praeacuta* Vass., *A. cf. simplex* Brotz., *Cibicides proprius* Brotz., распространенные как в датском ярусе, так и в палеоцене.

На Северном Устьюрте датские отложения вскрыты единственной скв. 42 под чинками несколько севернее балки Ащеайрык. Они пред-

ставлены 7-метровой толщей, сложенной сверху (4 м) белесо-серыми известняками с фауной *Ostrea* cf. *exersa*, а внизу — карбонатными серыми глинами (3 м). Из этих отложений Г. Г. Кургалимова определила *Anomalina ekbömi* Brotz., *A. pertusa* Mars., *A. danica* Brotz., *Cibicides* cf. *proprius* Brotz., *Dorothia pupoides* Orb. и др., позволяющие отнести вмещающие породы к датскому ярусу.

Мощность отложений датского яруса не постоянна и в значительной степени зависит от интенсивности предсреднеэоценового размыва. На отдельных участках детритусовые известняки датского яруса размыты полностью и среднеэоценовые отложения залегают непосредственно на маастрихтских. В тех местах, где интенсивность размыва была незначительной, мощность датских отложений на Центральном Устюрте достигает 80 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Переходя к анализу палеогеографической обстановки, имевшей место на территории Западного Казахстана в меловую эпоху, прежде всего необходимо отметить, что если в начале мелового периода распределение площадей сноса и накопления осадков еще напоминало существовавшее в юре, то в конце этого периода над поверхностью моря поднимались только Мугоджары и некоторые островки на современном Орь-Илекском водоразделе. Такая палеогеография немедленно отразилась на составе морских осадков. Если в юре и раннем мелу на территории Западного Казахстана еще существовали огромные площади размыва и состав морских осадков был преимущественно терригенным, то в позднем мелу площади размыва постепенно, но значительно сократились, терригенный материал перестал поступать в морские бассейны и их осадки уже на некотором удалении от берегов приобрели гемипелагический карбонатный характер.

Нижнемеловые отложения Западного Казахстана делятся на две основные толщи: преимущественно глинистую (до среднего альба) и преимущественно песчаную (отвечающую верхам альба). Отложения нижнего мела представляют собой осадки одного трансгрессивного цикла. Трансгрессия нижнемелового моря началась в валанжине, после некоторых колебаний в верхах неокома достигла своего максимума в апте и затем сменилась регрессией.

Отложения валанжина, которые далеко не повсеместно сохранились от последующего размыва, в пределах Западного Казахстана пользовались широким распространением. Воды валанжинского моря достигали на востоке правобережья р. Илек и верховьев р. Уил. В наиболее восточных разрезах его отложения носят прибрежный облик и представлены песками и песчаниками с желваками фосфоритов. Западнее, в единичных разрезах Подуральского плато, они становятся более глинистыми и чередуются с глинами. Наконец, еще западнее, в разрезах Прикаспийской низменности, они обычно представлены светло-серыми и зеленовато-серыми, в разной степени песчаными известковистыми глинами с прослоями песков и песчаников. Только на юге Прикаспийской впадины, в районе Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия Восточно-Европейской платформы, в составе отложений валанжина появляются терригенно-карбонатные фации — нижняя часть их разреза сложена глинистыми известняками, а верхняя — глинистыми алевритами и алевритистыми глинами. Они же развиты и на Мангышлаке, где низы валанжина образованы известняками с прослоями песчаников, а верхи — песчаниками. Однако на Устюрте нижняя часть разрезов валанжина образована уже песчани-

ками и конгломератами, а верхняя — обычными зеленовато-серыми глинами. Восточнее, в юго-восточной части Западного Казахстана, в Западном и Южном Примугоджарье, а также Северном Приаралье, отложения валанжина неизвестны.

Над сохранившимся или редуцированным до перемытого фосфоритового слоя валанжином залегают морские отложения готерива, в разных районах Западного Казахстана несколько различные по литологическому составу, но преимущественно сложенные зеленовато-серыми глинами и мелкозернистыми глинистыми песками. При этом в низах готерива Прикаспийской впадины и Мангышлака обычно преобладают глины, в верхах — пески, а на Устюрте нижняя часть их образована мелко- и среднезернистыми песчаниками, а верхняя — алевроитовыми глинами с прослоями мергелей. Море в готериве, по-видимому, лежало в близких к прежним границам и не покрывало предгорий Мугоджар. На юго-востоке Западного Казахстана, в Западном и Южном Примугоджарье и Северном Приаралье в пределах низменной суши накапливались пестроцветные отложения даульской свиты. Последнюю обычно относят к готерив—баррему, однако местами, в наиболее юго-восточных разрезах, она, возможно, отвечает всему неокому. В то же время в Западном Примугоджарье, на Кокпектинской антиклинали, она подстилается оливково-зелеными глинами готерива (морские отложения готерива здесь выклиниваются по линии, идущей к востоку от ст. Изембет по меридиану 58° и через сводовую часть Кокпектинской антиклинали далее к югу).

Необходимо отметить, что в составе отложений нижнего мела Западного Казахстана особое место занимает пестроцветная фация баррема, которая выделяется благодаря ее своеобразию и особому палеогеографическому значению. Она известна в Западном и Южном Примугоджарье, в Северном Приаралье, на Устюрте и Мангышлаке, а также в Прикаспийской впадине — в районе Южной Эмбы и в южной части Подуральского плато, где прослеживается вдоль р. Эмбы до слияния ее с р. Темир, по водоразделу ее с р. Сагиз до верховьев последней, а также на водоразделе рек Сагиз и Уил, пересекая широтный отрезок среднего течения р. Уил. Наиболее северными пунктами ее распространения в пределах Подуральского плато являются: купол Мортук на слиянии рек Эмбы и Темир, купол Алтыкарасу в среднем течении р. Уил и Хобдинская опорная скважина в нижнем течении р. Киил.

По происхождению неокомские красноцветы в южной области своего распространения являются образованиями континентальными. Об этом свидетельствуют невыдержанность их разреза и непостоянство мощности, характер косої слоистости песчаников, отсутствие морской фауны и в том числе фораминифер, находки в них крупных костей позвоночных (купол Карасакалма в среднем течении р. Эмбы) и, наконец, сама окраска пород, которая, несомненно, является первичной. Однако исключительно континентальное происхождение неокомские красноцветы имеют, вероятно, только на юго-востоке Западного Казахстана — в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье. Уже на Северном Устюрте пестроцветные глины низов даульской свиты переслаиваются с оливково-зелеными глинами морского готерива (Северо-Устюртская опорная скважина). В Горном Мангышлаке, в Прикаратауских долинах, в пестроцветных отложениях баррема наряду с пресноводными моллюсками встречаются морские тригониды. В южной части Подуральского плато прослой красных глин и мергелей вклиниваются в толщи нормальных морских осадков неокома и в ряде случаев сами содержат морскую фауну (на куполах Кызылколь

и Койкара). Еще далее к северу, в бассейне р. Уил, прослой красноцветных глин сокращаются в мощности и начинают выклиниваться — в частности, их нет на куполах Тамдыколь, Ортажарлы, Майкудук и Кокбулак. Лишь на некоторых куполах (по р. Ашеуил на куполах Джальмурза, Кербье, Шубаржилян, по р. Уил на куполах Алтыкарасу и Байжанмола) среди зеленоватых глин еще сохраняются невыдержанные по простиранию линзы красноцветов. Наконец, еще севернее и западнее — в северной части Подуральского плато и в пределах Прикаспийской низменности — верхняя часть отложений неокома уже повсеместно представлена морскими мелководными песчано-глинистыми отложениями.

Характерно, что нижняя возрастная граница пестроцветного неокома является скользящей. В Южном и Западном Примугоджарье и Северном Приаралье она спускается в готерив (даульская свита), однако в Горном Мангышлаке, на Южной Эмбе и в южной части Подуральского плато красноцветы принадлежат исключительно к баррему.

В апте воды нижнемелового моря проникли далеко на восток и только на юго-востоке Западного Казахстана — в Западном и Южном Примугоджарье и Северном Приаралье — продолжали накапливаться континентальные, хотя уже и не красноцветные, а сероцветные отложения карачетауской свиты апта и нижнего альба.

Отложения апта на остальной, большей части Западного Казахстана представлены весьма характерным комплексом черных глин, сохраняющим свои основные литологические особенности вне зависимости от фациальных условий накопления осадков. Даже в области непосредственного прислонения аптских отложений к палеозойским возвышенностям северо-западной части Мугоджар апт представлен все теми же черными глинами, хотя и содержащими линзы грубых галечников.

Только на юго-востоке Западного Казахстана, в области развития заведомо континентальных отложений апта и нижнего альба — сероцветной карачетауской свиты, окраска этих глин несколько светлеет и в их составе появляются заметные прослой алевритов и песков, а также прослой и линзы бурых углей, присутствующие и на Северном Устюрте (Северо-Устюртская опорная скважина и др.).

Характерно, что и для отложений апта наблюдается скольжение нижней возрастной границы, которое, в частности, отчетливо устанавливается в более полно изученной южной части Прикаспийской впадины. Наиболее полный разрез нижнего апта наблюдается только в центральной части Южной Эмбы на куполах Доссор, Макат, Сагиз и Тюлегень. Северо-восточнее отложения нижнего апта начинают выклиниваться, причем наиболее удаленными пунктами распространения эмбенского горизонта сагизской свиты нижнего апта являются купола Самай и Тамдыколь в бассейне р. Уил. В северо-восточной части Прикаспийской впадины серые и черные глины апта, по-видимому, главным образом относятся уже к верхнему апту.

Альбский век характеризуется постепенной и последовательной регрессией нижнемелового моря, которая начинает уже заметно ощущаться в среднем альбе. Если на западе Западного Казахстана, в пределах Прикаспийской низменности, песчано-глинистые сероцветные отложения альба являются целиком заведомо морскими осадками, то уже в промысловом районе Южной Эмбы преимущественно песчаные отложения альба имеют в основном континентальное происхождение, хотя иногда, в отдельных прослоях песчаников, содержат фауну аммонитов. К северо-востоку отсюда, уже на Подуральском плато, в запад-

ной части междуречья Сагиза и Уила, отложения нижнего и среднего альба представлены еще исключительно морскими песчано-глинистыми осадками. Однако уже в восточной части этого междуречья породы нижнего и низов среднего альба образованы переслаивающимися мелководными морскими и континентальными осадками, а отложения верхов среднего альба (белые каолинистые пески) имеют континентальное происхождение.

По мере движения на восток и северо-восток только отложения самых низов альба остаются морскими. Вне зависимости от этого в составе более высоких горизонтов уже континентальных отложений альба продолжают встречаться прослои с морской фауной. Так, в заведомо континентальных косослоистых песках верхнего альба далеко на востоке Подуральского плато, в бассейне р. Большая Хобда и в Чиркалинских горах по левобережью р. Эмбы, встречаются прослои песчаников с морской фауной. Их наличие фиксирует кратковременные моменты проникновения морских вод в пределы той аллювиальной равнины, которой являлась в позднеальбское время территория Подуральского плато.

Нормальные морские условия в альбское время на территории Западного Казахстана помимо Прикаспийской низменности сохранились на Мангышлаке и Устюрте. Здесь по фауне, заключенной в песчано-глинистых отложениях альба, удается установить полноту их разреза. Однако восточнее, в юго-восточных районах Западного Казахстана, в Западном и Южном Примугоджарье, а также в Северном Приаралье, породы альба являются уже заведомо континентальными — к ним здесь относятся верхи сероцветной карачетауской свиты (апт-нижний альб), пестроцветная кызылшенская свита (средний альб), сероцветная кокбулакская свита (средний альб), а также песчаная алтыкудукская свита (верхний альб). При этом необходимо отметить, что в Северо-Восточном и Восточном Приаралье сероцветная кокбулакская свита фациально замещается пестроцветами верхов кызылшенской свиты. Несомненно, что границы между этими свитами, как, впрочем, и границы между всеми перечисленными свитами, не являются строго стратифицированными, а фиксируют смену фаций, которая в разных районах может быть разновременной.

Регрессия раннемелового моря в альбское время с наступлением позднемеловой эпохи сменилась новой трансгрессией. Сеноманское море покрыло большую часть территории Западного Казахстана и распространилось на восток дальше меридиана г. Актюбинска. В отличие от альба континентальные фации сеномана в северных районах Западного Казахстана неизвестны. Только в верхнем течении р. Эмбы по впадающему в нее справа оврагу Теректысай известны косослоистые пески и алевриты сеномана с прослоями глин, содержащие отпечатки широколиственных покрытосемянных.

В Западном и Южном Примугоджарье, а также в Северном Приаралье континентальные отложения сеномана и верхнего альба составляют единую, преимущественно песчаную алтыкудукскую свиту. Однако на Устюрте, особенно на юге и юго-западе этого плато, а также в разрезе Северо-Устюртской опорной скважины алевритистые глины, глинистые алевриты и пески сеномана уже содержат морскую фауну. Морскими мелководными терригенными отложениями являются отложения сеномана на Мангышлаке и в Прикаспийской впадине. Они заметно отличаются от подстилающих, преимущественно песчаных, отложений верхнего альба и образованы переслаиванием пачек песков и глин. В песках сеномана, как правило, появляются глауконит, желваки фосфорита, иногда образующие целые прослои; появляется кар-

бонатность, связанная с накоплением и частичным перемещением в растворах органогенного известковистого материала; прослой табачно-желтых и лиловато-серых глин, отсутствующих в верхах альба. Наконец, в отложениях сеномана здесь постоянно присутствует морская фауна.

Туронское время отвечает резкому изменению в характере седиментации морских осадков. В связи с углублением морского бассейна и развитием необычайно богатой микрофауны на территории Западного Казахстана впервые в мезозойскую эру начинают накапливаться уже не терригенные породы, а сплошные толщи карбонатных осадков. Начиная с турона подобный характер седиментации сохраняется с небольшими колебаниями уже до конца мелового периода.

Уже в туроне и коньяке воды поздне меловой трансгрессии по сравнению с сеноманским веком проникли несколько далее на восток, однако нижнепалеозойский массив современного Орь-Илекского водораздела, Западное Примугоджарье и Мугоджары ими покрыты не были. На значительном удалении от суши того времени, в центральных районах Прикаспия, отчасти на Мангышлаке накапливались гемипелагические карбонатные мергельно-меловые отложения. По мере движения на восток в сторону суши они постепенно сменялись терригенными, преимущественно глинистыми отложениями, которые прослеживаются на востоке Прикаспийской впадины и Северном Устье. Однако уже в разрезах Кокпектинской антиклинали отмечены синхронные им континентальные пестроцветные каолинистые глины жиркиндекской свиты турона—коньяка с раковинами пресноводных моллюсков. Южнее, в средней части Шошкаккольской мегантиклинали, в составе морских отложений турона увеличивается количество прослоев песков и появляются прослой пестроцветных песчаных глин. Последние в верховьях р. Жаинды нацело замещают зеленовато-серые глины, слагая упомянутую жиркиндекскую свиту. Смена морских отложений континентальными позволяет в грубых чертах определить положение береговой линии турон-коньякского моря, которая от верховьев р. Жаинды протягивалась к балке Бахатай на восточном борту Берчогурской синклинали, затем проходила южнее балки Жаманшиили (Аккуурдан) и Каульджурской антиклинали, откуда направлялась в бассейн р. Шет-Иргиз и в район ее слияния с р. Иргиз. Отсюда граница моря по неровной линии, с уходящими на север заливами, проходила к югу от р. Сырдарьи. Районы Северо-Восточного и Восточного Приаралья были покрыты его водами.

В сантоне началась вторая фаза трансгрессии поздне мелового моря, которое на востоке достигло подножия нижнепалеозойского массива Мугоджар. Береговая линия его на севере проходила, следуя направлению Сакмарско-Кокпектинского разлома и по его меридиану уходила далеко на юг, пересекая территории Западного Примугоджарья, ранее не залитые морскими водами. Только восточнее и северо-восточнее границы распространения морских отложений на юго-востоке Западного Казахстана в ряде мест сохранились континентальные породы, отвечающие сантону: по периферии Мугоджар — светло-серые и пепельно-серые пески и песчаные глины аккуурданской свиты, а в Восточном и Северо-Восточном Приаралье — серые пески с прослоями глин и песчаников, составляющие бастобинскую свиту, может быть частично принадлежащую к кампану.

Отличительной особенностью прибрежных фаций сантона, особенно низов разреза его отложений, является приуроченность к ним осадочных фосфоритов желвачного типа, которые в подстилающих верхне-

меловых породах никогда не образуют таких мощных и выдержанных скоплений.

По мере движения на запад прибрежные песчано-фосфатные отложения сантона постепенно сменяются песчано-глинистыми, а эти в свою очередь — глинисто-мергелистыми и мергельно-меловыми. Последние распространены в более «мористых» частях Западного Казахстана — в Прикаспийской впадине, в низовьях рек Уил, Сагиз и Эмбы, а также на Мангышлаке.

С началом кампана возобновилась трансгрессия позднемелового моря, которое проникло в глубь нижнепалеозойского массива Мугоджар до осевой полосы кристаллических сланцев. В это время узкий ингрессионный его залив от верховьев р. Орь простирался на север, к левым притокам этой реки до широты оврага Романколь. Южнее верховьев р. Орь береговая линия кампанского моря проходила вдоль западного подножия Мугоджарских гор, которые вдавались с севера в пределы моря обширным полуостровом. Морские воды залили Северное и Восточное Приаралье и достигли на востоке Приаральских Каракумов.

Для кампана в целом весьма характерна фация мергелистых серозеленых гипсоносных глин. В прибрежных, восточных районах своего распространения эти глины в отдельных прослоях или нацело становятся песчанистыми и содержат прослой глинистых песков и песчаников, иногда сцементированных в рыхлые песчаники и алевролиты. Напротив, в более погруженных в кампанское время западных частях Западного Казахстана — в Прикаспийской впадине, в низовьях Уила, Сагиза и Эмбы, а также на Мангышлаке они светлеют, становятся мергелистыми, содержат прослой мергелей и к западу постепенно сменяются мелоподобными мергелями с прослоями мела.

С началом маастрихта связана последняя, но максимальная фаза позднемеловой трансгрессии — на востоке Западного Казахстана море заняло еще большие площади, ингрессионно проникло в пониженные участки палеозойских возвышенностей северо-западной части Мугоджар. Оно затопило левобережье р. Орь и разделило на несколько низменных островов кристаллический массив Орь-Илекской возвышенности. Южнее, на западных склонах Мугоджар, береговая линия моря также несколько продвинулась к востоку, а далее к югу его воды закрыли территорию Южного Примугоджарья и Северного Приаралья.

Для маастрихта в целом характерна фация белых мелоподобных мергелей и пишущего мела, которая распространена в пределах почти всей площади моря того времени и только вблизи от его береговой линии непосредственно сменяется песками. Глинистой фации в маастрихте Западного Казахстана нет и ее отсутствие, по-видимому, связано с уменьшением приноса терригенного материала вследствие затопления денудировавшихся ранее массивов палеозоя, и с обилием фауны фораминифер, которые давали главную массу осадка. Континентальные аналоги морских отложений маастрихта в Западном Казахстане отсутствуют.

В позднем маастрихте началась фаза обмеления и регрессии позднемелового моря, которая заметно усилилась в датском веке. Отложения датского яруса распространены лишь в пределах Прикаспийской низменности, в промысловом районе Южной Эмбы, на западной окраине Подуральского плато, а также на полуостровах Бузачи и Мангышлак, в Юго-Западном, Центральном и Северном Устюрте. Наиболее восточными из установленных пунктов их распространения являются (с севера на юг): оз. Сулуколь в верховьях р. Утва, истоки правого притока р. Уил — р. Бабатай (мульда оседания на куполе

Чулукаин), район слияния рек Уил и Ащеуил (купол Тамдыколь), низовья р. Эмбы (купола Кульджан, Биекжал), район балки Ащеайрык на Северном Устюрте. К западу отложения известны уже широко и наиболее полно представлены в разрезах западной части Прикаспийской низменности. Практически повсеместно они представлены светлыми известняками, в восточных разрезах более глинистыми, которые сменяются к востоку мергелями и мергелистыми глинами, обычно также светлыми зеленовато-серыми и только в низовьях р. Эмбы чередующимися с такими же по составу, но кирпично-красными мергелями и глинами. Континентальные аналоги морских отложений датского века в Западном Казахстане неизвестны.

Фауна морских отложений меловой системы Западного Казахстана в подавляющем большинстве принадлежит к бореальной палеогеографической провинции и сходна с фауной соответствующих слоев европейской части СССР. Поэтому стратиграфическое расчленение морских меловых осадков Западного Казахстана не представляет чего-либо особенного. Здесь существуют те же ярусы и те же фаунистические зоны, которые выделяются в меловых отложениях Поволжья и Украины. Поэтому дальнейшая задача изучения морских меловых отложений Западного Казахстана состоит в последовательной детализации их стратиграфии.

Стратиграфию континентальных меловых отложений Западного Казахстана геологи, изучающие их, пытаются вводить в рамки тех подразделений, которые приняты для морских осадков. Это удается сравнительно легко сделать для Прикаспийской впадины, Мангышлака и Устюрта, где редкие горизонты пород континентального происхождения либо заключены между морскими слоями, возраст которых определяется совершенно точно, либо переходят в них по прстирианию. Значительно сложнее обстоит дело в более восточных районах — в бассейне р. Орь, на территории Мугоджар, в Западном и Южном Примугоджарье и в Северном Приаралье. Если в Примугоджарье близ меридиана 58° континентальными являются отложения верхов неокома и апт-альба, а все остальные горизонты мела имеют морское происхождение, то к востоку от этого меридиана роль континентальных пород в разрезе меловых отложений заметно возрастает. В Северо-Восточном Приаралье, близ меридиана 66° только маастрихт представлен морскими осадками, а остальной разрез мела сложен породами континентального происхождения. Данные палинологического анализа, которыми приходится пользоваться, к сожалению, дают не всегда сходные результаты, а границы свит, выделенных по особенностям литологического состава или окраске слагающих их пород, смещаются по стратиграфической шкале. Поэтому основной задачей последующего изучения континентальных меловых отложений Западного Казахстана следует считать их более уверенную корреляцию с синхронными им морскими отложениями и, в частности, определения характера их взаимосвязей, которые выявлены далеко не для всех континентальных свит.

С меловыми отложениями Западного Казахстана связан ряд полезных ископаемых, среди которых следует особо отметить нефть, строительные материалы и фосфориты.

К нижнемеловым отложениям Прикаспийской впадины приурочены богатые залежи нефти. Нефтеносные горизонты к настоящему времени обнаружены в нижнемеловых отложениях Южной и Северной Эмбы, а также на южной окраине междуречья Урала и Волги. Однако эксплуатируются они только в районе Южной Эмбы на куполах Байчунас, Бекбеке, Искине, Каратон, Комсомольском, Корсак, Косчагыл, Кошкар

Южный, Кулсары, Макат, Мунайли, Сагиз, Тажигали, Тентяксор и Теренбузюк. Наиболее богатые залежи нефти приурочены к так называемой байчунасской свите нижнего мела (к пестроцветной толще баррема и алтыкудукскому горизонту нижнего апта), которая является одной из трех основных продуктивных толщ Прикаспийской впадины. К верхнемеловым отложениям в промысловом районе приурочены малодобитные залежи нефти. Нижнемеловые отложения Южной Эмбы и южной окраины междуречья Урала и Волги содержат также малодобитные газовые горизонты. Газовые залежи в отложениях нижнего мела промыслового района являются попутными, сопровождающими залежи нефти, и свободными. Преимущественно газовые горизонты установлены в нижеаптских отложениях купола Кошкар Южный и в отложениях баррема купола Каратал.

Отдельные разности карбонатных (мел, мергель, известняк) и терригенных (глины, пески, песчаники) пород меловой системы Западного Казахстана являются хорошими строительными материалами.

К отложениям сантона восточной окраины Прикаспийской впадины приурочены крупнейшие в Союзе месторождения осадочных фосфоритов желвачного типа.

Наконец, отдельные горизонты разреза меловых отложений — верхний альб, сеноман, отчасти маастрихт — являются водоносными. Особенно ценным и жизненно важным для Западного Казахстана является верхнеальбский водоносный горизонт.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения палеогена почти сплошным покровом закрывают большие площади территории Западного Казахстана, они отсутствуют лишь на участках выхода на поверхность более древних пород докембрия, палеозоя и мезозоя. Особенно широко эти отложения распространены на Мангышлаке, Устюрте, периферии Мугоджар и Прикаспийской впадине. Здесь они во многих местах обнажены и вскрыты многочисленными скважинами. В большинстве районов палеоген представлен морскими отложениями и лишь на востоке Прикаспийской впадины, в Мугоджарах и их периферии развиты континентальные породы.

Первые сведения об отложениях палеогена содержатся в литературе первой половины XIX века (Eversmann, 1823; Pander, 1826; Eichwald, 1838; Эверсман, 1840 и др.). Палеонтологические сборы Ф. И. Базинера и других исследователей и путешественников середины XIX века изучались Г. П. Гельмерсеном (Helmersen, 1845, 1870), Г. В. Абином (Abich, 1858), Г. А. Траутшольдом (Trautschold, 1859), А. Кененом (Koepen, 1868), Э. И. Эйхвальдом (Eichwald, 1868) и др.

Начиная с конца XIX века палеогеновым образованиям Западного Казахстана посвящено большое количество исследований, среди которых выделяются работы Г. Д. Романовского (1878, 1884, 1890), Г. П. Михайловского (1912), Н. И. Андрусова (1899, 1910, 1911, 1915), М. В. Баярунаса (1911, 1912, 1915, 1917), В. В. Богачева (1909, 1935, 1961), М. М. Пригоровского (1912, 1914, 1915, 1921) и др.

В результате планомерных геологических исследований Западного Казахстана появилось большое количество работ, посвященных палеогену, в том числе работы О. С. Вялова (1931, 1934, 1935, 1945), А. К. Алексеева (1936, 1937, 1945), Л. Б. Рухина (1935, 1937), С. А. Жутеева (1939, 1953), В. Г. Морозовой (1939), В. А. Вахра-

меева (1949), Л. Н. Формозовой (1949, 1951), Н. Ф. Кузнецовой (1952), А. П. Ильиной (1953) и др.

Очень большую роль в познании стратиграфии палеогеновых отложений Западного Казахстана сыграли работы А. Л. Яншина (1939, 1940, 1943, 1948, 1950). Особое значение имела сводка, посвященная геологии Северного Приаралья (Яншин, 1953). В этой монографии был обобщен огромный фактический материал и в результате анализа представлений об ярусном делении палеогена Европы и истории развития палеогеновых бассейнов на территории Западного Казахстана предложена схема стратиграфии палеогена Северного Приаралья и Устюрта, получившая широкое распространение.

Особенно широко в Западном Казахстане развернулись геолого-поисковые и геологосъемочные работы с 50-х годов. Они сопровождались большим объемом бурения и значительно расширили информацию о закрытой части разрезов палеогеновых отложений. С поступлением нового фактического материала в печати появилось большое число работ, посвященных проблемам стратиграфии палеогена. Среди них следует отметить работы Н. К. Овечкина (1954, 1962), А. П. Ильиной (1955, 1960, 1963), В. В. Лаврова (1957), Е. В. Ливеровской (1960), Н. К. Быковой (1954, 1960), В. И. Яркина (1954, 1958, 1962), Я. С. Эвентова (1958), А. К. Замаренова (1959), Л. В. Мироновой (1962), А. С. Столярова (1958, 1961), Р. Л. Мерклина (1960, 1961, 1962, 1965), Р. Г. Гарецкого (1962), Т. П. Бондаревой (1955, 1961, 1964), Р. Х. Липман (1960, 1961, 1965), В. А. Броневого (1963, 1965), А. И. Коробкова (1962, 1965), И. А. Прусовой (1964), Л. С. Гликмана (1964) и др.

Значительный вклад в дело изучения палеогеновых отложений Западного Казахстана внесли геологи ВАГТа И. А. Прусова, В. В. Прусов, И. С. Плещеев, Б. З. Урецкий, Л. Ф. Волчегурский, Л. Г. Кирюхин, А. И. Шарапов, И. И. Бляхер, Ю. М. Клейнер, Л. В. Шуткова, Г. Г. Кургулимова и др., геологи Союзной геологопоисковой конторы О. А. Кузьмина, И. И. Кожевников, Г. Ф. Пантелеев, В. А. Иванова, Н. Г. Попов и др., геологи Тургайской экспедиции ВСЕГЕИ Е. П. Бойцова, Н. Н. Брызжева, В. А. Броневой, С. А. Жилин, А. И. Коробков, И. В. Васильев, Л. В. Миронова и др.

В Западном Казахстане палеоген представлен всеми тремя отделами (палеоцен, эоцен и олигоцен), которые в свою очередь по различным геологическим и палеонтологическим данным расчленяются на подотделы, ярусы, свиты и слои. Нижняя граница палеогена проводится по кровле датского яруса, верхняя, очень условно — по кровле аналогов аквитанского яруса.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Палеогеновые отложения распространены в пределах Орь-Илекской возвышенности неравномерно. На севере они сохранились лишь в виде изолированных пятен на наиболее возвышенных участках Урало-Илекского водораздела, а также в пределах так называемого Орского грабена. Южнее широты пос. Троицкого палеогеновые отложения развиты более широко, слагая ровную поверхность меридионально вытянутого Орь-Илекского водораздела и отходящих от него водоразделов левых притоков р. Орь. Отдельные мелкие пятна палеогеновых отложений сохранились также в центральных частях мезозойских мульд высоко на водоразделах в пределах Актюбинского Приаралья.

Площадное распределение и гипсометрическое положение палеогеновых отложений указывают на значительно более широкое их распространение в прошлом.

Среди палеогеновых отложений выделяются два комплекса: нижний — морской и верхний — континентальный, из которых первому принадлежит главенствующая роль.

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН

Разрез и степень изученности морских палеогеновых отложений в различных частях Орь-Илекской возвышенности неодинаковы. В этом отношении можно выделить три основных участка: южный (Орь-Илекский водораздел и его склоны), северо-восточный (Орский грабен, урочище Кызылсай) и северо-западный (возвышенные участки восточной части главного Урало-Илекского водораздела).

В морском палеогене выделяются отложения палеоцена, нижнего, среднего и низов верхнего эоцена.

Палеоцен

Отложения палеоцена наиболее широко распространены в южной части возвышенности, где они слагают меридиональный Орь-Илекский водораздел и отходящие от него к востоку широтные водоразделы между левыми притоками р. Орь. Отложения залегают трансгрессивно на различных горизонтах верхнего и нижнего мела, а также местами на абрадированных древних складчатых породах южной части Кемпирсайского антиклинория и Аксуйской антиклинали.

В Орском грабене палеоценовые отложения также широко распространены, причем, как указывает А. А. Петренко (1953), наиболее древние их горизонты развиты лишь в западной части грабена, тогда как в восточной разрез палеоцена начинается более высокими его слоями. Кроме естественных выходов в долинах рек палеоценовые отложения вскрыты многочисленными скважинами (Н. К. Ахметов, 1963 г.; Т. П. Буянова, В. И. Железко, 1965 г. и др.).

Нижний палеоцен

Присутствие в пределах Орь-Илекской возвышенности нижнего палеоцена доказано палеонтологически в последние годы, после обнаружения В. И. Гладковой в нижней части палеогеновых отложений юго-восточнее Новороссийска (материалы Н. К. Ахметова, 1962 г.), у западного борта Орского грабена (Сегедин, 1966), а затем в южной части Орь-Илекской возвышенности и на ее восточном склоне.

В южной части возвышенности, между реками Ойсылкара и Кокпекты, Кокпекты и Улетты, Улетты и Жамансу, в основании палеоцена наблюдается конгломерат (до 0,6 м), состоящий из гальки кварца, кремнистых пород, фосфоритовых желваков, обломков фосфатизированных губок и ядер меловых моллюсков. Выше лежат светло-серые и зеленовато-серые плотные известковые глины, алевроиты, сильно песчанистые мергелистые глины и зеленовато-серые кварцево-глауконитовые мелкозернистые песчаники с карбонатным цементом. Мощность этих отложений колеблется от 10 до 30 м.

Юго-восточнее пос. Новороссийска, в междуречье Бакая и Ойсылкара, нижнепалеоценовые отложения представлены желтыми и зеле-

ными плотными глинами (до 8 м) с обломочным горизонтом в основании.

На восточном склоне Орь-Илекской возвышенности, южнее Орского грабена, в основании палеоцена лежат слои гравелита с галькой кварца и окатанными зубами акул (0,1 м), сверху сменяются песчанистым гравием (6,9 м). Выше залегают зеленовато-серые песчанистые и травяно-зеленые глины и кварцево-глауконитовые пески общей мощностью до 5,6 м.

В западной части Орского грабена, близ Бородиновского разлома, нижнепалеоценовые отложения представлены однородными серыми алевритистыми глинами с одиночными прослоями кварцево-глауконитового песчаника общей мощностью 32,7 м.

В Актюбинском Приуралье нижнепалеоценовые отложения сохранились в центральной части Дворянской мезозойской мульды, где они представлены зеленовато-серыми глинами мощностью до 10 м (Я. И. Романюк, 1964 г.).

Во всех названных пунктах в карбонатных породах, вскрытых скважинами, В. И. Gladkova обнаружен богатый комплекс преимущественно известковых фораминифер: *Clavulina farafraensis* Le Roy., *Paragaudryina gigantea* (Subb.), *Spiroplectamina variata* Vass., *Bolivinopsis kurtischensis* Bal., *Reussella palaeocenica* Brotz., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides lectus* Vass., *C. hemicompressus* Mогоz. и др. Этот комплекс сходен с комплексом фораминифер из нижнего палеоцена Тургайского прогиба.

Верхний палеоцен — нижний — средний эоцен

Выше фаунистически доказанных отложений нижнего палеоцена лежит толща бескарбонатных пород, которая из-за недостатка палеонтологических данных пока не может быть расчленена более подробно. Местами она залегают трансгрессивно на меловых и более древних породах.

Эта толща сложена глауконито-кварцевыми песками и песчаниками, глинами и опоками. На разных участках соотношения названных пород различны: в южной части Орь-Илекской возвышенности, в районе Новороссийска, и на Урало-Илекском водоразделе, западнее пос. Херсон, преобладают глины и опоки, а песчаники и пески играют второстепенную роль; в Орском грабене и в урочище Кызылсай преобладают песчаные породы.

На юге, в междуречье Ойсылкары и Қокпекты, эти отложения представлены светло-серыми мелкозернистыми опокovidными кварцево-глауконитовыми песчаниками с прослойками опокovidных темно-серых и зеленовато-серых глин и кварцево-глауконитовых песков общей мощностью до 15 м. Выше лежат белые и светло-серые опоки, местами с примесью глауконита, мощностью до 10 м. В восточном направлении увеличиваются песчанистость указанных пород и замещение опок песчаниками и песками.

В центральной части Орь-Илекского междуречья морские палеогеновые отложения имеют значительные мощности.

Типичным разрезом палеогена западного склона Орь-Илекской возвышенности может служить разрез, вскрытый скважиной к северо-западу от пос. Новороссийска (Р. А. Сегедин, 1950 г.).

На желтых кварцевых песках континентального альба здесь лежат (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок кварцевый, с примесью глауконита, желтовато-зеленый, мелкозернистый, глинистый, в основании с мелкой (до 1 см в поперечнике) хорошо окатанной галькой кремнистых пород, кварца и кварцевого песчаника	3,90
2. Глина ярко-желтая, вверх по разрезу переходящая в зеленовато-серую, слоистая, с бурыми пятнами ожелезнения	3,0
3. Песок зеленовато-желтый, тонкозернистый, глинистый	0,15
4. Глина темно-серая, с зеленоватым оттенком, плотная	3,55
5. Песок глауконито-кварцевый, грязно-зеленый, мелкозернистый, глинистый, с прослойками серых глауконитовых опок	0,15
6. Опока зеленовато-серая, однородная	4,00
7. Глина светло-зеленая, плотная, жирная, слоистая, с гнездами ожелезнения	0,3
8. Опока белая, песчанистая	4,50
9. Опока желтовато-белая, с прослойками желтой ожелезненной глины	0,5
10. Глина грязно-зеленая, плотная, слоистая, с прослойками серых глауконитовых опок, в середине слоя буро-красная от ожелезнения	5,45
11. Алевролит светлый, зеленовато-серый, с прослойками серых глауконитовых опок	0,55
Общая мощность палеогеновых отложений в районе пос. Новороссийска достигает 26 м.	

Остатки животных и растений в этом районе встречаются редко. Г. И. Водорезовым (1943 г.) юго-восточнее Новороссийска обнаружены малочисленные *Scalaria crassilabris* Коен., *Nucula bowerbanki* Sow., *Meretrix* sp., *Nodosaria raphanistrum* L.

На восточном склоне Орь-Илекской возвышенности палеоценово-эоценовые отложения лежат местами на нижнепалеоценовых глинах и песках, а там, где они отсутствуют, — трансгрессивно на отложениях верхнего мела и палеозойских породах. Мощность этих отложений палеогена увеличивается от палеозойского массива к востоку, в сторону Акжарской впадины, достигая максимума близ меридионального Сусановского сброса.

Типичным для палеогена этого участка является, по данным М. Ф. Шульгина и др. (1966 г.), следующий разрез, вскрытый скважиной в 4 км к северо-востоку от пос. Донского (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальный галечник	0,15
2. Глина светло-серая, плотная, с гнездами кварцево-глауконитового песка, с остатками моллюсков	8,0
3. Песчаник темно-зеленый, кварцево-глауконитовый, с тонкими прослоями кремнистого песчаника	6,5
4. Песок серовато-зеленый, кварцево-глауконитовый, мелкозернистый, с тонкими прослойками песчаника того же состава	8,5
5. Песчаник светло-серый, опоквидный, глауконито-кварцевый, с гнездами глауконитового песка	11,0
6. Глина светло-серая, опоквидная	15,8

Севернее, по оврагу Кулаккаласай (приток р. Кызылкаин), в опоквидных песчаниках этой толщи собраны *Actaeon* cf. *regularis* Коен., *Axynus* sp., *Cytherea* (*Meretrix*) *tocodensis* Oppenh., *Crassatella* sp., *Dentalium rugoferrum* Коен., *Leda ovoides* Коен., *L. volgensis* Arkh., *Lucina subincerta* Arkh., *Natica* cf. *gracilis* Arkh., *N.* cf. *detrita* Коен., *Nucula koeneni* Arkh., *Modiola* sp., *Scalaria* sp., *Tellina* sp., коралл *Trochocyathus* sp. и крупные фораминиферы *Nodosaria* cf. *raphanistrum* L. (Х. С. Розман, Р. А. Середин, 1952 г.).

Еще севернее, в пределах Орского грабена, палеогеновые отложения имеют очень широкое распространение — от западного борта грабена до его восточного борта. Подошва их погружается в северном направлении, к центральной части грабена, еще дальше к северу она снова повышается и лишь у восточного борта грабена в долине р. Сазды, а дальше к северу — в долине р. Романколь выходят под-

стилающие палеоген меловые и юрские отложения. На остальной территории грабена подошва морских палеогеновых отложений вскрыта лишь буровыми скважинами (В. М. Ващенко, 1945 г.; К. Д. Мусатов, А. Л. Яншин, 1946 г.; Х. С. Розман, Р. А. Сегедин, Н. И. Леоненко, 1952 г.).

В пределах Орского грабена описываемые отложения отчетливо делятся на две пачки (Петренко, 1953): нижнюю и верхнюю. В основании нижней пачки залегает конгломерат с кварцево-глауконитовым песчаниковым цементом, который покрывается темно-серыми плотными опоковидными глинами и алевроитами с линзообразными прослоями однородных серых опок. В нижней части пачки глины значительно опесчанены и содержат линзы зеленого глауконитового песка, иногда сцементированного в песчаник. В глинах заключена мелкая хорошо окатанная галька фосфорита, зубы акул, мелкие раздавленные створки пеллеципод, единичные ядра крупных *Pholadomya* sp. и редкие обуглившиеся растительные остатки. А. А. Петренко (1953) указывает на находки *Scalaria crassilabris* Коен., *Nucula bowerbanki* Sow., *Meretrix* sp. и кораллов. Мощность пачки колеблется от 32 до 40 м.

В основании верхней пачки наблюдается мелкая галька фосфорита, указывающая на усиление размыва берегов, по-видимому, вследствие очередного этапа морской трансгрессии. Сама верхняя пачка сложена в основном серо-зелеными косослоистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками, большей или меньшей крепости, мелко- и среднезернистыми, с линзами ракушечника из битых створок пеллеципод (*Meretrix* sp., *Lucina* sp. и др.).

Пачка песчаников содержит прослой и линзы светло-серых и серовато-желтых легких однородных опоковидных глин, иногда со значительной примесью округлых зерен глауконита и угловатых кварцевых зерен и местами ожелезненных. Линзы имеют мощность до 3 м и длину до 20 м. В основании линз отмечаются прослойки крупнозернистого песка с мелкой кварцевой и фосфоритовой галькой и обломками раковин мелких пеллеципод. Местами обломки раковин переполняют песчаники, и последние переходят в ракушечники мощностью до 0,5 м и более, в которых встречаются *Pectunculus* sp., *Nucula* sp., *Meretrix* sp., *Lucina* sp., *Hydrobia* sp., *Dentalium* sp., гастроподы (Петренко, 1953). Мощность верхней пачки составляет 25—30 м.

Присутствие в разрезе крупнозернистого песка, мелкой гальки, а также обилие битой ракуши указывает на мелководный характер морского бассейна. Об этом же говорит наличие в песчаниках хорошо сохранившихся остатков широколиственной наземной флоры (верховья р. Романколь, выше устья Тогоушса).

Флора двудольных была впервые обнаружена в этом районе А. А. Петренко (1953), который указал на находки *Ficus* sp., *Magnolia* sp., *Viburnum* sp., *Dewalquea grandifolia* Кр а с н., *Dryandra Schrankii* (Sternb.) Heer, *Cornus mugodscharica* Крысht., *Quercus dipledon* Sap. et Mar. и др., а также остатков хвойного *Chamaecyparis belgica* Sap. Н. Д. Василевской из палеогеновых отложений р. Романколь определены *Aralia* cf. *venulosa* Sap. et Mar., *Aralia* sp., *Chamaecyparis belgica* Sap., *Cinnamomum* ex gr. *ellipsoideum* Sap. et Mar., *Cornus mugodscharica* Крысht., *Cornus* sp., *Dewalquea gelindenensis* Sap. et Mar., *D. gelindenensis* Sap. et Mar. var. *dilatata* Кр а с н., *Dryophyllum* cf. *Dewalquei* Sap. et Mar., *Daphnogene* sp., *Grewiopsis* sp., *Magnolia* sp., *Pterospérmites* sp., *Quercus dipledon* Sap. et Mar., *Quercus* sp., *Viburnum* sp., *Zizyphus* sp.

Состав флоры свидетельствует о благоприятных условиях для развития пышной древесной растительности: о теплом и достаточно влаж-

ном климате. Положение растительных остатков в породе (отпечатки листьев пронизывают породу во всевозможных направлениях) говорит о быстром захоронении листьев осадками, а хорошая сохранность материала (целые листья, веточки с несколькими листьями) указывает на то, что растения произрастали вблизи от мест захоронения (Х. С. Розман, Р. А. Сегедин, Н. И. Леоненко, 1952 г.).

В этой же пачке песчаников Р. А. Сегединым (1963 г.) собраны остатки моллюсков, среди которых Л. В. Мироновой определены многочисленные *Nuculana santasica* Jark., *N. darisiensis* Jark., *Tellina patellaris* Desh., *T. donacialis* Lamk., *Corbula* ex gr. *ficus* Brander, *Axinaea pulvinata* Lamk., а также *Lucina elegans* Defr., *Miltha* cf. *menardi* Desh., *Libitina* sp., *Aporrhais* sp., *Modiolus* sp., *Pitar* sp., *Natica* sp., *Fusus* sp.

В северной части Орского грабена (Р. А. Сегедин, 1950 г.), севернее оврага Талдысай, вдоль которого проходит широтный разлом, на поднятом крыле сброса сохранились от размыва лишь небольшие останцы палеогеновых отложений, залегающих с размывом на меловых отложениях и с угловым несогласием на дислоцированных породах палеозоя.

В северо-западной части Орь-Илекского междуречья на Урало-Илекском водоразделе, в районе поселков Херсон и Эрзерум, морские палеогеновые отложения имеют небольшую мощность. В основании их на размытой поверхности маастрихтских отложений залегают галечник, состоящий из мелкой (до 1—2 см в поперечнике) хорошо окатанной гальки белого кварца и в меньшем количестве красных и зеленых яшм.

Выше залегают зеленовато-серый кварцево-глауконитовый песчаник с опаловым цементом, вверх по разрезу переходящий в желтовато-серые и зеленовато-серые песчаные опоки, часто с большим содержанием глауконита, заключающие характерные удлиненные крепкие кремнеземные стяжения. В этом горизонте восточнее пос. Эрзерум встречаются *Cerithium (Potamides) koeneni* Agkh. (определение А. Л. Яншина).

Еще выше лежат зеленовато-серые опоквидные песчаники и глауконитовые пески, которые сменяются вверх по разрезу белыми или желтовато-белыми чистыми очень легкими опоками. Разрез заканчивается слоем зеленовато-серого неравнозернистого глауконитового песка, часто сцементированного в песчаник (Х. С. Розман и Р. А. Сегедин, 1948 г., 1952 г.). Общая мощность палеогеновых отложений здесь составляет 12—15 м.

Самым северным пунктом развития осадков морского палеогена является урочище Кызылсай, расположенное на левобережье р. Урал, в восточной части Киргельдинского грабена, у границы с Оренбургской областью. Здесь, восточнее линии железной дороги Орск—Кандагач, палеогеновые отложения залегают трансгрессивно на различных горизонтах меловых отложений.

По данным Л. Н. Формозовой (1949), морской палеоген урочища Кызылсай представлен фосфатно-глауконитовой пачкой, в которой можно выделить три слоя. Нижний, не везде присутствующий, слой состоит из мелкой фосфоритовой гальки и гравия, с примесью кварцево-глауконитового песка. Мощность этого слоя не превышает 0,5 м. Следующий слой состоит из крупных желваков фосфорита, очень тесно сгруженных в разнозернистом кварцево-глауконитовом песке и нередко сцементированных в конгломерат (главный фосфоритовый слой).

Верхний слой представлен кварцево-глауконитовым песком с неравномерно рассеянной мелкой (до 15—20 мм в поперечнике) галькой фосфорита. В песках встречаются окатанные зубы акул *Scapanorhynchus subulatus* Ag., *Odontaspis* ex gr. *rutoti* Winkl. и др., рыбы позвонки, ядра устриц альвеолярных полостей белемнитов и обломки фосфоритизированной древесины. Многие из этих органических остатков являются перемытыми верхнемеловыми. Мощность слоя колеблется от 0,20 до 1,85 м.

Лежащая выше пачка немых зеленовато-серых песчанистых комковатых гипсоносных глин, относимых Л. Н. Формозовой также еще к морскому палеогену, залегает на фосфатно-глауконитовой пачке и на меловых отложениях с размывом и, по-видимому, имеет уже неогеновый возраст.

Средний — верхний эоцен

Акчатская свита. Верхняя часть морского палеогена сложена легкими белыми и желтовато-белыми трепелами и диатомитами с подчиненными прослоями светло-серых трепеловидных глин общей мощностью 12 м. Эти породы, выделенные в 1938 г. Г. И. Водорезовым в акчатскую свиту в Южном Примугоджарье, сохранились от размыва главным образом в южной части района в наиболее высоких участках Орь-Илекского водораздела и на водоразделах между реками Аралтобе, Кокпекты, Улетты, Жамансу, Аксу и Куласу. Небольшие участки акчатской свиты выявлены также в Орском грабене, в частности на левом берегу р. Кайрактысай восточнее одноименного поселка. Здесь они представлены легкими трепеловидными глинами, белыми, во влажном состоянии — коричневатато-серыми, в отдельных прослоях тонкополосчатыми (тонкое чередование прослоев коричневатато-серого и желтовато-белого цвета), в верхней части пачки с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых кварцево-глауконитовых песков и песчаников общей мощностью до 7 м.

В диатомитах с междуречья Аралтобе и Кокпекты (Т. П. Буянова, 1965 г.) и в трепеловидных глинах с левого берега р. Кайрактысай (Р. А. Сегедин, 1963 г.) встречен богатый комплекс диатомитовых водорослей, в котором К. Г. Шибковой определены следующие виды: *Pseudopodosira pileiformis* Jousé, *Stephanopyxis broschii* Grun., *S. edita* Jousé (много), *S. punctata* Jousé, *Coscinodiscus moelleri* A. S. (много), *C. uralensis* Jousé, *C. decrescenoides* Jousé, *Triceratium exornatum* Grev., *T. kinkeri* A. S., *T. jensenianum* Grun., *Trinacria excavata* Heib., *T. regina* Heib., *T. exculpta* (Heib.) Hust, *Grunowella gemmeta* (Grun.) V. H., *Anaulus weiprechtii* Grun., *Xanthiopyxis biscocctiformis* Forti, *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti. Из кремневых жгутиковых водорослей в этих породах преобладают *Dictyocha elata* var. *elata* Gleser, *D. lamellifera* var. *constricta* Gleser, *Naviculopsis biapiculata* var. *minor* Gleser. Приведенный комплекс сопоставляется с комплексом из низов ирбитской свиты восточного склона Урала и Зауралья и определяет возраст пород как начало позднего эоцена, возможно, даже конец среднего эоцена.

В диатомитах из района верховьев р. Аксу (Р. А. Сегедин, 1962 г.) А. И. Кротовым обнаружен комплекс диатомей средней части ирбитской свиты (низы верхнего эоцена), для которого характерно массовое развитие вида *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun., местами имеющего пороодообразующее значение. Часто встречаются *Stephanopyxis broschii* Grun., *S. edita* Jousé, *S. turris* var. *intermedia* Grun., присутствуют разнообразные представители рода *Coscinodiscus*, при-

чем особенно характерно присутствие *C. argus* Ehr., *C. payeri* Grun., *C. moelleri* Grun. Из других видов диатомей характерно присутствие *Trinacria exculpta* (Heib.) Hust и *Xanthiopyxis biscocctiformis* Forti. Из кремневых жгутиковых водорослей встречаются одиночные представители *Dictyocha deflandrei* var. *completa* Gleser, *D. frenguelli* var. *caerentis* f. *inserta* Gleser.

В смежных районах Западного Примугодждарья в этой толще отмечаются комплексы диатомей верхов среднего эоцена.

Континентальный верхний эоцен

Отложения континентального верхнего эоцена распространены на территории Орь-Илекской возвышенности значительно менее широко, нежели отложения морского палеогена. Они развиты главным образом в Орском грабене и в южной части Орь-Илекской возвышенности. В Орском грабене эти отложения слагают ровные возвышенные участки водораздельных пространств между левыми притоками р. Орь. Они залегают с эрозионным и стратиграфическим несогласием на неровной поверхности морских отложений палеоцен—эоцена.

В основании континентального эоцена наблюдается слой грубо-зернистых песков с гравием и галькой кварца и кремнистых пород. Мощность этого слоя в некоторых местах достигает 4,4 м. Выше лежит толща мелкозернистых кварцевых песков белого, желтого, оранжевого, розового или реже красного цвета. Для песков характерна хорошая окатанность зерен и хорошая сортированность их по величине зерна: во многих прослоях до 85—90% составляют зерна размером 0,25—0,05 мм. Минеральный состав их также очень однороден: часто пески целиком состоят из зерен кварца, иногда содержат до 5% полевых шпатов. Встречаются единичные зерна рутила, турмалина, ставролита, циркона, лейкоксена и глауконита. В песке встречаются тонкие прослойки белых и серых глин.

Характерной особенностью этих отложений является присутствие среди песков линз белых, светло-серых или желтых звонких кварцитовидных песчаников. Линзы имеют протяженность до 60 м и мощность в несколько метров. Песчаники и кварциты чаще бывают массивные и плотные, но встречаются пористые разности, пронизанные ветвящимися ходами, представляющими собой пустоты от стеблей растений.

А. Л. Яншин (1948) обратил внимание на отсутствие в дырчатых кварцитовидных песчаниках отпечатков листьев, а также отпечатков крупных древесных стволов. Он объяснил это тем, что дырчатые песчаники образовались в результате засыпания песком в наземных условиях (субаэрально) мелких ксерофитных кустарников с редуцированными игольчатыми листочками, свойственных современному песчаным пустыням. Хорошая сортировка зерен, их хорошая окатанность и полировка, наличие на зернах характерных «рубашек» из окислов железа, а также характер косой слоистости являются, по мнению А. Л. Яншина, доказательством эолового происхождения большей части описываемых отложений.

В южной части Орь-Илекской возвышенности породы континентального эоцена сохранились в виде небольших по площади останцов, залегающих на морских отложениях палеогена. Такие холмы-останцы наблюдаются на водоразделе рек Орташа и Кокпекты севернее пос. Новороссийска (высота 439,9 м), у дороги Актюбинск—Новороссийск, в 5 км к северо-западу от последнего, на междуречье Кокпекты и Улетты, а также в районе верховьев р. Аксу (высоты Бестобе, урочище Кокнора и др.). Отдельные глыбы-линзы светлых кварцевых

песчаников, часто кварцитовидных, иногда с растительными остатками, встречаются в различных местах, причем лежат они не только на отложениях морского палеогена, но также на верхнемеловых и даже палеозойских породах. Не оставляет сомнения предположение, что линзы кварцитов оказались лежащими на поверхности различных более древних пород в результате размыва заключающих их рыхлых отложений континентального эоцена. Это говорит о том, что отложения континентального эоцена имели прежде очень широкое распространение на территории Орь-Илекского междуречья, а также в более северном Орско-Халиловском районе.

Определимых органических остатков в этих породах на территории Орь-Илекской возвышенности найдено очень мало. Имеются лишь указания на находки *Dryandra Schrankii* (Sternb.) Heeg и отпечатков листьев пальмы *Sabal* sp. (X. С. Розман, Р. А. Сегедин, Н. И. Леоненко, 1952 г.). В соседнем районе, на р. Романколь, в аналогичных отложениях содержатся хорошей сохранности отпечатки позднеэоценовой флоры (Петренко, 1953). Мощность континентального верхнего эоцена достигает 30 м.

МУГОДЖАРЫ

Большая часть территории Мугоджар лежит за пределами максимального распространения трансгрессий палеогеновых морей. Поэтому покров морских отложений палеогена развит лишь по периферии Мугоджар, местами проникает в область распространения древних толщ палеозоя и протерозоя. Континентальные же отложения палеогена в виде многочисленных пятен-останцов сохранились от последующего размыва во многих местах Мугоджар, исключая лишь самую западную их часть (Мугоджарский хребет).

В пределах Мугоджар в палеогеновых отложениях можно выделить морские отложения среднего и верхнего эоцена и континентальные отложения верхнего эоцена и олигоцена.

Эоцен

Тасаранская свита. Разрез морского палеогена на юго-восточной окраине Мугоджар начинается отложениями, относящимися к тасаранской свите, выделенной А. Л. Яншиным в Северном Приаралье. Эти отложения обнажены в долине р. Улыталдык, в районе устья р. Балаталдык и несколько выше по течению, а также на левобережье р. Улыталдык, где они сохранились в виде многочисленных останцов на водоразделах.

Отложения тасаранской свиты залегают трансгрессивно с угловым несогласием на протерозойских породах. В основании свиты более или менее отчетливо прослеживается базальный горизонт, сложенный средне- и мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песками с мелкой галькой кварца в нижней части слоя. Выше лежат зеленовато-серые плотные гидрослюдистые глины с прослоями аргиллита и мелкозернистого глауконито-кварцевого песчаника и песка, заключающего зубы акул (Р. А. Сегедин, 1959 г.).

На левобережье р. Улыталдык севернее горы Жолгут в глинах верхней части описываемых отложений В. В. Плошко (1958 г.) собрана средне-позднеэоценовая фауна: *Nucula cisaralica* Jarkin, *N. prae-longata* Wood, *Nuculana santasica* Jarkin, *Lucina* aff. *galleotiana* Nist., *Nemocardium parile* Desh., *Meretrix* cf. *nitidula* Lamk., *M. cf. compressa* Lamk. и др. На правобережье р. Улыталдык в глинах

обнаружены среднеэоценовые фораминиферы *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *G. thaequispira* Subb., *G. triloculinoides* Plumm., *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Uvigerina proboscidea* Schw., *Cibicides* cf. *ungerianus* Orb. и др. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 32 м.

Саксаульская свита. На пологом юго-восточном склоне Восточно-Мугоджарского плато можно наблюдать трансгрессивное налегание на вышеописанные отложения тасаранской свиты и непосредственно на древние толщи — отложений морского верхнего эоцена, выделенных в Северном Приаралье под названием саксаульской свиты. Эта свита здесь сложена серыми и зеленовато-серыми алевролитами и песками с прослоями серых, с зеленым и голубоватым оттенками, и глинами. Пески мелкозернистые, кварцевые, иногда с небольшой примесью глауконита. Зерна песка хорошо окатаны. Характерны прослой и линзы светлых кварцитовидных песчаников. Глины песчаные и обычно тонкослоистые, с гнездами ярозита и гипса.

Далее к северо-западу и северу от покрова отложений саксаульской свиты сохранились лишь разобщенные останцы на равнинных междуречьях на абсолютных отметках от 245 м на левобережье р. Акбура до 300 м севернее р. Уймола (Р. А. Сегедин, 1954 г.).

В основании саксаульских отложений на водоразделах между реками Акбура и Шолаккайракты, Шолаккайракты и Уймола и в других местах залегает слой галечника, состоящего из очень хорошо окатанной плоской гальки кварца, кварцитов и других крепких мугоджарских пород. Участками галечники сцементированы в конгломераты. Промежутки между гальками заполнены кварцевым песком, конгломераты же обычно имеют кварцевый цемент. На базальном галечно-конгломератовом горизонте лежат мелкозернистые, в большей или меньшей степени глинистые кварцевые пески, местами цементированные в типичные для саксаульской свиты белые или светло-серые кварцитовидные песчаники (Р. А. Сегедин, 1954 г.).

За пределами максимального распространения позднеэоценовой трансгрессии развиты континентальные аналоги саксаульской свиты. Они сохранились в виде небольших останцов в разных местах на поверхности древних пород. Более значительные площади континентальные отложения верхнего эоцена занимают в северо-западной части Мугоджар, на левобережье р. Орь, от р. Катынадыр на юге до рек Талдысай и Романколь и продолжают далее к северу на территории Оренбургской области. Здесь они залегают несогласно на континентальных отложениях юры и местами на складчатом палеозое, а покрываются на большей части территории со стратиграфическим несогласием отложениями неогена.

Континентальные фации саксаульской свиты в Мугоджарах представлены белыми или желтовато-белыми мелкозернистыми кварцевыми песками с караваеобразными телами и линзообразными прослоями серовато- и розовато-белых кварцитовидных песчаников, а также конгломератами, состоящими из гальки кварца и кварцитов, сцементированной кварцевым песчаным цементом (Р. А. Сегедин, 1958 г.). Во многих местах в кварцитовидных песчаниках отмечаются многочисленные ветвящиеся пустоты-каналы от стеблей растений (Г. П. Кондратьева, 1956 г.; Г. С. Трошин, 1951 г.), а также отпечатки веточек ксерофитного кустарника с узкими иглоподобными листочками (Р. А. Сегедин, 1954 г.). На левобережье р. Орь, к северо-востоку от пос. Яковлевки, А. А. Петренко (1953) собраны отпечатки флоры, среди которой А. Н. Криштофовичем определены *Sequoia couttsiae* Heer, *Glyptostrobus parisiensis* Brongn., *Quercus (Dryophyllum) furcinerve*

(Rossm.) Schmalh., *Laurus Omalii* Sap. et Mar., *Celastrophyllum Benedenii* Sap. et Mar., *Aralia transversinervia* Sap. et Mar., *Andromeda protogaea* Ung., *Phyllites* sp., *Myrsine Zaddahii* Heer и др. Н. Д. Василевской отсюда же определены *Cinnamomum* sp., *Ficus* cf. *Rodowiczii* Schmalh., *Quercus (Dryophyllum) furcinerve* (Rossm.), *Quercus Elaenae* Ung., *Phyllites* sp. и др.

Мощность континентальных отложений верхнего эоцена обычно не превышает нескольких метров, на левобережье р. Орь она достигает 10—15 м.

Олигоцен

Средний олигоцен

Несогласно на размытой поверхности разновозрастных пород в Восточных Мугоджарах местами лежат континентальные отложения, сопоставляемые с чиликтинской свитой Северного Приаралья.

На правобережье р. Иргиз чиликтинская свита имеет мощность не более 10—12 м и сложена светло-серыми и желтовато-серыми мелкозернистыми тонкослоистыми кварцевыми песками с тончайшими прослойками серой глины, а также редкими более мощными (до 0,3—0,4 м) прослоями серых песчанистых глин. В нижней части разреза встречаются прослои разномзернистых (крупно- и грубозернистых) песков. Отдельные прослойки песков ожелезнены и имеют желтую окраску. Пески по составу обычно мономинеральны, почти полностью состоят из кварца с небольшой примесью полевых шпатов и рудных минералов. Глинистые прослои, а также глинистая фракция песков имеют каолинитовый состав с примесью гидрослюд (Р. А. Сегедин, 1953 г.).

Верхний олигоцен

На размытой поверхности самых разнообразных горизонтов континентального и морского палеогена, а также палеозойских и докембрийских пород на площади Восточно-Мугоджарского плато и в Прииргизье лежат континентальные осадки верхних горизонтов тургайской серии. Прежде они имели широкое и, по-видимому, сплошное распространение, но в результате последующего интенсивного размыва сохранились в виде сравнительно небольших по площади останцов.

Характерной особенностью этих отложений является преобладание плохо отсортированного и преимущественно грубообломочного материала, при отсутствии глинистых пород, хорошо выраженная косая слоистость и значительная железистость всех осадков. По возрасту эти отложения сопоставляются с чаграйской свитой Северного Приаралья (Формозова, 1949).

Важную роль среди верхнеолигоценовых отложений играют железистые конгломераты. Они состоят преимущественно из плохо окатанной гальки и угловатых обломков кварца, кварцитов, реже кремнистых пород, гранитов и других мугоджарских пород размером от 0,5 до 10—15 см. Встречаются и более крупные обломки, особенно в области выходов палеозойских пород. Промежутки между обломками заполнены грубозернистым песком. Вся масса обломочного материала сцементирована лимонитом. Часто конгломераты переходят в брекчии, в которых вместо гальки преобладает угловатый щебень тех же пород.

Очень распространенными в чаграйской свите являются бурые железистые гравелиты, дресвяники, грубозернистые песчаники, связан-

ные постепенными переходами, с одной стороны, с конгломератами, с другой — с железистыми песчаниками. В более мелкозернистых песчаниках кластический материал представлен преимущественно кварцем. Несцементированные разности верхнеолигоценовых пород представлены яркими охристо-желтыми ожелезненными песками (Г. П. Кондратьева, 1957 г.; Р. А. Сегедин, 1954 г.). Всем описанным породам свойственна отчетливая косая слоистость. Мощность чаграйской свиты в Мугоджарах обычно не превышает 5 м.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

ЗАПАДНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ

Отложения палеогеновой системы на территории Западного Примугоджарья развиты довольно широко. Они слагают поверхность восточной части Подуральского плато, примыкающей к подножию Мугоджарских гор. На запад отложения прослеживаются до меридиана устья р. Темир.

Сплошной их покров нарушен многочисленными верховыми притоками р. Эмбы, которые прорезали не только отложения палеогена, но и в ряде мест верхний мел.

Впервые наличие в Западном Примугоджарье отложений палеогена было установлено М. Э. Янишевским (1905). Изучением их в последующие годы занимались М. М. Пригоровский (1912, 1914), а после революции — П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937), Г. И. Водорезов (1933—1940 гг.), Е. В. Рухина (1944). Наибольшее внимание исследователями уделялось морским палеогеновым отложениям, представления о возрасте и стратиграфическом расчленении которых неоднократно менялись.

Предшественники Г. И. Водорезова все морские отложения описываемого района относили к палеоцену. Г. И. Водорезов (1933—1935 гг.) пески, песчаники, опоки и глины, т. е. нижнюю часть морских отложений, относил к палеоцену, а верхнюю — трепелы, трепеловидные и каолиновые глины — к палеоцен-эоцену.

В 1938 г. Г. И. Водорезов для южной части Западного Примугоджарья установил акчатскую свиту, к которой он отнес верхнюю часть морских палеогеновых отложений. А. Л. Яншин год спустя в палеогене Северного Приаралья выделил тасаранскую свиту. Это название Г. И. Водорезовым было распространено на нижнюю часть морских палеогеновых отложений Западного Примугоджарья.

Впоследствии А. Л. Яншин (1953) все морские палеогеновые отложения Западного Примугоджарья отнес к тасаранской свите средне-позднеэоценового возраста, предложив для прибрежных песчаных отложений нижней части разреза название тыкбутакской подсвиты, а для верхней части разреза, сложенной опоками и трепелами, — акчатской подсвиты.

После выхода в свет монографии А. Л. Яншина (1953) наличие в Западном Примугоджарье отложений палеоцена всеми работавшими в этом районе геологами в течение более десятка лет не признавалось, несмотря на известные со времен М. М. Пригоровского (1912, 1914) находки палеоценовой фауны на р. Тыкбутак (правый приток р. Ор), находки Г. И. Водорезовым в 1940 г. на р. Тыкбутак и в районе оз. Караколь (у подножия Мугоджарских гор южнее р. Эмбы) фауны и отпечатков флоры палеоценового возраста и опубликованное В. И. Барановым (1954) описание палеоценовой флоры из района оз. Караколь (по сборам Г. С. Трошина).

В 1963 г. Р. А. Сегедин в палеогеновых отложениях на р. Тыкбутак собрал зубы акул, которые Л. С. Гликман вполне уверенно отнес к верхнему палеоцену и частично (из верхних горизонтов разреза) к нижнему эоцену. В следующем году в палеогене р. Тыкбутак были собраны фауна и флора (Сегедин и Баранов, 1966), также указывающие на позднепалеоценовый возраст нижней части глауконитовых песков и песчаников, которые обнажаются на р. Тыкбутак. Эти новые данные по стратиграфии морских палеогеновых отложений района р. Тыкбутак, а также некоторых других мест у западного подножия Мугоджар, изложены в специальной статье (Сегедин, 1966), подтверждающей существовавшие прежде представления о широком развитии в Западном Примугоджарье отложений палеоцена. Автором высказано предположение о наличии в Западном Примугоджарье и более древних, чем тыкбутакские, раннепалеоценовых отложений в связи с находками в палеогеновых отложениях смежных районов раннепалеоценовых фораминифер.

В 1964 г. вышла в свет монография Л. С. Гликмана, посвященная стратиграфическому значению палеогеновых акул и содержащая описание и изображения зубов позднепалеоценовых акул с р. Тыкбутак, собранных Р. А. Сегединым (1963 г.) и И. И. Гладковым (1955 г.).

В 1965—1966 гг. работами Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции (В. И. Железко, Т. В. Иванова, Т. П. Буянова, В. В. Сажнов) подтверждено широкое распространение палеоценовых, в том числе нижнепалеоценовых, отложений в более удаленных от гор районах Западного Примугоджарья и южной части Орь-Илекской возвышенности.

Меньше противоречий возникало при датировке более молодых отложений палеогена, охарактеризованных фауной моллюсков среднего эоцена, диатомеями среднего и позднего эоцена, а также континентальных отложений верхнего эоцена и олигоцена, в которых были найдены остатки флоры. Изучением этих отложений занимались П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937), Г. И. Водорезов (1938—1940 гг.), Е. В. Рухина (1944), а в послевоенные годы — Г. С. Трошин, Р. А. Сегедин, В. И. Железко, Т. В. Иванова и др. Фауна из этих отложений определялась Н. К. Овечкиным и Л. В. Мироновой, флора — В. И. Барановым и Н. Д. Василевской, диатомеи и кремневые жгутиковые водоросли — А. И. Кротовым и К. Г. Шибковой.

Таким образом, в настоящее время в Западном Примугоджарье выделяются отложения всех трех отделов палеогена, причем нижняя часть палеогенового разреза (палеоцен—низы верхнего эоцена) представлена морскими отложениями, а верхняя (верхи верхнего эоцена и олигоцен) — континентальными.

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН

Палеоцен

Инкерманский ярус

Отложения нижнего палеоцена в Западном Примугоджарье стали известны очень недавно и поэтому еще слабо изучены. Они вскрыты скважинами в верховьях р. Орь (В. В. Сажнов, Т. В. Иванова, 1965 г.) и наблюдались в естественных обнажениях на левобережье р. Эмбы (ручей Кокпекты).

Описываемые отложения ложатся с несогласием на породы верхнего мела, а на юге — на кору выветривания домезозойских пород.

В основании отмечен базальный слой, состоящий из глауконито-кварцевого грубозернистого песка, фосфоритовых желваков и хорошо окатанной гальки кремнистых пород мощностью до 0,5 м.

В верховьях р. Орь выше базального слоя лежат зеленовато-серые песчаные глины, участками переходящие в глинистые кварцевые пески с глауконитом. Глины или постепенно переходят в алевриты, или переслаиваются с последними. Некоторыми скважинами вскрыто очень тонкое чередование глин и алевритов. Для всех разновидностей пород характерна карбонатность.

Раннепалеоценовый возраст описываемых пород определенно устанавливается впервые для этого района на основании фораминифер, обнаруженных В. И. Гладковой: *Paragaudryina gigantea* (Subb.), *Clavulina farafraensis* Le Roy., *Gyroidina octocamerata* Cushm. et Hann., *Guttulina ipatovcevi* Vass., *Reussella paleocenica* (Brotz.), *Pseudowigerina wilcoxensis* Cushm., *Anomalina praeacuta* Vass., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides lectus* Vass., *C. hemicompressus* Mogož., *Anomalina welleri* Plumm. и др.

Подобный комплекс фораминифер приводится многими исследователями для нижнепалеоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины, Тургая, Северного Приаралья и Актюбинского Приуралья.

На юге, в районе ручья Кокпекты, выше базального горизонта лежат кварцево-глауконитовые пески, иногда сцементированные глинисто-известковым цементом в песчаники, с прослоями серых глин и глинистых алевритов. Среди глин в свою очередь (в верхней части разреза) отмечены прослойки опок и опоковидных глин.

К западу от Мугоджар наблюдается постепенное увеличение количества глин до преобладания глинистых фаций в разрезе.

В образцах из пачки кварцево-глауконитовых песков, лежащих непосредственно на базальном слое фосфоритовых желваков, А. Р. Перфильевой был выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца покрытосемянных растений (40—60%); голосемянные составляют 30—40%. Характерной особенностью этого комплекса является присутствие большого количества пыльцы *Extratropipollenites menneri* (Bolikh.) Mart., *E. major* Mart., *E. plumatus* Botsch., *E. attritus* Agr., *E. exemplum* Pfl., *E. aridus* Mart., *E. acinosus* Agr. Кроме перечисленных форм среди покрытосемянных встречено большое количество пыльцы, относимой к формальным родам: *Nudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl., *Sporopollis* Pfl., *Trudopollis rugosus* (Mart.) Zakl., *T. nonperfectus* Pfl., *T. ordinatus* Pfl., *T. arector* Pfl., *T. varioreticularis* (Stelmak) Zakl., *T. pompeckji* Pfl.

В небольшом количестве встречена пыльца *Alnus*, *Ericaceae*, *Carya*, *Castanea*, *Quercus*, *Engelhardtia*. Среди пыльцы голосемянных преобладает семейство *Pinaceae*. В незначительном количестве содержатся споры *Selaginella*, *Leiotriletes*, *Cibotium*, *Gleichenia*. Часто встречаются водоросли *Huysrichosphaeridae*. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс позволяет отнести вмещающие его отложения к палеоцену, по-видимому, к нижнему палеоцену. Мощность описанных отложений колеблется в пределах 15—20 м.

Верхняя граница пород раннепалеозойского возраста не везде четко прослеживается. Чем ближе к подножию Мугоджарского хребта, тем она более четкая. Так, на правом берегу р. Тыкбутак, в 8 км выше ее устья, на темных аргиллитоподобных глинах нижнего палеоцена наблюдается песчано-галечный слой мощностью 15 см, выше которого лежат породы, относящиеся к верхнему палеоцену (Сегедин, 1966).

Западнее, на левобережье р. Кумсай (по данным бурения), описываемые породы литологически ничем не отличаются от вышележа-

щих — верхнепалеоценовых, поэтому граница между ними проводится условно по исчезновению в разрезе раннепалеоценовых фораминифер.

По единой стратиграфической шкале палеогена СССР эти отложения отвечают инкерманскому ярусу.

Качинский ярус

Отложения верхнего палеоцена распространены в меридиональной полосе, которая протягивается вдоль западного подножия Мугоджар. Выходы отложений на поверхность наблюдаются в долинах рек Тыкбутак и Терсбутак (правые притоки р. Орь), Эмбы, Кундызды и др. В межречных пространствах эти отложения вскрыты скважинами в районе р. Тыкбутак, восточнее пос. Казацкого, на левобережье Эмбы.

Верхнепалеоценовые отложения залегают на нижнепалеоценовых без видимого стратиграфического несогласия, но со следами размыва (возможно, не повсеместно существующими), которые удается наблюдать на правом берегу р. Тыкбутак. Здесь на нижнепалеоценовых буровато-черных глинах и маломощных кварцево-глауконитовых песках и коричневых глинах лежит также маломощный (до 15 см) слой галечника, который состоит из плоской гальки опокovidных песчаников в зеленом кварцево-глауконитовом песке с многочисленными зубами позднепалеоценовых акул (Сегедин, 1966).

На этом базальном галечнике лежит выклинивающийся пласт зеленовато-серого мелкозернистого глауконито-кварцевого песчаника мощностью до 0,5 м. Выше во всех обнажениях прослеживается толща существенно глауконитовых песчаных пород, которая, по Р. А. Сегедину (1966), имеет следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пачка темных, зеленовато-серых или серо-зеленых мелкозернистых однородных глауконитовых песков, участками слабо сцементированных, с очень тонкими (несколько миллиметров) ожелезненными прослойками более крупнозернистого песка, с мелкими зубами акул 4,6
 2. Пачка зеленовато-серых до темно-зеленых мелкозернистых обычно очень тонкослоистых глауконито-кварцевых и кварцевых и кварцево-глауконитовых песков, в отдельных прослоях глинистых, участками слабо сцементированных, с невыдержанными прослойками буровато-зеленой глины и тонкими (до 1,5 см) прослойками бурого песка, обогащенного растительным детритом. В верхней части пачки местами наблюдаются тонкие прослойки более грубого песка с зубами акул. Мощность пачки не превышает 2—3
 3. Пачка переслаивающихся темно-серых мелкозернистых кварцево-глауконитовых песков, темно-бурых тонкослоистых глин и зеленовато-серых мелкозернистых кварцево-глауконитовых песчаников с раковинами моллюсков и отпечатками древесных листьев 0,7—1,1
- Выше лежат зеленовато-серые глауконито-кварцевые пески с прослоями светлых опок и глауконито-кварцевых песчаников, с опокowym цементом, которые относятся, по-видимому, к эоцену.

На востоке, у подножия гор, верхняя пачка палеоценовых отложений представлена более однородными серо-зелеными слабо глинистыми косослоистыми кварцево-глауконитовыми песками с очень тонкими (до 1,5 см) прослойками темно-серых тонколистватых глин. Мощность пачки изменяется от 2,5 до 2,8 м.

Эта пачка перекрывается у подножия Мугоджар пластом конгломерата — основание среднего эоцена.

Во всей толще описываемых отложений на р. Тыкбутак, начиная с песков базального слоя и кончая глауконитовыми песками верхней пачки, лежащей под эоценовыми конгломератами, встречаются зубы акул. По сборам И. И. Гладкова (1955 г.) и Р. А. Сегедина (1963 г.) Л. С. Гликман определил *Notidanus loozi* Vinc., *Odontaspis whitei* Agramb., *O. whitei* Agramb. subsp. *gigas* Glöck., *Oxyrhina winkleri* Vinc., *Palaeohypotodus lerichei* Glöck., *Paraorthacodus turgaicus*

Glück., *Squalus orpiensis* Winkl., *S. minor* Daimer., *Squatina prima* Winkl., *Striatolamia teretidens* (White), *S. striata* (Winkl.), *Synechodus hesbayensis* Casier и др. (Сегедин, 1966).

Среди названных видов акул имеются как прибрежные формы, так и формы, обитавшие в открытом море (пелагические).

Все перечисленные формы акул относятся, по Л. С. Гликману (1964), к зоне *Palaeohypotodus lerichei* и *Otodus minor minor* верхнего палеоцена, которой соответствуют отложения камышинской свиты Поволжья, низы данатинской свиты близ ст. Казанджик в Туркмении, низы палеогеновых отложений р. Сырдарьи у ст. Байхожа и др. За пределами СССР аналогами этой зоны являются вулвичские слои и слои Олдхевен и Блекгоф в Англии, нижнеланденские слои Бельгии, слои Шалон-сур-Весль и конгломераты Серней во Франции и др.

В зеленых глауконитовых песках на правом берегу р. Эмбы западнее гряды Кызыладыр Л. С. Гликманом, В. И. Железко и Р. А. Сегединым в 1964 г. собраны зубы акул, принадлежащих к той же зоне, что и зубы с р. Тыкбутак. Л. С. Гликман определил *Striatolamia striata* (Winkl.), *Palaeohypotodus lerichei* Glück., *Odontaspis whitei* Gramb., *Squalus orpiensis* (Winkl.).

В кварцево-глауконитовых песчаниках в районе оз. Караколь содержатся отпечатки флоры. В 4 км к северо-востоку от названного озера А. Н. Криштофовичем из сборов Г. И. Водорезова определены *Chamaecyparis belgica* Sap., *Dryophyllum Dewalquei* Sap., *D. vittatum* Sap. et Mar., *Ficus deshayesii* Wat., *Dryandra schrankii* (Sternb.) Heer, *Pimella spathulata* Wat., *Comptonia acutiloba* Heer, *Danalites uralensis* Krysht., *Cornus mugodscharica* Krysht.

В 6 км к юго-востоку от оз. Караколь отпечатки флоры, собранные Г. С. Трошиным, детально описаны В. И. Барановым (1954). В. И. Баранов определил следующие палеоценовые формы: *Betulites quercifolia* Ваганов, *Fagus deucalionis* Ung., *Quercus kamyschinensis* Гоерр., *Q. odontophylla* Sap., *Q. diplodon* Sap. et Mar., *Q. cf. platania* Heer, *Dryophyllum Dewalquei* Sap., *Ficus Gordjaginii* Ваганов, *Dryandra karakulensis* Ваганов, *Litsea Troschirii* Ваганов, *Rhus turcomanica* (Kryscht.) Korovin, *Myrtophyllum Warderi* Lesq., *Andromeda protogaea* Ung., *Viburnum giganteum* Sap., *Phyllites mugodscharica* Ваганов.

Среди отпечатков флоры, собранных Р. А. Сегединым в 1964 г. на р. Тыкбутак из верхнего флороносного слоя (по данным И. И. Гладкова, в этой толще имеется несколько флороносных прослоев), В. И. Баранов определил *Castanopsis kamyschinensis* (Гоерр.) Takhtad.; *C. tykbutakensis* Ваганов, *Comptonia acutiloba* (Brongn.) Schimp. forma *heteroloba* Ваганов, *Daphnogene kryshthofovichii* Vass., *Diospyros anceps* Heer, *Laurus vetusta* Sap., *Laurophyllum Segedinii* Ваганов, *Mangifera tertiaria* Engelh., *Myrtophyllum aralense* (Vachr.) Kornilova, *Persea indica* Spr., *Sassafras ferretianum* Massal. и др. (Сегедин и Баранов, 1966).

Этот флористический комплекс, по В. И. Баранову, очень близок к позднепалеоценовой флоре из камышинской свиты Поволжья (Баранов, 1948, 1954).

В пласте флороносного песчаника содержатся также остатки моллюсков *Phacoides contortus* Deir., *Tellina pseudorostralis* Orb., *T. ex gr. patellaris* Desh., *Solecortus* sp., *Aporrhais* sp. (определения В. И. Яркина). Некоторые из этих форм свойственны танетскому ярусу палеоцена Западной Европы, другие известны начиная с палеоцена, хотя и встречаются выше. *Tellina pseudorostralis* Orb. более характерна для нижнего эоцена.

По новой единой стратиграфической шкале палеогена СССР описанные верхнепалеоценовые отложения соответствуют качинскому ярусу. Мощность отложений качинского яруса составляет 8—10 м.

Нижний и средний эоцен

Между палеонтологически доказанными отложениями верхнего палеоцена, с одной стороны, и отложениями верхов среднего и нижней части верхнего эоцена (акчатская свита) — с другой, в Западном Примугоджарье наблюдается толща, выделяемая как нерасчлененные отложения нижнего и среднего (исключая его самые верхние горизонты) эоцена.

Основание эоцена наблюдалось Р. А. Сегединым (1966) у западного подножия Мугоджар на правом берегу р. Тыкбутак. Здесь на верхнепалеоценовых кварцево-глауконитовых песках залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломерат, состоящий из хорошо окатанной гальки различных палеозойских пород величиной от нескольких миллиметров до 5—7 см в поперечнике, содержащий линзы и прослой (до 10—15 см мощности) тонкозернистого глауконито-кварцевого песка. В конгломерате много зубов акул *Striatolamia teretidens* (White), *Otodus obliquus* Ag. (определения Л. С. Гликмана). Последняя форма является руководящей для кюизского яруса Западной Европы (нижний эоцен) 0,5—0,8
2. Песок светлый, зеленовато-серый, глауконито-кварцевый, тонкозернистый, тонкослоистый, косослоистый, с шарообразными железистыми конкрециями до 1,5 см в поперечнике. В песке встречены единичные зубы акул *Striatolamia teretidens* (White). Видимая мощность слоя 3,0

Для описываемых отложений характерно наличие нептунических даек, имеющих ширину до 0,8 м и длину 0,5—3 км. Дайки состоят из светло-серого и серого тонкозернистого сливного кварцевого песчаника, имеют различное простираание и секут друг друга под разными углами. Они образовались в результате заполнения трещин в глинах песками верхнего эоцена (саксаульской свиты) с последующей цементацией их вторичным кремнеземом.

Из глауконито-кварцевых песчаников с правобережья р. Терсбутак (правый приток р. Орь) и с правобережья р. Эмбы близ ее выхода из гор на равнину Н. К. Овечкин и Л. В. Миронова по сборам Р. А. Сегедина (1954 г.) определили моллюски *Nucula santasica* Jarkin, *N. darisiensis* Jarkin, *N. praelongata* Wood, *Nucula kazakstanica* Ruch., *Nemocardium parile* Desh., *Meretrix laeovigata* Lamk., *M. cf. nitidula* Lamk., *Lucina menardi* Desh., *Arca cocullaris* Desh., *Axinaea cf. pulvinata* Lamk., *Actaea conica* Cossm., *Turritella* sp. n., *Mesalia cf. hamiltoni* Desh., *M. aff. variabilis* Defr., *Natica cf. achatensis* Recluz, *N. obovata* Sow., *N. ex gr. nysti* Desh., *Eocypraea inflata* Desh., *Fusus subscalarinus* Orb., *Aporrhais* sp., *Hemiconus* sp., *Pyrula ex gr. nexilis* Lamk., *Buccinum* sp.

Возраст пород, содержащих этот фаунистический комплекс, по преобладанию в последнем лютецких форм Н. К. Овечкин считает среднеэоценовым, хотя и не исключает их несколько более древний возраст (конец раннего эоцена).

В глауконито-кварцевых песках этой толщи в районе р. Кундызды содержатся зубы эоценовых акул, из которых Л. С. Гликман (1964) указывает следующие: *Rhinoptera daviesi* Woodw., *Notidanus serratis-simus* Ag., *Myliobatis toliapicus* Ag., *M. striatus* Buckl. Первая форма характерна для зоны *Otodus obliquus* (по Л. С. Гликману), соответствующей средней части данатинской свиты Туркмении, лондонской глине

и ипрским, кюизским и панизилийским слоям Бельгии (нижний эоцен). Другие формы имеют более широкий возрастной диапазон. Мощность отложений нижнего — среднего эоцена не превышает 20 м.

Средний — верхний эоцен

Акчатская свита. В Западном Примугоджарье породы акчатской свиты имеют относительно широкое распространение. Ими сложены водораздельные пространства между бассейнами рек Илек, Орь и Эмбы и между некоторыми притоками двух последних рек. В центральных частях междуречий они перекрыты отложениями континентального верхнего эоцена, на склонах же долин, где породы кровли смыты, породы акчатской свиты часто образуют крутые склоны и холмы с характерными округлыми вершинами, лишенными растительности и поэтому отчетливо выделяющимися на фоне окружающей местности светлой окраской. Отложения этой свиты повсеместно лежат согласно на подстилающих породах нижнего — среднего эоцена и связаны с ними постепенным переходом.

Отложения акчатской свиты представлены в основном светлыми трепеловидными глинами, трепелами, диатомитами, с подчиненным количеством опок, опоковидных глин, алевроитов и глинистых песков. По мере приближения к Мугоджарам в разрезе уменьшается количество диатомитов и трепелов и увеличивается количество серых и светлых сиренево-серых опоковидных каолиновых глин, алевроитов и мелкозернистых мучнистых кварцевых и кварцево-глауконитовых песков.

Анализ диатомита из района Кундызды (левого притока р. Эмбы) показал, что он состоит, по данным Г. И. Водорезова (1959 г.), в основном из следующих средне-позднеэоценовых диатомей (определения В. С. Шляпиной): *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.), *S. turris* var. *intermedia* Grun., *S. ruefi* var. *arctica* Grun., *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *M. ornata* Grun., *Coscinodiscus stellaris* Grun., *C. payeri* Grun., *Hemiaulus polymorphus* Grun., *H. hostilis* var. *polaris* Grun., *Trinacria regina* Heib., *T. excavata* Heib., *T. exculpta* (Heib.) Hust., *T. simbulacroides* Pant. Более редки *Actinoptychus* sp., *Arachnoidiscus* sp., *Pseudostictodiscus angulatus* Grun., *Pterotheca aculeifera* Grun.

В опоковидном трепеле из района оз. Караколь Г. И. Водорезовым обнаружены радиолярии, среди которых определены эоценовые формы: *Sethocyrtis tamdiensis* Lipm., *S. aff. elegans* Lipm., *Cenosphaera* aff. *Kuschari* Lipm., *Astrophacus annularius* Lipm., *Stylosphaera* aff. *megaxynus* Seaga и др. (определения Р. Х. Липман).

На левобережье р. Шийли (верховье р. Орь) под верхнеэоценовыми континентальными песками скважинами вскрыта толща переслаивающихся белых трепеловидных глин, диатомитов и светло-серых мелкозернистых кварцевых песков акчатской свиты. В диатомитах из этого района К. Г. Шибковой в 1966 г. обнаружен богатый комплекс диатомовых водорослей: *Pseudopodosira pileiformis* Jousé, *Stephanopyxis broschii* Grun., *S. edita* Jousé, *S. punctata* Jousé, *Coscinodiscus moelleri* A. S., *C. uralensis* Jousé, *C. decrescenoide* Jousé, *Triceratium exornatum* Grev., *T. kinkeri* A. S., *T. jensenianum* Grev., *Trinacria excavata* Heib., *T. regina* Heib., *T. exculpta* (Heib.) Hust., *Grunowiella gemmata* (Grun.) V. H., *Anaulus weiprechtii* Grun., *Eunotogramma variabile* Grun., *Xanthiopyxis biscocctiformis* Forti, *Puxilla gracilis* Temp. et Forti.

Видовой состав приведенного комплекса позволяет датировать отложения акчатской свиты как самые низы верхнего эоцена, возможно, средний эоцен. Выделенный комплекс сопоставляется с комплексом из

низов ирбитской свиты (средний — верхний эоцен) восточного склона Урала.

Восточнее ст. Эмба на Киргизском месторождении диатомитов С. Е. Горшениным (1963 г.) описана очень однородная толща диатомитов (мощность до 47 м), в которых А. И. Кротовым обнаружен богатый комплекс диатомей и кремневых жгутиковых водорослей (*Silicoflagellatae*), характерных для начала позднего эоцена. Мощность свиты достигает 50 м.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ПАЛЕОГЕН

Верхний эоцен

На морских отложениях акчатской свиты, а местами и на отложениях нижнего — среднего эоцена и палеоцена с размывом залегает толща континентальных, преимущественно песчаных пород, сопоставляемых А. Л. Яншиным (1953) с отложениями саксаульской свиты Северного Приаралья. Восточнее пос. Казацкого, а также на правом берегу Эмбы у западного подножия Мугоджар Р. А. Сегедин (1954 г.) отмечает налегание этих отложений с угловым несогласием и базальным галечником в основании непосредственно на грубообломочные породы верхнего палеозоя, которые слагают гряду Кызыладыр.

Верхнеэоценовые континентальные отложения распространены менее широко, чем морские породы палеоцена и эоцена. Они слагают плоские водораздельные возвышенности в пределах Предмугоджарского плато. Наибольшие площади их развития примыкают непосредственно к западному подножию Мугоджарских гор в районах восточнее пос. Родники, близ оз. Караколь и др.

Преобладающую массу этих отложений составляют кварцевые пески. Среди них встречаются чисто белые разности, но чаще пески окрашены в более или менее интенсивный желтый цвет (от бледно-желтого до ярко-желтого), реже — в розовый и даже в малиновый, вишнево-красный и лиловый цвет. Окраска эта вторичная, обусловленная большим или меньшим содержанием окислов железа в грунтовых водах.

Среди песков часто встречаются линзовидные прослои железистых кварцевых песчаников от желтого до темно-бурого цвета, в которых обнаруживается первичная косая слоистость песков, часто неясная и грубая, но иногда тонкая и очень отчетливая. Особенно многочисленные выходы железистых кварцевых песчаников наблюдаются близ контакта эоценовых песков с палеозоем на правом берегу р. Эмбы, у выхода последней из гор, и восточнее пос. Казацкого.

В 6 км к востоку от пос. Казацкого несколько довольно мощных прослоев железистых кварцевых песчаников образуют хорошо выделяющийся на местности холм, который возвышается над родником Салыкпанбулак. В песчаниках встречаются маломощные прослои мелкогалечного конгломерата, состоящего из хорошо окатанной кварцевой гальки.

Кроме таких железистых песчаников и конгломератов, образовавшихся путем цементации песков железистыми растворами в более позднее время, среди песков встречаются светлые серовато-белые и желтовато-серые крепкие, звенящие при ударе кварцитовидные кварцевые песчаники с опаловым или кварцевым цементом (осадочные кварциты), аналогичные песчаникам, которые встречаются в пределах Орского грабена. Эти породы являются очень характерной для верхнеэоценовых отложений литологической разностью. Более того, как

указывает А. Л. Яншин (1953), из всего разреза палеогена они свойственны только отложениям саксаульской свиты и в отличие от железистых песчаников образовались в более раннее время, еще в позднем эоцене, под влиянием специфических геохимических условий, которые выражались в большой подвижности кремнезема в процессе гипергенеза.

Кварцитовидные песчаники залегают среди песков в виде линзообразных пластов плоских караваев. Будучи отпрепарированы текучими водами и ветром, они часто венчают собой вершины холмов на склонах речных долин. Основания холмов и нижние части их склонов сложены обычно опоками и трепеловидными глинами акчатской свиты, а верхняя часть — песками континентального верхнего эоцена. Иногда из-под пласта кварцитовидного песчаника вымываются подстилающие их пески, и песчаник постепенно как бы оседает, проектируется на более древние отложения, растрескиваясь при этом и распадаясь на отдельные глыбы. Этот процесс вымывания подстилающих пород нередко захватывает и трепеловидные глины акчатской свиты и завершается полным уничтожением холма-останца. В результате развалы глыб кварцитовидных песчаников оказываются значительно ниже характерного для данного участка гипсометрического уровня подошвы саксаульской свиты континентального верхнего эоцена (Сегедин, 1955 г.).

Механический и минеральный состав песков верхнего эоцена не отличается от состава соответствующих им песков более северных районов: это такие же мелкозернистые мономинеральные кварцевые пески. В верховьях р. Эмбы, так же как и в центральной части Орского грабена, в кварцитовидных песчаниках этой свиты можно наблюдать пронизывающие породу вертикальные разветвляющиеся снизу вверх многочисленные каналы, которые представляют собой пустоты от разложившихся впоследствии стеблей растений.

В Западном Примугоджарье среди кварцевых песков верхнего эоцена встречаются также прослой белых и желтовато-серых песчаных каолиновых глин. Мощность их колеблется от 0,20 до 2—3 м, причем максимальная мощность наблюдается близ контакта эоценовых отложений с палеозойскими породами Мугоджар; к западу мощность глинистых прослоев и их количество уменьшаются. Как показало бурение, глинистые прослой не имеют широкого площадного распространения: они вытянуты лентами в направлении с востока на запад и представляют собой скорее всего отложения водных потоков, размывавших каолинизированные в коре выветривания палеозойские породы Мугоджар и выносивших глинистые продукты разрушения на предгорную равнину.

Возраст описываемых отложений определяется как стратиграфическим положением их выше палеонтологически обоснованных пород низов верхнего эоцена, так и находками флоры в самих континентальных отложениях. Близ подножия Мугоджар, в районе оз. Караколь, в железистых песчаниках содержатся отпечатки флоры, описанные В. И. Барановым (1954) по сборам Г. С. Трошина (1952 г.).

Из этих сборов определены *Taxites* sp., *Sequoia* sp., *Taxodium* sp., *Cyperites* sp., *Corylus turgaica* A. Pоjark., *Quercus Alexeevii* A. Pоjark., *Quercus* sp., *Ulmus appendiculata* Heer, *Ulmus Braunii* Ung., *U. pleurinervia* Heer, *Oreodaphne mugodscharica* Ваганов. Н. Д. Василевской из этого района определены *Podocarpus eocenica* Ung., *Sequoia* cf. *Couttsiae* Heer, *Dryophyllum furcinerve* (Rossm.) Schmalh., *Quercus* sp., *Andromeda prologaea* Ung., *Dalbergites* sp. Состав флоры свидетельствует, по заключению Н. Д. Василевской, о засушливости климата той эпохи и неравномерном распределении

влаги в течение года. Об этом говорит преобладание вечнозеленых растений, имеющих кожистые листья с подвернутыми или зубчатыми краями, с резко выступающими жилками или, наоборот, с почти незаметными жилками, погруженными в ткань листа.

В Южном Примугоджарье континентальные фации верхнего эоцена сменяются морскими отложениями саксаульской свиты, содержащими позднеэоценовые пелециподы *Pectunculus aralensis* Rom. и другую позднеэоценовую фауну. Поскольку нижней части верхнего эоцена соответствуют верхи акчатской свиты, описываемые отложения должны отвечать более высоким горизонтам верхнего эоцена, что убедительно показано А. Л. Яншиным (1953). Общая мощность континентального верхнего эоцена достигает 36 м.

Верхний олигоцен

Континентальные отложения верхнего олигоцена имеют очень ограниченное распространение и отмечаются на водоразделах в виде небольших останцов, залегающих с размывом и стратиграфическим несогласием на более древних отложениях палеогена, а за пределами распространения последних они встречаются и на отложениях мела, на образованиях коры выветривания и на палеозойских породах.

Они представлены главным образом бурыми железистыми песчаниками, обычно грубозернистыми, переходящими в гравелиты. Кластический материал плохо сортирован по величине зерна и по степени окатанности: наряду с хорошо окатанными зернами присутствуют слабо окатанные и угловатые. Встречаются прослои железистых алевролитов и бурых глинистых сланцев. В основании этих отложений, а также в виде прослоев среди песчаников часто наблюдается разногальечный конгломерат, состоящий из различных по степени окатанности обломков, преимущественно крепких мугоджарских пород: кварца и кварцитов. Цементирующая масса представляет собой бурый железистый песчаник или алевролит. Местами песчаники и конгломераты сцементированы слабее и переходят в гальечники и грубозернистые бурые железистые кварцевые пески.

В железистых песчаниках на вершине одной из останцовых возвышенностей между реками Кундызды и Ащисай Г. И. Водорезов в 1935 г. собрал отпечатки флоры, среди которых преобладают широколиственные древесные породы. А. Н. Криштофович из этих сборов определил *Sequoia Langsdorffii* (Brongn.) Heer, *Betula* sp., *Juglans acuminata* A. Br., *Taxodium distichum fossile* A. Braun (*T. distichum miocenum* (Heer), *Carpinus grandis* Ung., *Populus balsamoides* Goerр.

Судя по литологическому составу этих отложений и по заключенным в них остаткам флоры, описываемые отложения могут быть отнесены к чагариковой свите верхнего олигоцена (Формозова, 1949). Мощность верхнеолигоценовых отложений не превышает 8—10 м.

ЮЖНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ И СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

ПАЛЕОЦЕН, ЭОЦЕН И НИЖНИЙ ОЛИГОЦЕН

Морские палеогеновые отложения широко развиты в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье. Они с размывом залегают на различных горизонтах верхнего и нижнего мела, а близ Мугоджар — иногда прямо на породах палеозоя, и отсутствуют лишь в местах выхода на поверхность пород мела в сводах крупных поднятий (Шош-

какольская, Куландинская, Тасаранская мегантиклинали, Нижне-Сырдарьинский свод и др.).

Впервые сведения о присутствии в Северном Приаралье отложений морского палеогена опубликованы в 1826 г. Х. И. Пандером. История дальнейшего изучения описываемых отложений подробно изложена А. Л. Яншиным в монографии «Геология Северного Приаралья» (1953). Из большого числа исследователей этой области нельзя не упомянуть А. Г. Аби́ха (Abich, 1858), Г. А. Траутшольда (Trautschold, 1859), А. Кенена (Koepen, 1865, 1868), Э. И. Эйхвальда (1865), Л. С. Берга (1908), В. В. Богачева (1909), Г. П. Михайловского (1912), М. М. Пригоровского (1914), М. Т. Луковича (Lukovitch, 1924, 1926), О. С. Вялова (1929, 1930а, 1930б, 1931, 1935), Б. А. Петрушевского (1933), Л. Б. Рухина (1935, 1937), А. К. Алексеева (1936, 1945).

Однако первая наиболее полная и четкая стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Приаралья и Примугоджарья была предложена лишь А. Л. Яншиным (1953), который подразделил морской палеоген на три свиты (снизу вверх): тасаранскую, саксаульскую и чеганскую. Объем и возраст этих свит, установленные А. Л. Яншиным, с некоторыми уточнениями принимаются и в настоящее время, но недостаточная разбуренность палеогеновых отложений обусловила ошибочный вывод об отсутствии в Северном Приаралье отложений палеоцена и нижнего эоцена.

После выхода в свет монографии А. Л. Яншина было опубликовано много работ, уточнявших стратиграфию морских палеогеновых отложений Южного Примугоджарья и Северного Приаралья (Овечкин, 1954, 1955, 1957, 1961, 1962; Заклинская, 1953, 1953а, 1955, 1957; Бойцова, Мазина и др., 1955; Яркин, 1954; Бондарева, 1955, 1964; Гарецкий и Немков, 1956; Лавров, 1957; Воскобойников, 1958; Бондарева, Самодуров, Серова, 1959; Замаренов, 1959; Липман, 1960, 1960а, 1961, 1965; Липман и Хохлова, 1961, 1964, 1964а; Бондарева и Самодуров, 1961; Бондарева, Немков и Самодуров, 1961; Секунова, 1962; Гарецкий, 1956, 1962; Кургалимова и Прусова, 1964; Вялов, 1964; Айзенштат, 1964; Бондарева, Иванова и Самодуров, 1964; Липман, Айзенштат, Казимирова, 1964; Гликман, 1964; Бархатова и Немков, 1965; Гринберг и Сухинин, 1965). Богатый новый фактический материал получен в результате бурения, проведенного Всесоюзным аэрогеологическим трестом.

Палеоцен

Палеоценовые отложения довольно широко распространены на территории Южного Примугоджарья и Северного Приаралья (рис. 67). Среди палеоценовых отложений выделяются нижний и верхний отделы.

Нижнепалеоценовые отложения в большинстве случаев уничтожены последующими трансгрессиями, однако их находки в различных районах от Предустюртской равнины (Гарецкий, 1962; Кирюхин, 1965), Северного Приаралья (Секунова, 1962; Айзенштат, 1964) и до Северо-Восточного Приаралья (Самодуров, 1957) свидетельствуют о широком распространении нижнепалеоценового бассейна. В Северном Приаралье они известны в северной части Челкарского прогиба, в Жиланской и Чокусинской мегасинклиналях и на ряде структур Тасаранской мегантиклинали. Отложения нижнего палеоцена с размывом залегают на различных породах верхнего мела (от маастрихта до турона) и лишь на Предустюртской равнине местами на датских известняках.

В районах Предустюртской равнины отложения нижнего палеоцена распространены почти сплошным покровом. В их основании проходит слой с фосфоритовой и кварцевой галькой. Выше лежат серые и

темно-серые карбонатные глины мощностью от 3 до 10 м. В них И. А. Прусова определила комплекс фораминифер зоны *Cibicides lectus*. К западу, к бассейну р. Эмбы, эти глины переходят в мергели.

В северной части Челкарского прогиба, в Жиланской и Тогызской мегасинклиналях и в ряде участков Тасаранской мегантиклинали породы нижнего палеоцена с размывом с четко выраженным фосфоритовым слоем в основании залегают на различных горизонтах верхнего мела. Они представлены серыми, темно-серыми, почти черными алев-

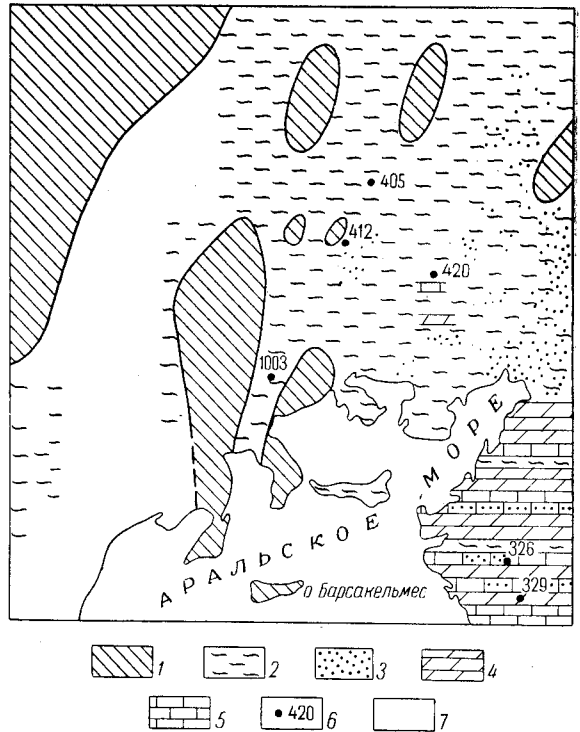


Рис. 67. Схема распространения и литологического состава палеоценовых отложений Северного Приаралья и Южного Примугоджарья (составил Л. Г. Кирюхин)
 1 — зона отсутствия отложений палеоцена; 2 — глины; 3 — пески и песчаники; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — скважины, вскрывшие палеоценовые отложения и их номер; 7 — территория, на которой отсутствуют данные о строении палеоценовых отложений

ролито-песчанистыми карбонатными и бескарбонатными глинами, содержат крупные зерна глауконита и рассеянную мелкую гальку фосфоритов. В глинах встречаются единичные *Cibicides lectus* V a s s., свидетельствующие об их раннепалеоценовом возрасте.

Местами нижний палеоцен (скважины 412, 420, 425) представлен пачкой песков и песчаников, серых и зеленовато-серых, тонкозернистых, глинистых, с прослоями алевролитов, мощностью до 7 м. Из этих отложений в скв. 412 И. А. Прусовой выделен комплекс фораминифер нижнего палеоцена: *Spiroplectamina embaensis* N. Вукова, *Gaudryina gigantea* S u b b., *Cibicides lectus* V a s s. и др.

В осовой части Чокусинской мегасинклинали (скв. 420) под песками вскрыты известняки белые и светло-серые, с *Ostrea* cf. *pitcheri* Schwetsov non Morton (определения М. И. Соколова), *Anomalina welleri* P l u m m., *A. complanata* R e u s s., *A. ex gr. danica* B r o t z., *Cibicides hemicompressus* M o g o z. (определения И. А. Прусовой). Эти известняки с некоторой долей условности отнесены нами к низам нижнего палеоцена. Мощность отложений нижнего палеоцена здесь достигает 12 м.

В описанных выше отложениях В. С. Секуновой (1962) и М. И. Айзенштат (1964) встречен нижнепалеоценовый комплекс фора-

минифер с *Cibicides lectus* Vass., *Heterostomella* ex gr. *gigantica* Subb., *Globulina ipatovevi* Vass., *Anomalina danica* Brotz. Раннепалеоценовый их возраст подтверждается И. А. Хохловой (1964), которая обнаружила здесь комплекс остракод, сходный с комплексом остракод из верхней части эльбурганского горизонта Северного Кавказа. Наиболее характерными для него являются *Trachylebris alveolata* (Shagap.) и *T. mangischlakensis*.

Отложения верхнего палеоцена распространены гораздо шире, чем нижнепалеоценовые. Они залегают трансгрессивно на породах нижнего палеоцена, а чаще маастрихта. В Предустюртской равнине они вскрыты рядом скважин и представлены зеленовато-серыми, реже темно-серыми бескарбонатными алевритистыми глинами, лежащими без видимых следов размыва на породах нижнего палеоцена и содержащими, по определению И. А. Прусовой, комплекс верхнепалеоценовых фораминифер. Их мощность достигает 16 м.

К верхнему палеоцену можно отнести также большую часть пород маньчжурской свиты (Замаренов, 1953, 1959; Яхимович и др., 1958; Гарецкий, 1962), обнажающихся по долинам верховьев рек Маньчжур, Шетырлысай и Жаинды.

Маньчжурская свита на юго-западе сложена серовато-белыми опоковидными мергелями с прослойками зеленых мелкозернистых глауконитовых песков в нижней части и зеленовато-серыми тонкозернистыми песками с прослоями опоковидных песчаников и зеленовато-серых глин в верхней части. На севере свита почти целиком представлена глауконитовыми песками. В основании свиты повсеместно прослеживается фосфоритовый слой. Ю. П. Никитиной из пород свиты выделен верхнепалеоценовый комплекс фораминифер: *Globigerina subsphaerica* Subb., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Mогоz., *Pyramidina crassa* Brotz., *Spiroplectammina elegans* J. Nikit., *Heterostomella siphonella* Rygina, *Vaginulina robusta* Plum., *Clavulina angularis* Orb., *Reussella paleocenica* Brotz. и др.

Мощность отложений маньчжурской свиты колеблется от 0 до 20 м.

В Северном Приарале верхнепалеоценовые отложения установлены в ряде скважин в северной части Челкарского прогиба, а также в Тогызской и Чокусинской мегасинклиналиях. Они представлены светло-серыми карбонатными алевролитами, темно-серыми, серыми алевритистыми и карбонатными глинами с прослоями алевролитов, содержащими, по определениям И. А. Прусовой, комплекс верхнепалеоценовых фораминифер: *Gaudryina gigantea* Subb., *Stensiöina caucasica* Subb., *Eponides saginarius* N. Вукова, *Parella lens* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Mогоz., *C. incognitus* Vass. и др. Их мощность изменяется от 0,5 до 8,5 м.

В районе г. Аральска скважинами вскрыта верхнепалеоценовая пачка глин светло-серых, во влажном состоянии зеленовато-серых, некарбонатных, плотных, жирных, тонкодисперсных (количество частиц размером меньше 0,05 мм достигает 99,35%), с включениями пирита. Мощность пачки колеблется от 1,5 до 5—6 м.

В описанных глинах встречен комплекс песчаных фораминифер. Наряду с последними изредка встречаются единичные экземпляры и известковых фораминифер. Т. П. Бондарева определила *Rhizammina indivisa* Brady, *Proteonina complanata* (Franke), *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Spiroplectammina clotho* (Grzyb.), *S. spectabilis* (Grzyb.), *Eponides trümpyi* Nuttall, *Globigerina compressa* var. *pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum. и другие фораминиферы, типичные для свиты Горячего Ключа Север-

ного Кавказа, которые относятся к верхнему палеоцену (Шуцкая, 1960). Вывод о палеоценовом возрасте пачки зеленовато-серых глин с комплексом в основном песчаных фораминифер подтверждается также и ее стратиграфическим положением: залегает она на мергелях верхнего маастрихта или нижнего палеоцена, а кроется известняками нижнего эоцена.

На северо-восточном побережье Аральского моря верхнепалеоценовые отложения, с размывом лежащие на породах верхнего мела, представлены в основном белыми и светло-серыми песчанистыми известняками, голубовато-серыми глинистыми мергелями, светло-серыми, голубовато-серыми карбонатными плотными алевролитами и голубовато-серыми карбонатными глинами. К востоку в описываемых отложениях появляются прослой (до 1,5 м) светло-серых мелкозернистых массивных карбонатных песчаников. Для всех этих разновидностей пород характерны вкрапления мелких кристаллов пирита, марказита, зерен фосфорита, чешуи рыб и неопределимых обломков раковин моллюсков.

В них встречен комплекс фораминифер, аналогичный приведенному из скважин г. Аральска. Мощность отложений верхнего палеоцена достигает 11 м.

Нижний эоцен

Нижнеэоценовые отложения выходят на поверхность лишь в антиклинальных участках. В данное время их выходы известны в Западном Приаралье на мысе Актумсык, в Северном Приаралье — в балке Аккуурдан (в своде Тасаранской мегантиклинали) и в Восточном Приаралье — на склонах Нижне-Сырдарьинского свода. Кроме того, нижнеэоценовые отложения вскрыты скважинами в Предустюртской равнине и в ряде пунктов Северного и Восточного Приаралья, что указывает на широкое распространение раннеэоценового бассейна, однако в настоящее время нижнеэоценовые осадки в значительной мере размыты последующими трансгрессиями и во многих случаях прямо на меловых отложениях залегают мергели и глины среднего эоцена.

В Предустюртской равнине нижний эоцен представлен серовато-белыми песчанистыми известняками и мергелями с *Anomalina ammophila subbotinae* Valakm., *Acarinina subsphaerica* Subb. и др. (Гарецкий, Плещеев, 1964).

К нижнему эоцену относятся глауконитовые светло-зеленые мелкозернистые пески и черные глины, обнажающиеся в балке Аккуурдан (свод Тасаранской мегантиклинали). Они залегают с размывом на континентальных породах сантона. В песках Г. И. Немков определил нижнеэоценовые *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. spilecensis* Mun.-Ch., *N. ex gr. bolcensis* Mun.-Ch., *N. panteleevi* Nemk., *N. akkuurdanensis* Nemk. (Гарецкий, 1962).

В районе г. Аральска в приосевой части Аральской синклинали между мергелями тасаранской свиты и бескарбонатными глинами верхнего палеоцена вскрыт слой светлых, почти белых с желтовато-кремовым оттенком плотных известняков. Обнаруженный в известняках богатый в видовом и количественном отношении комплекс фораминифер, содержащий *Globorotalia crassata* (Cushman), *G. marginodentata* Subb., *Anomalina mantaensis* Gall. et Morr., *Globigerina variata* Subb. и др., позволяет отнести эти известняки к зоне *Globorotalia crassata* (*Globorotalia subbotinae*) нижнего эоцена (Бондарева, Самодуров, 1961).

К нижнему эоцену следует отнести, по-видимому, среднюю часть серии фосфатно-глауконитовых пород, развитых в низовьях р. Сырдарьи и широко известных в литературе как палеоцен Приказалинского

района. Она сложена зеленовато-серыми глауконитовыми песками с рассеянными желваками фосфорита. Как в кровле, так и в основании этой пачки прослеживаются два выдержанных горизонта фосфоритовых желваков. В песках местами наблюдается большое количество раковин устриц, среди которых О. С. Вяловым определены многочисленные *Ostrea massagetica* Vial. et Bonp. и единичные экземпляры *Exogyra eversa* Mellev, *Gryphaea reussi* Netsch., *G. bronniarti* Bron. (*G. archiaci* Bollardi). Последние три формы характерны для сузакских слоев Ферганы, возраст которых в настоящее время определяется как ранний эоцен. Мощность отложений нижнего эоцена колеблется от 1—2 до 10 м.

Средний, верхний эоцен и нижний олигоцен

Отложения среднего — верхнего эоцена и нижнего олигоцена подразделяются на три свиты (снизу вверх): тасаранскую, саксаульскую и чеганскую.

Тасаранская свита (средний и верхний эоцен). Отложения тасаранской свиты выходят на поверхность в сводовых частях антиклиналей, обнажены на широких площадях в Южном Примугоджарье и вскрыты многочисленными скважинами. Они с размывом трансгрессивно залегают на различных древних породах вплоть до нижнемеловых. Тасаранская свита делится на две подсвиты.

Нижнетасаранская подсвита (средний эоцен) в южной части Северного Приаралья представлена мергелями и мергелистыми глинами, к западу от Шошкакольской мегантиклинали и в северной части Приаралья — зеленовато-серыми, серыми и коричневатосерыми обычно в той или иной степени карбонатными глинами, близ Мугоджар и в своде ряда антиклиналей — глинами с прослоями кварцево-глауконитовых песков и песчаников, в присводовых частях некоторых антиклиналей (Куландинской, Аккуурданской и Жаксыбуташской) — нуммулитовыми известняками. В основании подсвиты в большинстве разрезов прослеживается фосфоритовый слой.

Возраст нижнетасаранской подсвиты, по обнаруженным в ней остаткам фауны и флоры, определяется как среднеэоценовый. В нуммулитовых известняках п-ова Куланды выделяются две зоны: зона *Nummulites distans* и зона *N. polygyratus* (Бархатова, Немков, 1965). По фораминиферам в некоторых районах выделяются слои с *Acarinina pentacamerata*, слои с *Hopkinsina compacta* (Яншин, 1953). В слоях с *Acarinina pentacamerata* встречены остатки моллюсков *Nuculana santasica* Jark., *N. darisiensis* Jark., а также комплекс остракод с *Cytherella uraea* Mandelst. (Хохлова, 1964). В слоях с *Hopkinsina compacta* обнаружена *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), что позволило сопоставить их с зоной *Acarinina crassaformis* Северного Кавказа. В них же обычны моллюски *Variamussium asiaticum* Kogob. et Makag., *Pteria elitracea* Rom., *Nuculana santasica* Jark. и др. (Яркин, 1954; Овечкин, 1962), а также выделена ассоциация остракод с *Loxocochia aborigena* Chochl., *Cytheropteron turgaicus* Chochl. (Хохлова, 1964).

Глинистые бескарбонатные отложения нижнетасаранской подсвиты охарактеризованы комплексом радиолярий *Spongurus biconstrictus*, содержащим *Amphibrachium gracilis* Lipm., *Histriastrum paleogenicum* Lipm., *Tasserostrom eocaenum* Lipm. и др. (Липман, 1965).

Мощность разных литологических комплексов нижнетасаранской подсвиты различна: мергелей от 20 до 60 м, нуммулитовых известня-

ков — до 15 м, карбонатных глин — до 50—80 м, кварцево-глауконитовых песков и песчаников — до 35 м.

Верхнетасаранская подсвита (верхний эоцен) сложена однородными зеленовато-серыми некарбонатными, местами опоковидными глинами с прослоями и линзами алевролитов, алевролитов, а в антиклинальных разрезах — и глауконито-кварцевого песка. Они согласно залегают на отложениях нижнетасаранской подсвиты. Во многих местах для них характерно широкое развитие нептунических даек кварцитов (Гарецкий, 1956).

Нижняя часть подсвиты в Северо-Восточном Приаралье (район г. Аральска и южнее) представлена пачкой карбонатных глин мощностью до 10—15 м. К этой пачке приурочен комплекс фораминифер с *Hopkinsina bykovaе* Balakhm., по которым она сопоставляется с куберлинским и керестинским горизонтами Северного Кавказа (Кургалимова, Прусова, 1964). В более северных районах Приаралья в нижней части подсвиты Р. Х. Липман обнаружена ассоциация радиолярий с *Conocaryoma aralensis*, которая, по-видимому, одновозрастна комплексу фораминифер с *Hopkinsina bykovaе*. Большая верхняя часть верхнетасаранской подсвиты содержит бедный комплекс фораминифер с преобладанием *Bolivinospis turgaicus* Balakhm. Комплекс же радиолярий с *Elipsoxiphas chabakovi* Lipm., наоборот, отличается богатством видового состава. В нем присутствуют *Garasphaera microporulosa* Lipm., *Phacoides subsparicus* Lipm., *Stilodictia magnifica* Lipm. и др. (Липман, 1965). По микрофауне эти отложения достаточно уверенно сопоставляются с туркестанскими слоями Средней Азии и кумским горизонтом Предкавказья. Из остатков моллюсков в них встречаются *Nucula kasakstanica* Ruch., *Nuculana darisiensis* Jagk., *N. santasica* Jagk. и др.

Возраст верхнетасаранской подсвиты по остаткам фауны и флоры определяется как позднеэоценовый. Мощность подсвиты колеблется от 0—80 м на антиклиналях до 100—250 м в синклиналях.

Саксаульская свита (верхний эоцен). Отложения саксаульской свиты согласно залегают на породах верхнетасаранской подсвиты. Они широко развиты в Южном Примугоджарье и Северном Приаралье, обнажены в виде субмеридиональных полос на крыльях Шошканской мегантиклинали, в сводовых частях Куландинской, Тасаранской и Малобарсуковской мегантиклиналей и вскрыты многими скважинами.

В прибрежной зоне, близ Мугоджар, и на антиклинальных участках саксаульская свита сложена кварцевыми светлыми песками, алевролитами и глинами с прослоями и линзами кварцитовидных песчаников. В синклинальных разрезах отложения свиты приобретают глинистый характер и трудноотличимы от отложений выше- и нижележащих свит. Песчано-алевритовые породы саксаульской свиты наибольший стратиграфический объем имеют вблизи Мугоджар, в северной части Челкарского прогиба и Куландинской мегантиклинали. Далее к востоку и югу от перечисленных районов песчано-алевритовые породы верхней части свиты фациально замещаются глинами коричневатого-серыми и зеленовато-серыми (рис. 68), нередко сходными с глинами вышележащей чеганской свиты, к которой они ранее и относились всеми исследователями. Эта пачка глин выделена в кабыргинские слои, а оставшаяся нижняя часть свиты (собственно саксаульская) в прежнем ее понимании — в терменбесские слои (Айзенштат, Бойцова, Бондарева и др., 1967).

Терменбесские слои названы по возвышенности Терменбес близ ст. Саксаульская, где эти отложения впервые были описаны А. К. Алексеевым (1936) как «саксаульские кварциты». Они представлены песча-

ми, алевролитами и песчанистыми глинами с прослоями кварцитовидных песчаников.

Наиболее характерной формой фаунистического комплекса саксаульской свиты является *Pectunculus aralensis* Rom., встречающейся как в терменбесских слоях, так и в верхней части свиты северо-западных районов, которая замещается кабыргинскими слоями. Во многих местах терменбесские слои кроме названного вида содержат богатый

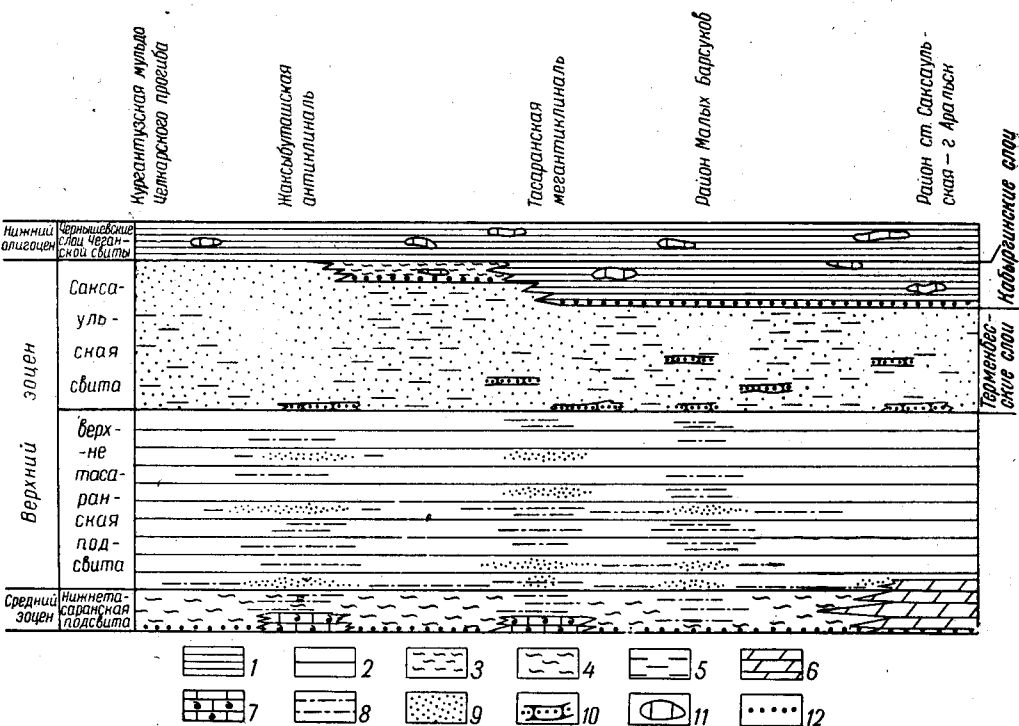


Рис. 68. Схема, показывающая фациальные изменения средне-верхнезоценовых отложений Северного Приаралья по профилю от Кургантузской мульды (Челкарский прогиб) до района ст. Саксаульская — г. Аральск

1 — зеленые бескарбонатные глины; 2 — зеленовато-серые бескарбонатные глины верхнетасаранской подсвиты; 3 — коричневатого-серые слабо карбонатные глины кабыргинских слоев; 4 — коричневатого-серые и серые карбонатные и слабо карбонатные глины нижнетасаранской подсвиты; 5 — прослой зеленовато-серых глин; 6 — мергели; 7 — нуммулитовые известняки; 8 — алевроиты; 9 — пески; 10 — песчаники; 11 — мергельные и сидеритовые конкреции; 12 — фосфоритовый слой

комплекс моллюсков, включающий *Ostrea plicata* Sol., *Nucula kasahstanica* Ruch., *N. praelongata* Wood., *Panope heberti* Bosq., *P. kirgistanica* Rom., *Chlamys turgaicus* Vial. и др. (Яркин, 1954; Миронова, Овечкин, Яркин, 1962) и чрезвычайно сходный с ассоциацией моллюсков из котурской свиты Западного Копетдага, сопоставляемой с кумским горизонтом Крымско-Кавказской области. По фораминиферам, обнаруженным в терменбесских слоях возвышенности Терменбес и берега залива Чернышева (*Bolivinopsis turgaicus* Balakhm., *Cyclamina pseudocancellata* Chalil., *Haplophragmoides* sp., *Pseudocyclamina* (?) *plana* N. Вукова, *Gaudryina* sp. и др.), последние сопоставляются с верхней частью кумского горизонта. Зубы акул из саксаульской свиты Северного Приаралья относятся к *Striatolamia rossica usakensis* и *Macrorhizodus americanus* (Гликман, 1964) и характерны для адаевской свиты Мангышлака. Р. Х. Липман (1965) по радиоля-

риям и И. А. Хохлова по остракодам подтверждают позднеэоценовый возраст саксаульской свиты.

Мощность отложений терменбесских слоев на антиклиналях достигает 40—50 м, а в синклиналях колеблется от 120 до 160 м, в частности на горе Терменбес равна 153 м.

Кабыргинские слои получили название от возвышенности Кабырга, расположенной к юго-востоку от горы Челкар у восточного края песков Большие Барсуки. В склонах этой возвышенности они сложены коричневато-серыми и зеленовато-серыми глинами, нередко включающими мергельные и сидеритовые конкреции. В их основании прослеживается фосфоритовый прослой, налегающий на песчано-алевритистые породы терменбесских слоев. В типичном виде кабыргинские слои можно наблюдать в разрезах скважин, пробуренных на юге Челкарского прогиба и в обнажениях северного берега залива Тушибас. К востоку от Куландинской мегантиклинали глины кабыргинских слоев приобретают зеленовато-серую окраску и становятся почти не отличимыми от выше лежащих пород чеганской свиты (обнажения северного берега залива Бутакова, обрывы п-ова Коктурнак и др.).

По комплексу фораминифер из кабыргинских слоев, содержащему *Clavulina cylindrica* Hant., *C. szaboi* Hant., *Marginulina behmi* (Reuss), *M. fragaria* Gumb., *Bulimina sculptilis* Cushman., *Uvigerina jaksonensis* Cushman., *Bolivina antegressa* Subb., *Chilostemella balkhanensis* Dain et. Chalil. и др., последние слои сопоставляются с белоглинским горизонтом Северного Кавказа (Бондарева, 1964). Весьма характерно для кабыргинских слоев некоторых районов массовое скопление крупных раковин *Cyclamina pseudocancellata* Brady, хорошо видных в породе невооруженным глазом. Ассоциация моллюсков из этих слоев скорее всего отвечает комплексу зоны *Vermetus bognorien-sis* и частично зоны крупных туррителл Северного Приаралья (Овечкин, 1962).

Спорово-пыльцевой комплекс из кабыргинских слоев (скважина на берегу залива Чернышева) четко отделяется от комплексов, выделенных из покрывающих и подстилающих отложений (К. Е. Аристова). Доминирующее значение в комплексе имеет пыльца покрытосемянных (60—80%). Голосемянных содержится 15—30% и спор 2—4%. Руководящее значение принадлежит пыльце *Muricaceae*, представленной несколькими видами. Пыльца *Quercus gracilis* Boitz. и *Q. graciliformis* Boitz., преобладающая в чеганских отложениях, встречена здесь в количестве 30—40%. Среди представителей голосемянных доминирует пыльца *Pinacea*.

Мощность кабыргинских слоев изменяется от 13 м на возвышенности Кабырга до 80 м у залива Кумсуат, 90 м у залива Чернышева и 100 м на Базайском газовом месторождении на юге Челкарского прогиба.

Чеганская свита (нижний олигоцен). Отложения чеганской свиты широко развиты на крыльях мегантиклиналей и выполняют Челкарский прогиб и мегасинклинали Северного Приаралья. Обнажены они во многих местах, а также вскрыты многочисленными скважинами. Зеленые глины чеганской свиты согласно залегают на породах саксаульской свиты. Чеганская свита нами принимается в том объеме, как она первоначально была выделена О. С. Вяловым (1930) в северных чинках Устюрта близ их сочленения с чинками Чаграйского плато.

Н. К. Овечкин (1952, 1954) подразделил чеганскую свиту на две подсвиты и в нижней из них выделил следующие четыре макрофаунстические зоны: 1) *Vermetus bognorien-sis*, 2) крупных туррителл,

3) *Pholas scutata* и *Cultellus grignonensis*, 4) *Pinna lebedevi* и *Calyptraca turgaica*. Впоследствии верхнюю подсвиту Н. К. Овечкин (1962) предложил называть туранглинской свитой. По фораминиферам в чеганской свите выделяются две зоны: зона *Bolivina* и зона *Anomalina munda*, причем последняя подразделяется на слои с *Cibicides salensis* и *Cibicides macrurus* (Бондарева, 1955, 1964).

В стратотипическом разрезе (северные чинки Устюрта) чеганской свиты выделяются: зона крупных туррителл, зона *Pinna lebedevi* и аналогии туранглинской свиты. Поэтому только отложения, соответствующие этим зонам, следует относить к чеганской свите. Они содержат фораминиферы зоны *Anomalina munda*. Как уже говорилось, нижележащие отложения, отвечающие зоне *Vermetus bogoriensis* и зоне *Bolivina* верхнего эоцена, относятся к кабыргинским слоям.

В настоящее время чеганская свита подразделяется на чернышевские и туранглинские слои (Айзенштат, Бойцова, Бондарева и др., 1967 г.).

Чернышевские слои, названные по нахождению их на берегу залива Чернышева и соответствующие большей части нижнечеганской подсвиты Н. К. Овечкина, сложены однообразной толщей зеленовато-серых плотных малопластичных гипсоносных глин, изредка с прослоями алевролитов, с конкрециями, линзами и прослоями мергелей и глинистых известняков, иногда с примесью сидерита. Чернышевские слои содержат богатые комплексы моллюсков, фораминифер и остракод, зубов акул, спор и пыльцы. Однако, несмотря на многочисленность и сравнительно хорошую изученность органических остатков, вопрос о возрасте чернышевских слоев, а следовательно, и о положении в разрезе границы между эоценом и олигоценом является до настоящего времени спорным.

Н. К. Овечкин (1962) проводил границу между эоценом и олигоценом по кровле отложений зоны *Pinna*, т. е. по кровле чернышевских слоев. И. А. Коробков и А. И. Коробков (1965) также по моллюскам отнесли к эоцену всю чеганскую свиту, включая и туранглинские слои. О. С. Вялов (1964) считает более правильным проводить эту границу внутри зоны *Pinna*.

Т. П. Бондарева (1955, 1964) в Северном Приарале и И. А. Прусова (1964) на Устюрте провели границу между эоценом и олигоценом по подошве зоны *Anomalina munda*, соответствующей подошве чернышевских слоев. Чернышевским слоям, по Т. П. Бондаревой, соответствуют слои с *Cibicides salensis*. В комплексе с *Cibicides salensis* содержится много эоценовых форм, но появление в нем таких видов, как *Cibicides oligocenicus* Samoil., *Gaudryina* ex gr. *gracilis* Cushm. et Laiming, *Globigerina officinalis* Subb., *Neogyroidina memoranda* Subb. и др., позволило отнести эту часть разреза чеганской свиты уже к олигоцену.

И. А. Хохлова (1964) на основании изучения остракод считает чеганскую свиту позднеэоценовой, поскольку отложения, начиная с кабыргинских слоев и кончая туранглинскими, характеризуются единым комплексом остракод с *Trachyleberis spongiosa*, *Pterygocythereis permira*, *Loxolucha misaensis* и *Schizocythere appendiculata*, и лишь с ащайрыкской свиты наблюдается резкое его изменение.

Спорово-пыльцевой комплекс из стратотипического разреза чернышевских слоев (скв. 633 на берегу залива Чернышева), по данным К. Е. Аристовой, характеризуется высоким содержанием пыльцы покрытосемянных (50—75%). Особенно велико содержание *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz. (50—65%), а также пыльцы, сходной с пыльцой *Castanea*. Постоянно присутствуют в небольшом

количестве *Caria spackmania*, *C. glabraeformis* и *Juglans polyporata*. Комплекс содержит много эоценовых форм, количество которых быстро убывает снизу вверх; он довольно резко отличается от спорово-пыльцевой ассоциации подстилающих кабыргинских слоев и очень сходен с комплексом из туранглинских слоев, который имеет уже явно олигоценовый облик и сопоставляется с комплексом спор и пыльцы из хадумских отложений.

В пользу олигоценового возраста чернышевских слоев свидетельствуют и результаты обработки Л. С. Гликманом (1964) зубов акул. По его данным, низы зоны туррителл, т. е. нижняя часть чернышевских слоев, соответствуют зоне *Otodus turgidus*, начиная с которой происходит полное изменение комплекса ихтиофауны по сравнению с верхнеэоценовым. Наиболее распространенными видами этой зоны являются *Odontaspis denticulata* Ag. и *O. dubia* Ag. В ней впервые появляются *Lamna* ex gr. *rupiliensis* Le Non и *Isurus* ex gr. *gracilis* Le Non. Обе эти формы свое полное развитие получают уже в рюпельское время. В целом этот комплекс сходен с ассоциацией верхнетонгрийских слоев Бельгии.

Исходя из вышесказанного, мы сочли возможным провести границу между олигоценом и эоценом в подошве чернышевских слоев.

Мощность отложений чернышевских слоев колеблется от нескольких метров до 56 м на берегу залива Чернышева. На берегу залива Кумсуат она достигает 75 м, а на Базайском газовом месторождении 60—80 м.

Туранглинские слои, соответствующие туранглинской свите Н. К. Овечкина (1962), имеют значительно более ограниченную площадь распространения, чем чернышевские слои, и развиты лишь в наиболее южных районах Северного Приаралья, примыкающих к Аральскому морю.

Они представлены чередующимися зеленовато-серыми глинами, алевролитами, алевролитами и песками, часто сцементированными в известковистые серые и светло-серые песчаники. Песчанность осадков закономерно нарастает кверху.

Туранглинские слои по обнаруженным в них моллюскам (Овечкин, 1962), фораминиферам (Бондарева, 1964) и спорово-пыльцевым комплексам (Бойцова, Васильев, Овечкин, 1961) большинством исследователей сопоставляются с хадумским горизонтом и относятся к нижнему олигоцену. И. А. Коробков и А. И. Коробков (1965) включают их в верхний эоцен.

Комплекс фораминифер туранглинских слоев содержит *Cibicides macrurus* N. Вукова (наиболее характерная форма), *C. subbotinae* N. Вукова, *C. sumsarensis* N. Вукова, *C. khanabadensis* Mjassn., *C. oligocenicus* Samoil., *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushm., *Melonis dosularensis* (Chalil.), *Baggina iphigenia* (Samoil.), ряд полиморфинид и милиолид и многочисленные *Anomalina munda* (N. Вукова). Олигоценовый облик этого комплекса очевиден. Подобная ассоциация известна из Северного Устьярта (Прусова, 1964).

По комплексу зубов акул, встреченному в туранглинских слоях, Гликман (1964) относит ее к зоне *Lamistoma gracilis*. В этом комплексе в массовом количестве содержится *Galeorhinus latus* Storms, отсутствующий в более низких слоях. В СССР комплекс зубов акул, характерный для этой зоны, обнаружен в чернышевских и туранглинских слоях Северного Приаралья и Устьярта, в нижней части ащайрыкской свиты Северного Устьярта. На Мангышлаке зоне *Lamistoma gracilis* соответствуют узунбасская и куюлюсская свиты, а в Западной

Европе комплекс зубов акул этой зоны характерен для рюппельских слоев Бельгии и Швейцарии.

Спорово-пыльцевой комплекс из туранглинских слоев берега залива Чернышева, по данным К. Е. Аристовой, содержит 60—70% покрытосемянных, 25—27% голосемянных и лишь 5—15% спор. В нем доминирует пыльца *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz. (25—45%); обильно представлена пыльца, имеющая сходство с пыльцой *Costanea* (10—15%); в значительном количестве содержится пыльца *Betulaceae* (3—5%), еще реже встречается пыльца *Liquidambar*, *Carya spackmania*, *Travers*, *Juglans polyporata* Vojc., *Ulmaceae*, *Tiliaceae* и совсем редко пыльца *Ilex*, *Sapotanae*, *Rhus*, *Sterculiaceae* и др. Голосемянные (пыльца) представлены семейством *Pinaceae* с видами *Pinus minutus* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. microreticulata* Boitz., *Picea* sp. и др. Пыльца *Ephedra* встречается спорадически. Обнаруженные споры представлены *Polypodium* (5,8%), *Osmunda*, *Cyathea*, *Sphagnum*, *Gleichenia* sp. (единично). По заключению К. Е. Аристовой, этот спорово-пыльцевой комплекс очень близок к таковому из хадумского горизонта Северного Кавказа.

Исходя из вышесказанного, мы датировем туранглинские слои ранним олигоценом.

Мощность туранглинских слоев колеблется от нескольких метров до 31 м на берегу залива Чернышева, до 36 м на берегу залива Шевченко и до 70—90 м на берегу залива Кумсуат и в районе Базайского газового месторождения.

Средний и верхний олигоцен

Первые сведения об отложениях среднего и верхнего олигоцена появились в литературе в начале XIX века (работы Э. А. Эверсмана, Х. Н. Пандера и др.). В дальнейшем им были посвящены исследования О. Геера (Abich, 1859), И. А. Палибина (1904, 1906), Л. С. Берга (1901—1902, 1908), В. А. Дубянского (1904, 1909), С. Н. Никитина (1909), В. В. Богачева (1909, 1935), М. М. Пригоровского (1912, 1914, 1915, 1921), А. Н. Криштофовича и И. В. Палибина (1915), О. С. Вялова (1931, 1934, 1935, 1945), А. К. Алексеева (1936, 1937), П. А. Мчедлишвили (1948, 1949, 1950), Л. Б. Рухина (1935, 1937), А. Л. Яншина (1940, 1949), В. А. Вахрамеева (1949), Л. Н. Формозовой (1949, 1951) и др.

Всесторонним обобщением результатов всех этих исследований явилась монография А. Л. Яншина (1953), в которой отложениям среднего и верхнего олигоцена посвящена специальная глава. Схемой расчленения и корреляции средне-верхнеолигоценных отложений, предложенной А. Л. Яншиным, пользуется до сих пор большинство исследователей Северного Приаралья.

В 1934 г. О. С. Вялов предложил именовать все рассматриваемые отложения тургайской серией. А. Л. Яншин (1953) и Л. Н. Формозова (1951) разделили эту серию на ряд свит. Три нижние свиты (кутанбулакскую, чиликтинскую и жаксыккычскую) они отнесли к среднему олигоцену, а четвертую (чаграйскую) — к верхнему, причем жаксыккычская свита рассматривалась ими как солонатоводная фация верхней части чиликтинской свиты.

После 1953 г. об отложениях тургайской серии Северного Приаралья писали Л. Н. Формозова (1956, 1959), В. В. Лавров (1959), Л. Ю. Буданцев (1959), Н. К. Овечкин (1957, 1962), Р. Л. Мерклин

(1961, 1962), Е. П. Бойцова, И. В. Васильев и Н. К. Овечкин (1961), Р. Г. Гарецкий (1962), В. А. Броневой, О. Н. Жежель и С. Г. Жилин (1963), В. А. Броневой, Л. Г. Кирюхин, Р. Л. Мерклин и И. С. Плещеев (1964), В. А. Броневой и С. Г. Жилин (1966), В. А. Броневой и Л. Г. Кирюхин (1966) и др.

Отложения тургайской серии обычно рассматривались как преимущественно континентальные образования, а все (за исключением остатков раковин кардид из чаграйской свиты залива Бутакова) известные находки остатков солоноватоводных и морских животных относились к одному узкому стратиграфическому горизонту, выделенному в 1949 г. Л. Н. Формозовой под названием жаксыккычской свиты (верхняя часть среднего олигоцена).

Позднейшие исследования (Мерклин, 1961, 1962; Овечкин, 1962; Гарецкий, 1962; Броневой, Жежель и Жилин, 1963 и др.) показали, что солоноватоводные и морские отложения развиты в этом районе гораздо шире и приурочены в разных пунктах к различным горизонтам среднего и верхнего олигоцена. Кроме того, группой геологов ВСЕГЕИ (Н. Н. Брызжева, С. Г. Жилин, В. А. Броневой и др.) была проведена большая работа по сбору остатков растений из отложений среднего и верхнего олигоцена, датированных остатками морских моллюсков. Было обнаружено большое количество новых местонахождений и повторены сборы в некоторых ранее известных. Изучение этих материалов показало, что средне- и позднеолигоценовые отложения Северного Приаралья характеризуются различными четко диагностируемыми флористическими комплексами. Установление этих комплексов для фаунистически датированных толщ позволило по-новому подойти к оценке возраста многих ранее известных местонахождений.

Все эти материалы, а также геологосъемочные работы последних лет (И. С. Плещеев, Л. Г. Кирюхин, В. В. Буклин, Л. М. Онищенко и др.) показали, что раздельное картирование отложений кутанбулакской и чиликтинской свит на значительных территориях практически невозможно, так как вещественный состав этих отложений в большинстве разрезов Северного Приаралья одинаков, а флористические и фаунистические комплексы идентичны или, во всяком случае, очень близки. Поэтому целесообразнее отказаться от выделения отдельно кутанбулакской и чиликтинской свит, объединив соответствующие им отложения в одну свиту — чиликскую по названию «чиликские слои», предложенному Л. Б. Рухиным (1935) для этой части разреза. Все это относится к районам Северного Приаралья, расположенным восточнее песков Большие Барсуки. Западнее этой полосы среднеолигоценовые отложения, как оказалось, представлены преимущественно морскими образованиями, аналогичными ащайрыкской свите Северного Устюрта (Броневой, Кирюхин, Мерклин и Плещеев, 1964), в состав которой они и включены. Выше ащайрыкской свиты в этом районе (западная часть Северного Приаралья) в ряде пунктов можно выделить маломощный горизонт солоноватоводных отложений, который по наиболее характерному и распространенному виду моллюсков назван «слоями с *Rzehakia cimlanica*» (соленовский горизонт).

Как показали новые материалы, верхнеолигоценовые отложения в районе Северного Приаралья представлены не только в континентальных, но и в морских фациях. За континентальными отложениями верхнего олигоцена Северного Приаралья лучше оставить название «чаграйская свита» (Формозова, 1949; Яншин, 1953), а морские образования включить в состав байгубекского горизонта (Мерклин, 1962; Гарецкий, 1962; Броневой, Жежель и Жилин, 1963).

Средний олигоцен

Ащияйрыкская свита. В пределах Северного Приаралья отложения ащияйрыкской свиты пользуются распространением только к западу от полосы возвышенностей по линии п-ов Куланды — гора Челкар. Область распространения отложений ащияйрыкской свиты приурочена к Челкарскому прогибу. Почти повсеместно ащияйрыкские отложения согласно, с постепенным переходом залегают на глинистых или песчано-глинистых породах чеганской свиты*. Исключение составляют лишь наиболее восточные разрезы, расположенные почти в сводовой части Куландинской мегантиклинали. Здесь отложения ащияйрыкской свиты с резко выраженным размывом трансгрессивно ложатся на различные горизонты чеганской и саксаульской свит.

На большей части описываемой территории морские отложения среднего олигоцена вскрываются скважинами на глубинах от 10—15 до 50—150 м. Лишь в районе Чаграйского плато и на побережье Аральского моря (на участке от могилы Кумсуат до п-ова Коржинды) отложения ащияйрыкской свиты доступны изучению в естественных обнажениях.

В наиболее погруженной южной части Челкарского прогиба ащияйрыкская свита представлена преимущественно глинами и алевроитовыми глинами коричневатого-серого или зеленоватого-серого цвета, с подчиненными прослоями светло-серых алевроитов и мелкозернистых песков. Глины, как правило, неяснослоистые, в коричневатых-серых разностях содержится значительное количество мелкого растительного детрита и тонкодисперсного органического вещества. Количество S_{org} в коричневатых-серых глинах колеблется от 1,5—2,5 до 3,5—4,0%, в то время как в зеленоватых-серых глинах его содержание редко достигает 0,1—0,2%.

К востоку, северу и северо-востоку по мере приближения к периферическим частям Челкарского прогиба постепенно в разрезе отложений ащияйрыкской свиты все большее значение приобретают прослой песчано-алевритовых пород. Преимущественно в верхней части свиты появляются линзы и сравнительно выдержанные по простиранию прослой песчаников с бобовинами гидрогетит-хлоритового состава. Цемент песчаников сидеритовый. Во многих пунктах эти образования представляют собой железные руды, в которых содержание металлического железа колеблется от 20 до 47%. Мощность рудных тел изменяется от нескольких метров до 15—35 м (Бронева, Гарецкий и Кирюхин, 1967).

Среди отложений ащияйрыкской свиты обнаружены раковины моллюсков, фораминифер, остракод, остатки костистых рыб, крабов, зубы акул, остатки спор и пыльцы и отпечатки листьев растений.

Раковины моллюсков собраны как в естественных обнажениях, так и в керне скважин. Сводный список определений по всем известным на территории Северного Приаралья местонахождениям раковин моллюсков из ащияйрыкских отложений следующий (определения А. И. Коробкова): *Nucula comta* Goldf., *N. praeperegrina* A. Kobob. (in msc.), *N. orbygni* Glib., *Angulus nysti* Desh., *Cardium (Cerastoderma) sp.*, *Astarte kicxi* Nyst, *Cardita omaliana* Nyst, *Polimesoda convexa* (Brong.), *Cyprina rotundata ustjurtensis* Ilyina, *Isocardia subtransversa* Orb., *I. multicostrata* Nyst, *Cardiopsis incrassata incrassatoides* Sow., *Microcallista koryshevi* (Ilyina), *Modiolus sp.*, *Mytilus acuti-*

* По мнению В. А. Бронева, чеганская свита в полном объеме должна относиться к верхнему эоцену и сопоставляться с белоглинским горизонтом Северного Кавказа, адаевской свитой Мангышлака и т. д. Соответственно ащияйрыкская свита должна рассматриваться в качестве нижнего подотдела олигоцена.— *Прим. ред.*

rostris S a n d b., *Sphenia gliberti* A. Korob. (in msc.), *Corbula henckeliusiana* Nyst, *C. socolovi* (Karlov), *Potamidus galeotti* Nyst, *Euspira dilatata* Phil., *Aporrhais* sp., *Cominella gossardi* (Nyst), *C. kaufungense* Spreyer, *Aquilofusus ruralis* Phil., A. sp.

Раковины фораминифер и остракод обнаружены только в керне скважин. Н. Н. Брызжева в ащияйрыкской свите выделила два комплекса. Один из них, характерный для нижней части свиты, представлен *Gaudryina gracilis* Cushman et Laim., *Quinqueloculina errmani* Born., *Robulus hermanni* (Andr.), *R.* sp., *Saracenaria* sp., *Vaginulina* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides* ex gr. *sumsarensis* N. Вукова, *C. amphisylenensis* (Andr.), *Nonion* sp., *Nonionella* sp. В верхней части ащияйрыкской свиты кроме видов *Quinqueloculina selene* Kagger, *Nonion granosus* (Orb.), *Rotalia* aff. *kiliani* (Andr.), встречающихся и в нижнем комплексе, присутствуют *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Cibicides expertus* Schutzk. et Ter.-Grig., *C.* aff. *crimaensis* Schutzk., *Uvigerinella californica parva* Kleinp., *Cornuspira* ex gr. *involvens* Reuss, *Caucasina schischkinskajae* (Samoil.).

Списки определений раковин остракод приведены в работе И. А. Хохловой (1964).

Мощность отложений ащияйрыкской свиты изменяется от 60—80 м в наиболее прогнутой части Челкарского прогиба до 20—40 м по его периферии и на Чаграйском плато.

Слой с *Rzehakia cimlanica* (соленовский горизонт). Выше нормально-морских отложений ащияйрыкской свиты в западной части Северного Приаралья (примерно западнее линии п-ов Куланды — гора Челкар) в ряде разрезов выделяется пачка солоноватоводных образований, характеризующаяся специфическим комплексом видов моллюсков и остракод. По видовому составу этих комплексов описываемые солоноватоводные отложения сопоставляются с соленовским горизонтом более западных районов Юга СССР.

Слой с *Rzehakia cimlanica* на территории Северного Приаралья представлены в основном двумя типами пород. Южнее оз. Кошкарата, в пределах наиболее погруженной части Челкарского прогиба, эти образования представлены преимущественно алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами, очень напоминающими отложения ащияйрыкской свиты. Севернее и северо-восточнее оз. Кошкарата алевроито-глинистые породы замещаются светло-серыми и бурыми алевроитами, мелкозернистыми кварцевыми песками и песчаниками. Здесь нередки прослой и линзы более грубозернистых пород: крупнозернистых и разномзернистых песков с гравием, галечников и даже валунников. Почти повсеместно на всей территории западной части Северного Приаралья среди отложений с *Rzehakia cimlanica* встречаются оолитовые гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые руды железа, аналогичные описанным в ащияйрыкской свите.

Среди описываемых отложений кроме раковин солоноватоводных моллюсков и остракод найдены зубы акул, отпечатки листьев и остатки спор и пыльцы растений. Помимо раковин *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.) Порохов здесь обнаружены *Cardium serogosicum* Nossow., *Corbula (Janschinella) garetzkii* (Merkl.), *C. socolovi* (Karlov), *Congerina nysti* Desh. (определения А. И. Коробкова). Комплекс видов остракод слоев с *Rzehakia cimlanica* состоит из видов, переходящих в эти отложения из ащияйрыкской свиты (*Cytheridea pernota* Oertli et Keij., *C. eberti* Lkls., *Trachyleberis* ex gr. *spongiosa* Mandelst. и др.), и видов, появляющихся впервые (*Cytheridea solenica* Chochl., *C.* ex gr. *lata* Mandelst., *Disapontocypris oligocaenica* Zal., *D. kasachstanica* Mandelst., *Pterygocythereis semireticulata* Suzin., *P. cor-*

nuta Роем.). Мощность слоев с *Rzehakia cimlanica* достигает 15—25 м.

Чиликская свита. Отложения чиликской свиты среднего олигоцена пользуются широким распространением к востоку от меридиана п-ова Куланды и отступают лишь в сводовых частях ряда крупных антиклиналей. Они залегают с резким эрозионным несогласием на различных горизонтах морских палеогеновых отложений (рис. 69). Глубина эрозионного вреза достигает местами 50—60 м (северный берег заливов Тущибас, Бутакова, Торангысай и др.).

Восточнее песков Большие Барсуки и в районе самих песков описываемые отложения вскрыты рядом скважин на глубине нескольких десятков метров, а также обнажены по берегам заливов Тущибас и Шевченко, о-ва Кокарал, п-ова Шубартарауз, залива Бутакова, п-ова Коктурнак, залива Сарышиганак, в обрывистых склонах столовых возвышенностей Тогызкен, Тасаран, на западном борту сора Шиликты, на вершинах гор Космурын, Жаксыклыч, Кушоки и во многих других пунктах.

Средний олигоцен сложен весьма пестрыми по вещественному составу породами, среди которых доминируют песчано-алеврито-глинистые разности.

Пески и алевриты преимущественно слюдисто-кварцевые. Выход тяжелой фракции в этих породах достигает в среднем, 1,0—1,5%. В составе тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидота, в значительных количествах встречаются ильменит, циркон, турмалин и др.

Грубозернистые породы — крупнозернистые пески, гравий и галька — встречаются в подчиненных количествах и приурочены преимущественно к площадям развития оолитовых гидрогетито-хлоритовых железняков, образующих ряд крупных железорудных месторождений (Кокбулак, Карсандык и др.). Описанию этих месторождений посвящены работы Л. Н. Формозовой (1949, 1951, 1956, 1959 и др.). Железорудные отложения в Северном Приаралье приурочены преимущественно к осевым частям крупных мегасинклиналей.

Представлены железорудные отложения плохо отсортированными железистыми песками, песчаниками и песчанистыми оолитовыми железняками, обычно косослоистыми, залегающими наклонными, срезающими друг друга пакетами. Косослоистые пакки чередуются с горизонтальными породами того же состава (месторождение Карсандык, северный участок месторождения Кокбулак и др.). Реже наблюдается несколько иной тип железорудных отложений, представленных чередованием горизонтальных слоев рыхлых и цементированных оолитовых руд, железистых песков, алевритов, песчаников и алевролитов (южный участок месторождения Кокбулак). На основании анализа условий залегания, внутреннего строения рудных залежей и типов руд Л. Н. Формозова выделяет четыре генетические группы месторождений: речную, лиманную, дельтовую и озерную.

Глины, как правило, алевритовые, содержащие значительное количество разнообразных растительных остатков. Количество $S_{орг}$ достигает в этих породах 3—4%. Цвет глин в обнажениях серый или коричнево-серый, реже желтовато-серый (в керне эти глины окрашены в черный цвет). Изредка среди среднеолигоценых отложений наблюдаются маломощные линзы (до 0,3—0,8 м) глинистых бурых углей и углистых глин.

Карбонатные породы пользуются незначительным распространением. Они представлены обычно зелеными или зеленовато-серыми слабо

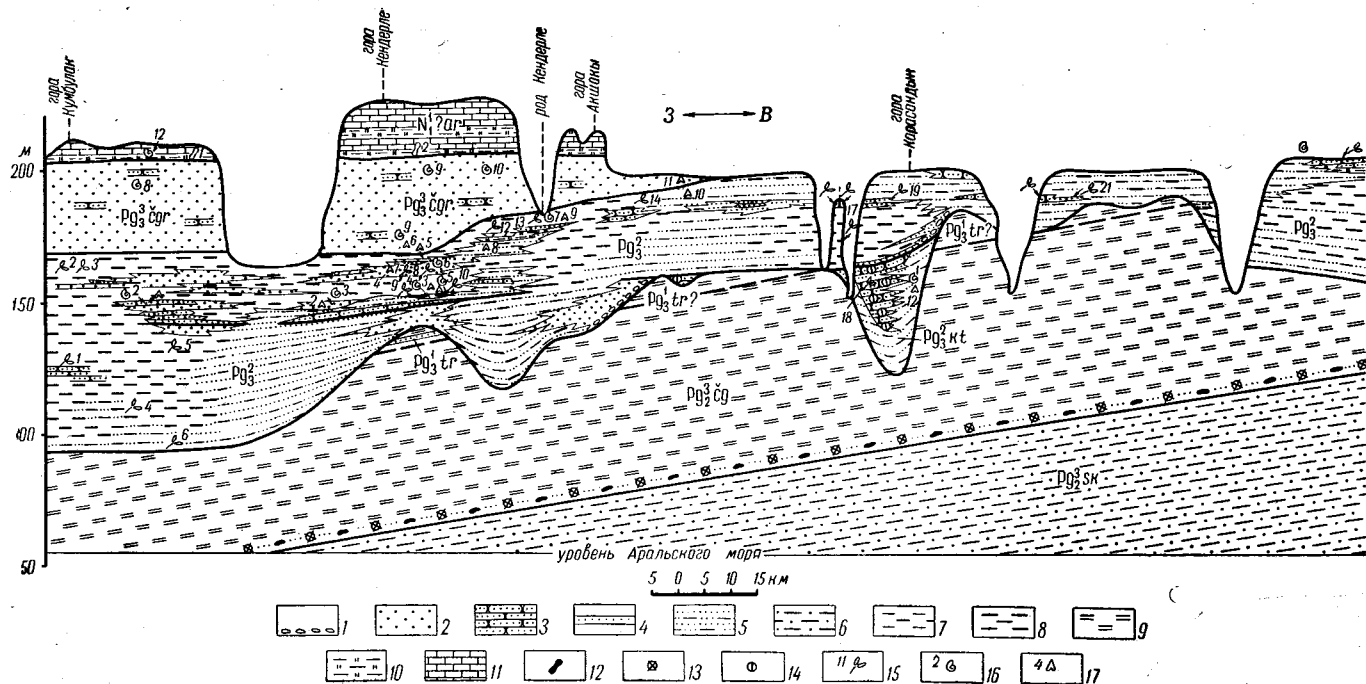


Рис. 69. Геологический разрез по северному берегу залива Бутакова

1 — пески грубозернистые, гравий и галька; 2 — пески мелкозернистые и среднезернистые; 3 — песчаники железистые мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники глинистые мелкозернистые; 5 — переслаивание мелкозернистых песков, алевритов и алевритовых глин; 6 — глины песчаные, слоистые, серые и коричневато-серые; 7 — глины слоистые, серые и светло-серые; 8 — глины лигнитовые, плитчатые, коричневато-серые; 9 — глины слоистые зеленовато-серые; 10 — глины неслоистые, зеленые и серовато-зеленые; 11 — известняки; 12 — желваки фосфорита; 13 — глауконит; 14 — оолитовые руды железа; местонахождения: 15 — остатков растений, 16 — остатков моллюсков, 17 — зубов акул

карбонатными глинами и светло-серыми или серыми мергелями. В верхней части отложений среднего олигоцена изредка встречаются незначительные линзы ракушечника, сложенного преимущественно раковинами *Corbula socolovi* (Karlov). Раковины других видов моллюсков (перечисленных ниже) встречаются обычно в небольшом количестве экземпляров.

Анализ распределения различных типов среднеолигоценовых отложений на площади Северного Приаралья показывает, что при движении с юга, от побережья Аральского моря на север и северо-восток происходит закономерное изменение состава пород: постепенно полностью исчезают карбонатные породы, железные руды и лигниты, а глинистые разности замещаются песчано-алевритовыми.

На крайнем востоке описываемого района, вдоль тракта Жосалы—Карсакпай и восточнее, среднеолигоценовые отложения представлены красноцветными глинами с линзами (до 1,0—1,5 м) глин зеленого цвета. Мощность этих отложений достигает 20—30 м.

Как уже отмечалось выше, в последние годы установлено, что морские и солоноватоводные отложения встречаются в различных районах Северного Приаралья на разных стратиграфических уровнях.

Были проведены повторные сборы остатков раковин моллюсков из ранее известных захоронений (гора Жаксыккыч, п-ов Коктырнак) и обнаружено несколько новых (6 местонахождений на северном берегу залива Бутакова, 2 — на северном борту сора Сургакколь и др.).

Остатки раковин моллюсков на горе Жаксыккыч собраны из песков, трансгрессивно срезающих глины чеганской свиты. Р. Л. Мерклин по собственным сборам определил отсюда следующие виды: *Nucula peregrina* Desh., *Cyprina rotundata kazachstanica* Alex., *Cardium* ex gr. *cingulatum* Goldf., *C. (Cerastoderma)* sp., *Abra bosqueti* (Nyst), *Ensis hausmani* (Schloth.), *Tellina nysti* Desh., *Panope* sp., *Lentidium janischewskii* (Ruch.), *Northia suturosa plana* Alex., *Polinices (Euspira) dilatatus* (Phil.), *P. (Euspira) achatensis* (Rect.).

На основании этого списка Р. Л. Мерклин (1962) отнес отложения, вмещающие раковины моллюсков, на горе Жаксыккыч к среднему олигоцену, сопоставив эти образования с ащайрыкской свитой. А. И. Коробков, частично переопределив многие раковины (по собственным сборам), отнес отложения с *Lentidium janischewskii* (Ruch.) на горе Жаксыккыч к позднему олигоцену.

Совершенно иной комплекс видов моллюсков обнаружен на п-ове Коктурнак, заливе Бутакова, соре Сургакколь и некоторых других пунктах. Наиболее распространенными видами этого комплекса являются: *Corbula socolovi* (Karlov), *Congeria nysti* Desh., *Lentidium (Janschinella) garetzkii* Merkl., раковины которых нередко образуют линзы ракушечника до 0,1—1,5 м мощностью. Гораздо реже встречаются раковины *Cardium serogosicum* Noss., *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.), *Pygocordia cyprinoides subtumida* Giebel, *Eulimella incrasata* Koen., а также остатки нормально-морских моллюсков: *Nucula comta* Goldf., *Angulus nysti* Desh., *Mytilus acutirostris* Sandb., *Euspira dilatata* (Phil.) (определения А. И. Коробкова и Л. В. Мионовой). Кроме того, в состав этого комплекса входят типично пресноводные формы: *Nodularia kenderleica* Mader. (in msc.), *Lanceolaria eximidonta* Mader. (in msc.), *Unio* cf. *protractoides* Martins., *U.* sp., *Cristaria* sp., *Anodonta* ex gr. *primata* Martins., *Viviparus* cf. *kweilinnensis* Hsü, *V.* cf. *sinensis* Kross, *V.* sp., *Valvata* aff. *robusta* Prutsh., *Pseudoamnicola* sp., *Bithynia* cf. *kirgisorum* Lindh., *Coretus* sp. Наряду с захоронениями, в которых встречаются такие смешанные

комплексы *, среди среднеолигоценовых отложений встречаются и чисто пресноводные танатоценозы, состоящие из вышеперечисленных видов в различных сочетаниях.

Кроме остатков моллюсков, в отложениях среднего олигоцена Северного Приаралья издавна было известно большое количество отпечатков листьев растений.

В последние годы обнаружено много новых местонахождений отпечатков листьев растений (20 захоронений на северном берегу залива Бутакова, 2 — в районе сора Чиликты, 2 — на плато Тогызкен, 5 — на Чаграйском плато и т. д.). Все эти местонахождения характеризуются единым (в общем) флористическим комплексом, включающим в себя наряду с широколиственным мезофильными растениями *Populus mutabilis* Heer, cf. *Populus gasparinii* Massal., *Pterocarya castaneifolia* (Goepf.) Schlecht., *Juglans acuminata* A. Br. (?), *Carya* cf. *aralica* L. Bud., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus jarmolenkoi* Grub., *C. macquarii* (Forb.) Heer, *Betula* sp., *Alnus schmalhauseni* Grub., *A. nostratum* Ung., *A. tschagraica* L. Bud., *Fagus antipovii* Heer, *Ulmus longifolia* Ung., *Ulmus drepanodonta* Grub., *Liquidambar* cf. *europaea* A. Br., *L.* cf. *styraciflua* L., *Acer heeri* Massal. и др., большое количество термофильных узколистных растений — *Myrica zachariensis* Sap., *M. vindobonensis* (Ett.) Heer, cf. *M. banksiaefolia* Ung., *Phyllites* sp. cf. *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *Comptonia acutiloba* Brongn., *C. oeningensis* A. Br., cf. *Dryandra karakulensis* Baran., *Lomatia dubia* Ig. Vassil. (msc.), cf. *Lomatites aquensis* Sap., *Persea braunii* Heer, *Sassafras ferretianum* Massal., *Cinnamomophyllum* sp., *Rhus rhomboidalis* Sap., *R. cf. pyrhae* Ung., *R. cf. varians* Lakhnpal, *Apocynophyllum helveticum* Heer и др. и хвойных — *Cedrus* sp. cf. *Cedrus atlantica* Manetti, *Pinus flexuosa* Ig. Vassil. (msc.), *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *T. tinajorum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer и др.**.

В некоторых местонахождениях обнаружено большое количество озерно-болотных растений: *Salvinia mildeana* Goepf., *Typha latissima* A. Br., *Arundo goepperti* (Münst.) Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* sp. и др.

Видовой состав комплекса в различных отложениях среднего олигоцена не одинаков. Однако соотношение отдельных его частей (термофильные и мезофильные растения) выдерживается на всей территории Северного Приаралья. Обычно количество термофильных растений составляет 10—35% от общего количества видов.

Состав среднеолигоценовой флоры Северного Приаралья, изученный по отпечаткам листьев, дополняется результатами спорово-пыльцевого анализа. Спорово-пыльцевые комплексы отложений среднего олигоцена характеризуются большим количеством пыльцы хвойных (семейство Pinaceae — от 10—12 до 40—65%, семейство Taxodiaceae — от 6—8 до 30—80%) и широколиственных (семейство Juglandaceae — 3—10%; семейство Betulaceae — 8—25%; семейство Fagaceae — 0—6%) растений. Теплолюбивые элементы представлены несколькими видами

* Объяснить одновременное существование всех этих форм очень трудно. Р. Л. Мерклин (устное сообщение) считает, что в данном случае, видимо, имеет место последовательное наложение на одну поверхность (дно водоемов) различных условий в течение короткого отрезка времени, в зоне прибрежной равнины среднеолигоценового моря.

** В основном по материалам С. Г. Жилина с привлечением литературных данных (определения И. В. Палибина, В. А. Вахрамеева, Л. Ю. Буданцева, И. В. Васильева).

родов *Myrica* и *Rhus*, *Sabal*, *Castanopsis*, *Trochodendron*, *Magnolia*, *Ilex*, *Nyssa*.

В среднем суммарное количество пыльцы этих растений составляет 1—10% от общего числа встреченных в каждом образце пыльцевых зерен. Причем спорово-пыльцевые комплексы из нижней и верхней частей среднеолигоценовых отложений почти не отличимы друг от друга.

Таким образом, в составе среднеолигоценовой флоры Северного Приаралья в значительном количестве присутствуют реликтовые элементы, относящиеся к родам *Myrica*, *Comptonia*, *Lomatia*, *Dryandra*, *Grevillea*, *Sassafras*, *Persea*, *Rhus*, *Apscynophyllum* и др., которые представляют собой пережитки вымершей эоценовой флоры, существовавшей в условиях жаркого климата, похожего на климат современного Средиземноморья (Бронева и Жилин, 1963).

Аналогичные флористические комплексы установлены по отпечаткам листьев растений из отложений ащияйрыкской свиты Северного Устюрта (определения И. В. Васильева) и сарыинских отложений южной части Тургайского прогиба (Корнилова, 1956).

Изменение мощностей отложений среднего олигоцена происходит следующим образом: от нескольких метров (максимально 10—15 м) севернее Казахской железной дороги до многих десятков метров на юге, вблизи побережья Аральского моря (83 м — в районе горы Кумбулак на северном берегу залива Бутакова, 75 м — в юго-западной части обрывов горы Тогызкен, 60—65 м — в районе к северо-востоку от мыса Торанглы, более 100 м — на месторождении Кокбулак и т. д.). На распределение мощностей оказывает влияние и структурный план района. На поднятиях мощность среднеолигоценовых отложений в среднем в 2—3 раза меньше, чем в областях прогибания. Следует лишь отметить, что нередко эта картина затухевывается вследствие чрезвычайно неровной поверхности досреднеолигоценовых образований.

Верхний олигоцен

Отложения верхнего олигоцена пользуются гораздо менее широким распространением на территории Северного Приаралья (рис. 70), чем среднеолигоценовые образования, так как значительная их часть уничтожена неогеново-антропогеновой эрозией.

Байгубекский горизонт. Отложения байгубекского горизонта распространены в основном на юге Северного Приаралья. В настоящее время морские верхнеолигоценовые образования, относящиеся в этом районе к байгубекскому горизонту, установлены не только в пределах Челкарского прогиба, но и в южной части Жиланской, Тогызской и Чокусинской мегасинклиналей. Во многих пунктах на этой территории среди отложений верхнего олигоцена обнаружены зубы акул, раковины, ядра и отпечатки раковин морских моллюсков (северный берег залива Бутакова, Торанглысай, гора Дуалык-Акшоқысы, овраг Жарлыпес, Тунгуруксор и др.).

Почти повсеместно в пределах этих мегасинклиналей байгубекский горизонт представлен толщей кварцевых или слюдисто-кварцевых мелко- и среднезернистых песков белого или желтовато-серого цвета с линзами бурых или желтовато-бурых песчаников мощностью до 0,2—10,0 м. В нижней части разреза описываемых отложений обычны прослойки зеленовато-серых листоватых или плитчатых песчаных глин до 0,01—0,1 м мощностью. Исключение составляют лишь разрезы приразломной зоны Жарлыпеского разлома, где байгубекский горизонт

в значительной мере сложен красновато-коричневыми или зелеными глинами.

В основании байгубекского горизонта на всей этой территории и, по-видимому, на восточном борту Челкарского прогиба залегает хорошо

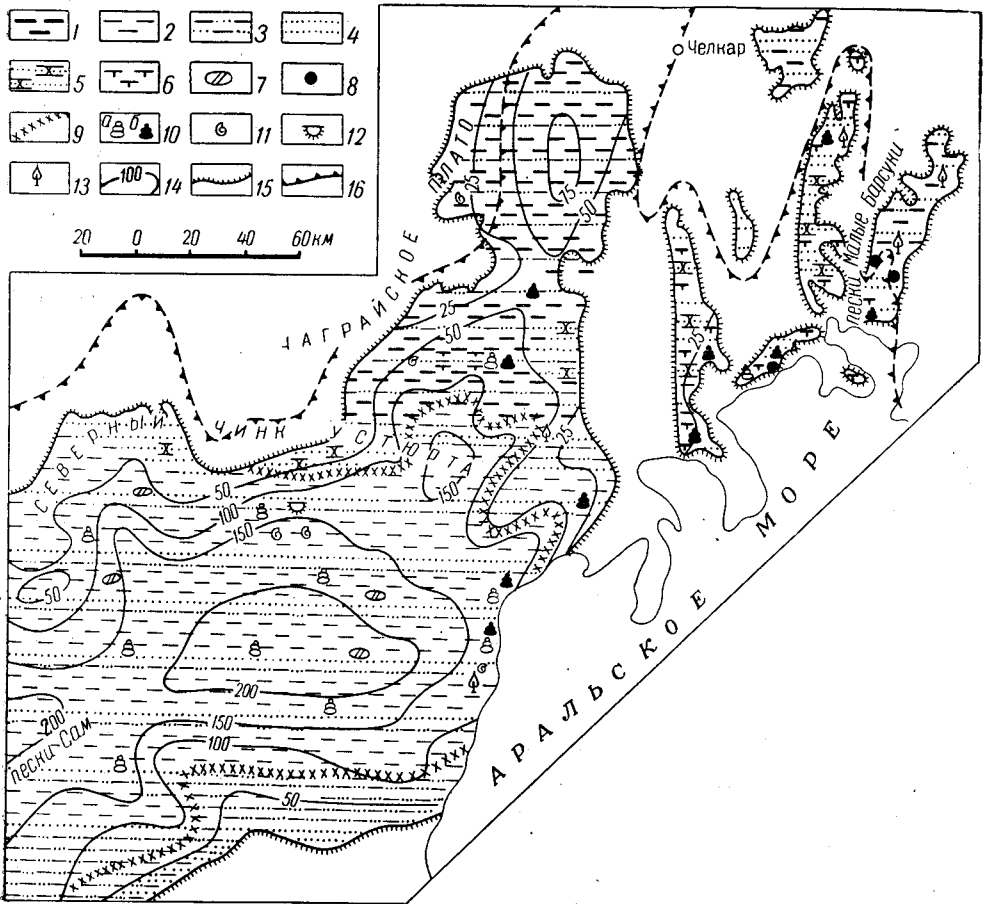


Рис. 70. Литолого-фациальная карта верхнеолигоценовых отложений Северного Приаралья и Северного Устьурта (составили В. А. Бронева и Л. Г. Кирюхин)
 1 — глины лигнитовые, плитчатые, коричневато-серые, бурые угли и лигниты; 2 — глины гидрослюдистые, неслоистые, зеленовато-серые; 3 — алевроиты и алевролитовые глины слоистые, коричневато-серые; 4 — песок кварцевый, мелкозернистый; 5 — линзы железистых песчаников; 6 — глины карбонатные, неслоистые, зеленовато-серые; 7 — карбонатные конкреции; 8 — оолитовые руды железа на сидеритовом (преимущественно) цементе; 9 — границы распространения литологических комплексов; 10 — моллюски: а) стеногалинные морские, б) пресноводные; 11 — фораминиферы; 12 — остракоды; 13 — отпечатки листьев; 14 — изопакиты верхнеолигоценовых отложений; 15 — границы современного распространения верхнеолигоценовых отложений; 16 — предполагаемая граница распространений морского бассейна

выраженный базальный горизонт мощностью 0,05—1,5 м, представленный разномзернистыми кварцевыми песками с галькой и гравием различных палеозойских пород. Нередко в этом горизонте наблюдаются скопления и отдельные крупные почти неокатанные или сглаженные лишь с одной стороны глыбы кварца и различных метаморфических или изверженных пород до 0,5—1,5 т весом.

Одним из классических районов распространения этих образований является овраг Жарлыпес, подробно описанный в работах

Л. Н. Формозовой (1949, 1959) и А. Л. Яншина (1953). Подобные же образования встречаются в районе сора Чиликты, на горе Агалып и во многих других пунктах. Объяснение этому явлению можно найти в скоплениях крупных обломков палеозойских пород, выносимых в корнях деревьев в полосе пляжей, остатками которых является базальный горизонт трансгрессировавшего Байгубекского моря. Естественно, что в условиях песчаных пляжей при свободном и длительном доступе кислорода в осадок и при неоднократном его переотложении древесина «выгорала» и оставались одни глыбы. Локализацию скоплений крупных обломков палеозойских пород на весьма ограниченных по площади участках можно объяснить их положением — в устьях или в непосредственной близости от устьев каких-либо водотоков, стекавших с Урала и Мугоджар.

На северном берегу залива Бутакова в песчаниках верхней части байгубекского горизонта обнаружены многочисленные остатки моллюсков. Л. В. Мироновой отсюда определены *Cardium levinae* Merkl., *Cyprina rotundata* Alex., *Seliqia* sp., *Lentidium* sp. Последняя форма Р. Л. Мерклиным (1961) определена как *Lentidium (Janschinella) kuzhasaica* Merkl.

Более богатый комплекс видов моллюсков обнаружен на северном берегу залива Шевченко, в верховьях оврага Турангысай и в районе горы Дуалын-Акшоксы. Из песчаников, залегающих в этих районах в основании и средней части байгубекского горизонта, А. И. Коробковым определены *Nucula peregrina* Desh., *Angulus nysti* Desh., *Siliqua* sp., *Cardium levinae* Merkl., *Isocardia subtransversa kumsuatense* Ilyina, *Musculus saucatensis* Cossm. et Peyrot, *Pygocardia* aff. *tumida* Nyst, *Cyrtodaria newilley* Cossm. et Peyrot, *Sphenia* sp., *Panope menardi* Desh., *Corbula helmersenii* Mikhail., *C.* sp., *Lentidium kuzhasaica* Merkl., *Aquilofusus* Beug., *Natica beyrichi* Koen., *Euspira cotena depressa* Kautsk. Во всех других точках, где обнаружены остатки верхнеолигоценовых моллюсков (их уже более 10) на описываемой территории, собраны лишь раковины *Cardium levinae* Merkl. и *Corbula helmersenii* Mikhail. Во многих из этих месторождений, а также на горе Дуалын-Акшоксы, кроме того, присутствуют остатки пресноводных моллюсков: *Inversidens akbaurensis* Mader. (in ms.), *Viviparus* sp., *Corretus* sp. и др.

В байгубекских отложениях обнаружены также многочисленные отпечатки листьев и остаток спор и пыльцы растений, характеристика которых будет дана ниже.

В западном направлении в пределах Челкарского прогиба и на Устюрте преимущественно песчаные отложения байгубекского горизонта замещаются серыми, буровато-серыми и зелеными глинами с прослоями песков, алевроитов, коричневатых лигнитовых и углистых глин, с сидеритовыми и мергелистыми конкрециями. В районе оз. Кошкарата к верхнему олигоцену (байгубекский горизонт) относятся выдержанные на значительной площади бурые угли Кошкаратинского бассейна (И. С. Плещеев).

Мощность отложений байгубекского горизонта колеблется от нескольких метров до 30—40 м в пределах Жиланской, Тогызской, и Чокусинской мегасинклиналей и до 70—100 м в Челкарском прогибе.

Чаграйская свита. Л. Н. Формозова (1949, 1959) и А. Л. Яншин (1953) под названием «чаграйская свита» выделяли на территории Северного Приаралья преимущественно песчаные и более грубозернистые отложения, залегающие ниже аральской свиты, и относили их к позднему олигоцену. Выше было отмечено, что песчаные верхнеолигоценовые образования на юге этого района содержат остатки морских

моллюсков и поэтому включаются в состав комплекса морских отложений верхнего олигоцена — байгубекский горизонт. Кроме того, в статье В. А. Броневского, Л. Г. Кирюхина, Р. Л. Мерклина и И. С. Плещеева (1965) было показано, что в стратотипическом разрезе отложения, относившиеся к чаграйской свите, должны быть отнесены к ащайрыкской свите среднего олигоцена.

Таким образом, если следовать определению Л. Н. Формозовой и А. Л. Яншина, в составе чаграйской свиты должны быть оставлены

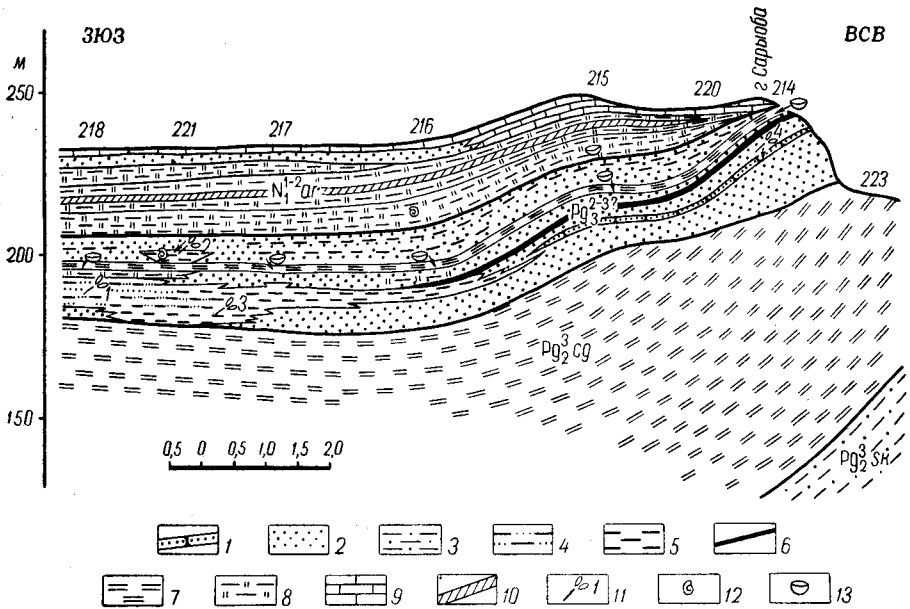


Рис. 71. Геологический разрез по чинкам Алтын-Чокусу

1 — песчаники кварцевые, преимущественно мелкозернистые, ожезленные; 2 — пески мелкозернистые, кварцевые, белые и желтые; 3 — глины песчаные, серые и коричнево-серые; 4 — алеуриты и алеуритовые глины серые и желтовато-серые; 5 — глины лигнитовые, коричневые; 6 — углистые глины, черные; 7 — глины слоистые, зеленовато-серые; 8 — глины зеленые, неслоистые; 9 — известняки белые, плитчатые; 10 — мергель; 11 — местонахождения: 11 — отпечатков листьев растений, 12 — остатков моллюсков, 13 — остатков остракод

только континентальные верхнеолигоценовые отложения, развитые в северной части Северного Приаралья. В коллективной статье упомянутых выше авторов в качестве стратотипа чаграйской свиты в новом объеме предложен, по рекомендации А. Л. Яншина, разрез на мысе Аралбай в северной части Чаграйского плато. В этом разрезе чаграйская свита представлена толщей мелко- и среднезернистых кварцевых песков с линзами разнозернистых песков, гравия и гальки мощностью 15—25 м. Однако в данном районе отложения чаграйской свиты не содержат никаких остатков животных или растений, а поэтому вопрос о возрасте этих образований остается в значительной мере дискуссионным. Кроме того, это создает дополнительные трудности при сопоставлении чаграйской свиты с разновозрастными подразделениями соседних территорий. Поэтому представляется крайне необходимым выбор парастратотипического разреза с хорошей палеонтологической характеристикой. В качестве такового лучше всего выбрать разрез на чинках Алтыншокусы, северо-западнее ст. Саксаульская (рис. 71).

Чаграйская свита в этом разрезе представлена незакономерным переслаиванием лигнитовых коричневых и коричнево-серых глин с мелкозернистыми кварцевыми песками и алеуритами светло-серого

или белого цвета. На разных условиях в этой толще наблюдаются линзы железистых песчаников, зеленых оскольчатых глин и бурых углей.

Эти образования с резким эрозионным несогласием залегают на глинах чеганской свиты и с размывом перекрываются алевроитами с зубами акул основания аральской свиты. Такая трактовка этого разреза не согласуется с интерпретацией его, данной в книге А. Л. Яншина (1953), который вообще здесь не выделяет чаграйскую свиту. Однако состав спорово-пыльцевых комплексов, изученных по всему разрезу, и результаты изучения отпечатков листьев растений позволяют сопоставить эти отложения только с байгубекскими образованиями Северного Устюрта и южной части Северного Приаралья и, следовательно, датировать их поздним, а не средним олигоценом.

К западу от плато Алтыншоқысы, почти до горы Челкар, чаграйская свита представлена отложениями, аналогичными развитым на этом плато.

К северу и северо-востоку они постепенно во все большем масштабе замещаются сугубо песчаными отложениями, которые в непосредственной близости от Мугоджар сменяются более грубозернистыми породами: гравелитами, разнозернистыми песками с гравием и галькой, галечниками и т. п.

В чаграйских отложениях обнаружены раковины пресноводных моллюсков: *Valvata* ex gr. *sibirica* Midd., *V. sp.*, *Viviparus* sp., *Bithynia leachi* Shepp., *B. cf. tentaculata* L., *Inversidens akbaurensis* Mader. (in msc.), *Unio (Virgus)* ex gr. *subvoisoolensis* Martins., *Unio* sp., *Sphoerium* sp. (определения У. Н. Мадерни).

Отпечатки листьев растений среди отложений чаграйской свиты собраны в четырех пунктах на плато Алтыншоқысы, в районе сора Чиликты, на горе Актау, на месторождении Кутанбулак и во многих других точках. Флора периода образования чаграйской свиты и байгубекского горизонта, т. е. позднеолигоценовая флора Северного Приаралья, характеризуется широким развитием мезофильных, в основном широколиственных (различные представители родов *Salix*, *Carya*, *Juglans*, *Populus*, *Betula*, *Carpinus*, *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Liquidambar*, *Sorbus*, *Celastrus*, *Acer*, *Rhamnus*, *Tilia* и др.) и хвойных растений (представители родов *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus* и др.). Значительно распространены также водноболотные растения (представители родов *Phragmites*, *Poacites*, *Nelumbo* и др.). Термофильные узколистные растения, столь характерные для флоры среднего олигоцена описываемого района, в позднеолигоценовое время встречаются очень редко, не во всех местонахождениях и обычно в количествах, не превышающих 3—5% от общего числа видов. Среди позднеолигоценовых термофильных растений наиболее распространены различные виды родов *Comptonia* и *Myrica*.

Аналогичные различия поздне- и среднеолигоценовых флор Северного Приаралья выявляются и при изучении остатков спор и пыльцы растений. Следует лишь добавить, что при изучении этих остатков выявляется значительное увеличение в верхнеолигоценовых отложениях количества пыльцы растений из семейства Pinaceae и некоторое уменьшение количества пыльцы растений из семейств Taxodiaceae, Juglandaceae и Fagaceae.

В байгубекских и чаграйских отложениях полностью исчезают остатки пыльцы почти всех растений, наиболее характерных для чеганского времени, в то время как в среднеолигоценовых отложениях они обычно еще присутствуют в небольших количествах. Мощность отложений чаграйской свиты колеблется от нескольких метров до 25—45 м.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

К Восточно-Мугоджарскому плато, сложенному дислоцированными породами палеозоя и протерозоя, с юго-востока и востока примыкает равнина, образованная рыхлыми отложениями палеогена, местами прикрытыми более молодыми отложениями неогена и антропогена. Вблизи Мугоджар среди сплошного покрова встречаются небольшие останцы древних пород (в наиболее глубоких эрозионных промоинах и на горстообразных поднятиях).

Палеогеновые отложения здесь делятся на два комплекса: нижний, представленный морскими отложениями, и верхний, образованный континентальными породами тургайской серии среднего—верхнего олигоцена.

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН

В морском палеогене выделяются отложения нижнего палеоцена, верхнего палеоцена—нижнего эоцена, тасаранская и саксаульская свиты эоцена и чеганская свита верхов верхнего эоцена—нижнего олигоцена.

Нижний палеоцен

Отложения нижнего палеоцена на поверхность не выходят. Они вскрыты скважинами под отложениями более высоких горизонтов палеогена в Заиргизье и к югу от р. Улыталдык. Залегают отложения трансгрессивно на различных горизонтах верхнего мела, а в междуречье Шетиргиза и Улыталдыка — также на отложениях альба и дислоцированных породах протерозоя.

В основании их лежит серый глинистый средне- и мелкозернистый глауконито-кварцевый песок (0,5—0,8 м) с мелкой галькой кремнистых пород и фосфорита. Выше в Заиргизье (С. Е. Горшенин и др., 1965 г.) залегают толща серых и зеленых мелкозернистых глинистых глауконито-кварцевых песков с прослоями глауконито-кварцевых нередко опоквидных песчаников и серых мелких опок. В Юго-Восточном Примугоджарье, между реками Улыталдык и Шетиргиз (Ю. В. Бучнев и А. М. Павлов, 1965 г.), базальный песчаный слой вверх постепенно сменяется зеленовато-серыми плотными опоквидными, иногда слоистыми песчанистыми глинами монтмориллонитового состава, с прослойками мелкозернистого глауконито-кварцевого песка.

В песчаниках и опоках из Заиргизья и в глинах с междуречья Улыталдыка и Ащисая В. И. Gladkoy обнаружены фораминиферы *Paragaudryina gigantea* (Subb.), *Clavulina farafraensis* Le Roy., *Vaginulina robusta* Plumm., *Anomalina danica* (Brotz.), *A. praecuta* Vass., *Cibicides lectus* Vass., *C. hemicompressus* Mогоz., *C. succedens* Brotz., *Reussella paleocenica* (Brotz.) и др. Этот комплекс фораминифер описан многими авторами из нижнепалеоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины, Северного Приаралья, Тургая и других районов. Мощность нижнепалеоценовых отложений в Заиргизье достигает 25 м.

Верхний палеоцен — нижний эоцен

В Восточном Прииргизье нижнепалеоценовые отложения вверх по разрезу сменяются толщей серых и зеленых глауконито-кварцевых часто опоквидных песчаников, серых опок с гнездами и прослойками

глауконито-кварцевого песка и песчаника и подчиненными прослоями зеленовато-серой тонкослоистой глины. Эта толща выделяется С. Е. Горшениным и др. (1965 г.) как верхний палеоцен—нижний эоцен на основании находок микрофауны. В описанной толще В. И. Гладковой обнаружены фораминиферы *Gaudryina navarroana* Cushman, *Marginulina eofragaria* Bal., *Spiroplectamina carinatiformis* (Mogoz.), *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp. и др.

Перекрывается эта толща повсеместно фаунистически охарактеризованными отложениями тасаранской свиты среднего эоцена.

Юго-западнее, в междуречье Улыталдыка и Шетиргиза, верхнему палеоцену-нижнему эоцену, по-видимому, соответствует верхняя часть песчано-глинистой толщи, содержащей внизу фораминиферы раннего палеоцена (см. выше) и перекрываемой отложениями среднего эоцена. Мощность верхнепалеоценовых-нижнеэоценовых отложений в Заиргизье составляет 25 м.

Средний и верхний эоцен

Тасаранская свита. Отложения тасаранской свиты распространены шире, чем отложения палеоцена и нижнего эоцена. Они выходят на поверхность в районе среднего течения р. Иргиз, а к югу от р. Улыталдык — в долине Ащисая и на левобережье р. Шетиргиз. На закрытых блоках междуречий и в Заиргизье они вскрыты скважинами под более молодыми отложениями.

Породы тасаранской свиты залегают трансгрессивно на отложениях палеоцена и нижнего эоцена, мела и местами на складчатых древних толщах. В основании свиты имеется базальный горизонт (от 0,3 до 1,9 м), сложенный разнозернистыми глауконито-кварцевыми песками или известковистыми песчаниками, переходящими местами в песчанистые известняки (Бойцова и др., 1955). Эти породы содержат гальку фосфоритов и кремнистых пород и окатанную поздне меловую фауну.

Свита сложена зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями зеленовато-серых алевритистых опоковидных гидрослюдистых глин и светло-серых опок. По мере удаления от Мугоджар количество песков и песчаников в разрезе уменьшается и соответственно увеличивается количество глин. В верхней части разреза значительную роль играют коричневатые-серые алевритистые глины, переходящие в аргиллиты, содержащие прослойки мелкозернистого кварцевого песчаника и глинистого песка, а также многочисленные нептунические дайки, сложенные глауконито-кварцевым песчаником (Р. А. Сегедин, 1958 г.).

В Заиргизье нижняя часть тасаранской свиты представлена преимущественно глауконито-кварцевыми песками, песчаниками и опоками с подчиненным количеством глин. Верхняя часть свиты сложена зеленовато-серыми песчанистыми опоковидными глинами каолинито-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (С. Е. Горшенин и др., 1965 г.).

В глинах тасаранской свиты встречаются остатки радиолярий, диатомей, спикулы губок, в песках — зубы акул. Палеонтологические данные подтверждают возраст тасаранской свиты, который определяется в Северном Приаралье А. Л. Яншиным (1953) как средний и начало позднего эоцена. Из описываемых отложений Л. В. Мироновой по сборам Ю. В. Бучнева (1963 г.) с междуречья Улыталдыка и Ащисая

определены *Nucula* cf. *kasakstanica* Ruch., *N. cf. praelongata* Wood, *Nuculana* cf. *darisiensis* Jark., *N. santasica* Jark., *Maetra* cf. *compressa* Desh.

В глинах В. И. Гладковой обнаружены среднеэоценовые фораминиферы *Hopkinsina compacta* Balakhm., *H. botryoides* Balakhm., *Globigerinella voluta* (White), *Globigerina pseudoeoacaena* Subb.

В Заиргизье, по данным С. Е. Горшенина и др. (1965 г.), в нижней части свиты обнаружен среднеэоценовый комплекс фораминифер: *Bulmina mitgarziana* Balakhm., *Bifarina eleganta* (Plumm.), *Hopkinsina compacta* Balakhm., *H. botryoides* Balakhm., *Baggina valvulinariaformis* (Byk.), *Globigerinella voluta* (White), *Globigerina pseudoeoacaena* Subb., *Acarinina pentacamerata* (Subb.) и др. (определения И. М. Айзенштат и В. И. Гладковой).

Из верхней части свиты В. И. Гладковой определен средне-позднеэоценовый комплекс форм: *Baggina iphigenia* (Sam.), *B. valvulinariaformis* (Byk.), *Spiroplectamina carinatiformis* (Mogoz.), *Globigerinella voluta* (White), *Globigerina bulloides* Orb., *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Hopkinsina botryoides* Balakhm., *Bolivinaopsis turgaicus* Balakhm., *Anomalina acuta* Plumm., *Cibicides pygmeus* (Hantk.) и др.

Мощность свиты близ выходов палеозоя не превышает 10 м, но уже на р. Шетиргиз она достигает 76 м (Н. Э. Зейберлих, 1954 г.), а в Заиргизье — 95 м (С. Е. Горшенин и др., 1965 г.).

Саксаульская свита. Отложения саксаульской свиты широко распространены вдоль юго-восточного подножия Мугоджар и в Прииргизье (Бойцова, 1955; Р. А. Сегедин, 1958 г.). Они залегают иногда с заметными следами размыва на отложениях нижележащей тасаранской свиты и местами трансгрессивно — на дислоцированных породах палеозоя и докембрия.

Отложения саксаульской свиты представлены морскими преимущественно серыми, часто с зеленым или голубоватым оттенком, глинами с прослоями и линзами серых либо зеленовато-серых алевроитов и глинистых песков. Глины почти всегда песчанисты и обычно тонко-слоисты. Слоистость глин обусловлена тончайшими прослойками алевроита или тонкозернистого песка, имеющими характер присыпок на поверхностях наслоения глин. В глинах часто встречаются гнезда ярозита и гипса. Пески преимущественно мелкозернистые или тонкозернистые, хорошо отсортированные, по составу почти мономинеральные, кварцевые, иногда с примесью глауконита. Зерна песка хорошо окатаны.

Количественные соотношения песчаных и глинистых прослоев в разрезе саксаульской свиты непостоянны: в удалении от береговой линии верхнеэоценового моря, а также в синклиналиях преобладают глины. В осевых частях и на крыльях антиклинальных складок и в прибрежной полосе (на широте р. Улыталды), а также вблизи выступов палеозойского фундамента преобладают песчаные фации, размер зерен песка становится более крупным. Характерны для саксаульской свиты прослой и линзы светлых кварцитовидных песчаников.

На р. Шетиргиз в отложениях саксаульской свиты в изобилии встречаются раковины плейчатых устриц *Cubitostrea plicata* Sol., *C. fabellula* Lam., *C. cubites* Desh., *C. prona* Wood, а также позднеэоценовых *Plectunculus aralensis* Rom.

Мощность морских отложений саксаульской свиты в удалении от Мугоджар достигает нескольких десятков метров, но по мере приближения к Мугоджарам сокращается до 10 м.

Олигоцен

Чеганская свита. Отложения чеганской свиты, относящиеся к нижнему олигоцену и, может быть, самым верхам эоцена, вблизи Мугоджар не имеют широкого распространения.

Севернее р. Шетиргиз они слагают столовые возвышенности, расположенные в северной части Челкарской синклинали, где они залегают на отложениях саксаульской свиты (Н. Э. Зейберлих, 1954 г.). В Заиргизье отложения чеганской свиты местами залегают с угловым несогласием на абрадированных складчатых породах палеозоя (Р. А. Сегедин, 1953 г.).

Чеганская свита сложена однородными зеленовато-серыми, серовато-зелеными либо оливково-зелеными плотными малопластичными, часто листоватыми глинами монтмориллонитового и бейделлитового состава.

В Заиргизье (Р. А. Сегедин, 1953 г.) глины местами обнаруживают тонкую слоистость, подчеркиваемую присыпками тонкозернистого кварцевого песка на поверхностях напластования. Песок встречается также в виде линз и прослоев.

Поверхность чеганских глин на выходах очень характерна: вследствие периодического увлажнения, сменяющегося высыханием, глины превращены в пухляки, содержащие крупные, часто очень хорошо образованные кристаллы гипса. В глинах часто встречаются желваки и примазки ярозита, а в поверхностных слоях также корочки лимонита.

Мощность свиты в северной части Челкарского прогиба (в районе р. Шетиргиз) достигает 28 м, в Верхнем Прииргизье она также составляет около 26 м. В юго-восточном направлении мощность чеганской свиты увеличивается до 40—50 м (Бойцова и др., 1955).

С. Е. Горшенин (1965 г.) указывает на находки в чеганских глинах Приаралья фораминифер *Bolivina reticulata* Hantk., *Bolivinaopsis tuaevi* Mогоz., *Uvigerina costellata* Mогоz., *Anomalina acuta* Plumm. var. *taurica* Sam., *Cibicides pygmeus* (Hantk.), *Turrilina alsatica* Andr., *Bulimina sculptilis* Cushman., *Pseudoparella almaensis* (Sam.) (определения В. И. Гладковой). На левобережье р. Шетиргиз в мергельных конкрециях среди чеганских глин собраны многочисленные *Corbula conglobata* Коен. (Н. Э. Зейберлих, 1954 г.).

Тургайская серия

Средний олигоцен

Нижние горизонты континентального среднего олигоцена имеют очень ограниченное распространение. Они нигде не выходят на поверхность и встречены лишь буровыми скважинами на правобережье р. Улыталдык выше устья р. Балаталдык, где они выполняют узкие долинообразные понижения, врезанные в отложения морского палеогена (А. С. Саламатов и П. А. Зайцев, 1959 г.). Отложения низов среднего олигоцена представлены косослоистыми кварцевыми песками с маломощными невыдержанными прослоями мелкоолитовых железных руд.

Более широко распространены в Замугоджарье отложения высоких горизонтов среднего олигоцена. Они залегают с глубоким размывом на различных горизонтах морского палеогена, на глинах коры выветривания или породах палеозойского фундамента.

Литологический состав свиты неодинаков на различных участках. Севернее р. Шетиргиз эти отложения слагают плоские вершины столо-

вых возвышенностей и представлены главным образом разнородными ожелезненными кварцевыми песками с прослоями желтовато-серой глины. На южном склоне столовой возвышенности Асамбай они сложены пачкой однородных светло-серых и светло-коричневых тонкослоистых алевритистых глин каолинитового состава с растительным детритом на поверхностях наслоения (Н. Э. Зейберлих, 1954 г.), а на правобережье р. Улыталдык — толщей тонкослоистых алевритистых глин и тонкозернистых алевритистых белых, светло-серых и желтых кварцевых песков.

В удалении от р. Иргиз к востоку нижняя часть (до 20 м) среднего олигоцена сложена темно-серыми песчанистыми слоистыми глинами с прослойками мелкозернистого слюдистого кварцевого песка, обугленного растительного детрита и лигнита, в основании с базальным горизонтом, состоящим из кварцевой и кремневой гальки и обломков других палеозойских пород. Выше лежит толща мелкозернистых светло-серых, желтовато-серых, желтых, иногда красно-бурых слюдистых кварцевых песков, распадающихся на несколько пачек. Пески содержат тонкие прослой алевритов, глин и скопления обуглившегося растительного детрита, местами они обогащены титано-циркониевыми минералами.

В глинисто-алевроитовых породах Г. В. Ларионовой обнаружен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Osmunda*, *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae*, *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Nelumbo* sp., *Liquidambar* sp., *Ulmus* sp., *Fagaceae*, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Myrica* sp., *Junlans* sp., *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Chenopodiaceae*, *Tilia* sp., *Trapa* sp., *Acer* sp., *Nyssa* sp., *Gramineae*, *Sarganium* sp. и др. Общая мощность отложений среднего олигоцена достигает 57 м, сокращаясь ближе к р. Иргиз до 5—10 м.

Верхний олигоцен

Чаграйская свита. Поверхность некоторых плосковерхих денудационных останцов в междуречье Шетиргиза и Улыталдыка сложена плохо сортированными грубообломочными породами: грубозернистыми полимиктовыми песками и галечниками, часто сцементированными в железистые конгломераты, гравелиты и песчаники. Обломочный материал в них представлен кварцем, кварцитами и другими крепкими мугоджарскими породами. Мощность этих отложений здесь не превышает 5 м.

В Заиргизье отложения чаграйской свиты залегают с разрывом на отложениях среднего олигоцена и более древних горизонтов палеогена. Здесь они также представлены грубообломочными железистыми породами мощностью до 8 м (С. Е. Горшенин и др., 1965 г.).

К верхнему олигоцену Е. П. Бойцова и др. (1955) относят также толщу (до 8 м) тонкослоистых глин, алевритов и тонкозернистых слюдистых кварцевых песков, залегающих с разрывом на среднеолигоценовых отложениях.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Отложения палеогена в Прикаспийской впадине распространены довольно широко: они прослеживаются на ее западной, южной и восточной окраинах, а также выполняют многие ее межкупольные депрессии и компенсационные мульды, причем в западной части Прикаспий-

ской низменности, в пределах междуречья Урала и Волги, именно они распространены на пространствах, разделяющих соляные купола.

Несмотря на широкое распространение, отложения палеогена до самых последних лет оставались слабо изученными. Буровые работы ранее были сосредоточены почти исключительно на соляных куполах, где отложения палеогена, как правило, встречаются только в грабенах и в отношении выявления нефтяных залежей интереса не представляют.

В последние годы разведка была проведена на самых южных куполах Южной Эмбы, крылья которых сложены породами палеогена. Широкие геологосъемочные работы развернулись на междуречье Урала и Волги, целью которых ставилось составление геологических карт со снятием верхнеплиоценово-четвертичных отложений. Многие из пробуренных здесь скважин в междупольных депрессиях и компенсационных мульдах вскрыли отложения палеогена. На Подуральском плато при детальном геологосъемочных работах отложения палеогена были пройдены рядом скважин. Все эти работы дополнили сведения о характере разреза и стратиграфии отложений палеогена, однако полученные данные пока еще не обобщены.

В составе пород палеогена Прикаспийской впадины выделяются отложения палеоцена, эоцена и олигоцена. При этом отложения палеоцена повсеместно являются морскими, а отложения эоцена и олигоцена представлены как морскими, так и континентальными фациями (характеристике последних посвящен специальный раздел). Сведения о стратиграфии морских отложений палеогена отдельных районов или частей Прикаспийской впадины содержатся в работах П. Л. Безрукова (1936), С. А. Жутеева (1939, 1953, 1954), А. Л. Яншина (1943, 1953), Н. К. Горна и С. С. Кузнецова (1952), Н. К. Быковой (1960), В. Л. Яхимович и др. (1958), А. К. Замаренова (1959), Ю. П. Никитиной (1959), В. И. Яркина (1959), В. С. Журавлева (1960), Е. Н. Ивановой и Я. С. Эвентова (1960), Я. С. Эвентова (1960), Н. В. Грачева и др. (1965), Г. Е.-А. Айзенштадта, С. Н. Колтыпина, С. С. Размысловой и др. (1967), а также во многих других статьях и монографиях.

Палеоцен

Отложения палеоцена наиболее детально изучены к западу от административной границы Казахской ССР и уже вне Прикаспийской впадины — в Саратовском и Волгоградском Поволжье. В их составе выделяются березовские слои, сызранская и камышинская свиты. Березовские слои представлены светло-серыми и грязно-серыми кварцево-глауконитовыми тонко- и среднезернистыми песками. В их основании прослеживается фосфоритовый горизонт или галька фосфорита. Березовские слои сопоставляются с эльбурганской свитой Северного Кавказа. Их мощность не превышает нескольких метров.

Сызранская свита подстилается либо березовскими песками, либо породами верхнего мела. В первом случае они отделены резкой литологической границей, во втором — залегают с разрывом. В составе ее отложений выделяются нижне- и верхнесызранские, а также нижнесаратовские слои. Нижнесызранские слои (от 50—60 м на западе до 100 м на востоке) представлены темно-серыми опоками, местами переходящими в трепела. В нижней части опок прослеживаются глауконито-известковистые песчаники, которые иногда замещаются конгломератами с галькой подстилающих пород. В верхней части опоки опесчаниваются и сменяются опоквидными песчаниками и алевритами. Ископаемая фауна в упомянутых породах представлена

мелкими *Leda ovoides* Коен., *Lucina* cf. *lepis* Коен., *Dentalium rugiferum* Коен., *Scalaria crassilabris* Коен., *Natica detrita* Коен., которые присутствуют также в низах отложений палеоцена Дании (Архангельский, 1905).

Верхнесызранские слои (40—50 м) связаны с вышеописанными постепенными переходами и представлены черными глинистыми алевритами, переходящими местами в алевролиты и песчаники. В верхах этой толщи прослеживается слой (10—15 м) опоковидных глин.

В песчаниках встречаются устричные банки, в основном состоящие из створок *Ostrea sinzowi* Netsch., а также раковин пелеципод и гастропод *Cuculaea volgensis* Bard., *Nucula bowerbanki* Sow., *Cyprina morrissi* Sow., *Dentalium rugiferum* Коен., *Turritella compta* Desh., *Natica defrita* Коен., *Modiola elegans* Sow., которые позволяют отнести вмещающие их слои к верхнему палеоцену.

Нижнесаратовские слои (30—60 м) постепенно сменяют верхнесызранские и сложены желтыми и серыми песками и алевритами. Пески в отдельных разрезах уплотнены и в них встречаются караван синеваато-серых известковистых песчаников, переполненных гастроподами и пелециподами *Cardida volgensis* Bard., *Cyprina morossi* Sow., *Pectunculus volgensis* Netsch., *Lucina sokolovi* Netsch. Эти отложения также относятся к верхнему палеоцену.

Камышинская свита (до 50—60 м) * с размывом залегает на нижнесаратовских песках. В ее основании прослеживаются мало-мощный слой конгломерата или гравийные пески. Выше залегают нижняя пачка этой свиты (3—15 м), представленная глинами темно-серыми или серыми, алевритистыми, нередко опоковидными, с гнездами и прослоями песков. Верхняя пачка этой свиты (10—30 м) сложена зелено-вато-серыми кварцево-глауконитовыми песками, сменяющимися вверх по разрезу кварцевыми песками, местами уплотненными до песчаников.

Несколько отличается состав камышинской свиты на юге, в Волгоградском Поволжье, где в ее нижней части залегают грубые серые пески (6—10 м), которые с резким размывом перекрывают подстилающие породы, вдаваясь в них глубокими карманами. Эти пески, впервые описанные А. Д. Архангельским (1905) у с. Антиповки, получили название антиповской пачки.

Отложения камышинской свиты в палеонтологическом отношении охарактеризованы слабо; в этих отложениях найдены зубы акул и остатки наземной древесной растительности, которая, по мнению А. П. Павлова, имеет палеоценовый облик.

В западной части Прикаспийской низменности, в пределах между-речья Урала и Волги, отложения палеоцена изучены еще очень слабо. В Новоказанской опорной скважине они представлены серыми, иногда слабо алевритистыми и слабо карбонатными, сверху слабо опоковидными глинами. В нижней части разреза (нижние 45 м) эти глины содержат комплекс фораминифер, свойственный нижнему палеоцену — эльбурганской свите Северного Кавказа. В верхней части разреза этих глин (верхние 58 м), по-видимому, отвечающей верхнему палеоцену — свите Горячего Ключа Северного Кавказа, — встречен обедненный комплекс примитивных фораминифер с песчаными раковинами, единичные планктонные фораминиферы и радиолярии (Иванова и Эвентов, 1960). На Урдинской, Акобской, Казталовской и Фурмановской площадях отложения палеоцена сложены также преимущественно глинами, имеют значительную мощность и охарактеризованы комплексом микрофауны, в составе которого существенную роль играют бентические фо-

* Камышинская свита соответствует верхнесаратовским слоям ранее применявшейся схемы А. Д. Архангельского (1905).

раминиферы, примитивные, с агглютинированной раковинной, и радиолярии.

Нижнепалеоценовые отложения (до 100 м) здесь представлены темно-серыми неравномерно карбонатными слабо кремнистыми глинами и алевролитами. В их нижней части на Урдинской и Акобской площадях прослеживаются мергели, а в их верхней части на Акобской и Фурмановской площадях — прослой алевролитов и песчаников. Упомянутые отложения содержат следующий комплекс микрофауны: *Trochammina plana* Vass., *Guttulina ipatouzevi* Vass., *Globulina amygdaloides* Reus., *Anomalina welleri* Plum., *A. praeacuta* Vass., *A. danica* (Brotz.), *Cibicides lectus* Vass., *C. favorabilis* Vass., *C. incognitus* Vass., реже *Globigerina varianta* Subb., *C. trilocolulinoides* Plum., *Bulimina praeinflata* N. Вук., *Bolivinita* sp.

Верхнепалеоценовые отложения (до 90—100 м) сложены темно-серыми некарбонатными алевролитистыми, местами опокovidными глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Эти породы содержат немногочисленные песчаные фораминиферы *Rhabdammina* sp., *Rhizammina* sp., *Reophax* sp., *Ammodiscus* sp., *Trochomminoides* sp., в верхах разреза встречаются радиолярии, а в отдельных прослоях — планктонные и бентические известковистые фораминиферы.

В районе г. Новоузенска отложения палеогена имеют обычно также глинистый состав, но по всему их разрезу, начиная от основания, встречаются прослой песчаников. В. Г. Морозова в составе этих отложений установила аналоги эльбурганской свиты и свиты Горячего Ключа.

На северной окраине западной части Прикаспийской низменности и на южных отрогах Общего Сырта отложения палеоцена представлены песчано-глинисто-опоковыми породами. По литологическому составу они расчленяются на деркульскую, сызранскую и камышинскую свиты (Грачев и др.), причем отложения последней на южных отрогах Общего Сырта обычно размыты.

Отложения палеоцена на южных отрогах Общего Сырта исключительно бедны органическими остатками. Лишь в нескольких пунктах — у поселков Марков, Цыганов — в черных опокovidных песчаниках найдены моллюски, иногда близкие к встречающимся в верхах сызранской свиты Саратовского и Волгоградского Поволжья. Мощность отложений палеоцена в районе Озинок и на горе Ичка достигает 180 м.

В восточной части Прикаспийской низменности, в ее северных районах, в частности у оз. Шалкар, а также на Зауральских Сыртах, в бассейне р. Утвы, отложения палеоцена также сложены песчано-глинисто-опоковыми породами. В глинах и аргиллитах здесь обнаружены *Pyramidina crassa* Brotz., *Anomalina acuta* Plum., *A. danica* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Moroz., *Spiroplectammina elongata* J. Nik., *S. spectabilis* Grzyb., *Globigerina subsphaerica* Subb. (определение Ю. П. Никитиной), встречающиеся в отложениях палеоцена Северного Кавказа. Мощность отложений палеоцена здесь не превышает 60 м.

Южнее отложения палеоцена представлены зеленовато-серыми и темно-серыми глинами с прослоями зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков. В районе поселков Калмыково и Жамбейты среди глин встречаются прослой плотных опок и опокovidных глин, а восточнее оз. Индер — прослой плотных мергелей. Почти повсеместно в основании отложений палеоцена, в слое песчаных глин или песков, встречаются желваки фосфоритов.

По комплексам фораминифер в составе упомянутых отложений можно выделить породы нижнего и верхнего палеоцена. Для нижнего палеоцена характерны *Cibicides hemicompressus* Mогоz., *C. lectus* Vass., *C. proprius* Brotz., *Globigerina varianta* Subb., *G. imitata* Subb., *Acarinina subsphaerica* Subb., *Gyroidina caucasica* Subb., *G. florealis* White, *Anomalina danica* Brotz., *Heterostomella gigantea* Subb., *Vaginulina* aff. *robusta* Plum. m.

В верхнем палеоцене установлены *Cibicides perlucidus* Nuttall., *C. ungerianus* Orb., *C. proprius* Brotz., *Spiroplectammina elegans* J. Nik., *S. embica elongata* J. Nik., *Reussella paleocenica* Brotz., *Anomalina* cf. *danica* Brotz., *A. welleri* Plum. m.

Мощность отложений палеоцена подвержена сильным колебаниям. В низовьях р. Урал мощность пород нижнего палеоцена 45 м, а верхнего — 70 м. Восточнее, в районе купола Матенкожа, она соответственно равна 40 и 60 м, но местами (в низовьях р. Уил) общая мощность пород палеоцена не превышает 20—40 м.

Южнее, в пределах Южной Эмбы, преимущественно по левобережью р. Эмбы, между отложениями нижнего эоцена и маастрихта прослеживается пачка карбонатных пород, содержащих своеобразный смешанный комплекс фораминифер. Возраст этой пачки различными исследователями определяется по-разному: ее относят либо к датскому ярусу, либо считают датско-палеоценовой, либо датируют палеоценом. Наиболее полно она представлена на куполах Тентяксор, Бисбулюк, Каратон, Караарна, Агнияз, Атанак, Карасор, Каскырбулак.

Пачка эта образована чередующимися зеленовато-серыми и светло-серовато-зелеными мергелями, часто глинистыми, плотными и рыхлыми, с отдельными прослоями кирпично-красных мергелей, карбонатных глин и белых известняков.

По данным электрокаротажа эта пачка разделяется на четыре части, причем в трех нижних из них (общей мощностью около 30 м) обнаружен смешанный комплекс фораминифер, состоящий из датских и палеоценовых форм. От комплекса, характерного для отложений датского яруса, он отличается большим разнообразием видов и родов, причем в его составе присутствуют характерные для нижнего палеоцена *Textularia excolata* Cushman., *Cibicides lectus* Vass., *Siphonina prima* Plum., *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia angulata* White. Однако окончательно вопрос о принадлежности этой части разреза к палеоцену не решен, так как наряду с фораминиферами в ее породах встречаются морские ежи датского яруса.

В верхней части разреза данной пачки (14 м) обнаружен характерный для верхнего палеоцена комплекс фораминифер: *Spiroplectammina elongata* Nik., *Acarinina praepentacamerata* Schutz., *Acarinina subsphaerica* Subb. и др.

На Подуральском плато породы палеоцена далеко не везде выделяются в основании морских отложений палеогена и, по-видимому, в большинстве разрезов отсутствуют. В западной части плато, пограничной с Прикаспийской низменностью, наличие отложений палеоцена установлено по левобережью р. Уил на куполах Тамдыколь и Барлыбай, где их разрез весьма близок к разрезу палеоцена в низовьях этой реки, на куполе Матенкожа. На этих куполах отложения палеоцена представлены светло-зелеными и серыми с зеленоватым оттенком плотными известковистыми глинами с прослоями зеленовато-серых мергелей, в которых встречены *Spiroplectammina elongata* Nik., *Siphonina prima* Plum., *Bolivinita exiqua* Glaesn., *Globigerina subsphaerica* Subb., *Acarinina acarinata* Subb. и др. Вверх по разрезу они сменяются темно-зелеными плотными глинами, известковистыми и

известковистыми, с присыпками алевритов на плоскостях напластования. В этих глинах содержатся чешуи рыб, остатки радиолярий и песчаных примитивных фораминифер (*Rhizammina* sp., *Proteonina* sp.), а также остатки диатомовых водорослей. Возраст глин определяется как верхнепалеоценовый, а мощность их не превышает 40—50 м.

Несколько севернее, в клинообразном грабене купола Чингис, отложения верхнего палеоцена залегают с разрывом на породах маастрихта. Судя по скв. 7, в их основании прослеживается пачка светло-серых легких опок (13 м), в подошве которой встречаются гальки фосфорита и линзы крупнозернистых глауконитовых песков. Выше залегают серые опоковидные глины (3 м), переслаивающиеся со светло-серыми опоками, а затем такие же глины (3 м) с прослоями более темных слоистых пластичных глин. Наконец, еще выше встречена пачка серых опоковидных очень плотных глин (21 м), иногда переходящих в глинистые опоки.

Принадлежность упомянутых отложений (до 40 м) к верхнему палеоцену установлена Ю. П. Никитиной по наличию в них следующего комплекса фораминифер: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Spiroplectammina elongata* J. Nik., *S. spectabilis* Grzyb., *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoidea* Plum., *G. subsphaerica* Subb., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Moroz., *Stensiöina costata* Vass., *S. caucasica* (Subb.), *Cristellaria vortex* White и радиолярий палеоценового облика (Журавлев, 1960).

На Байгутинско-Киильском водоразделе, в Соколовской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Чингис, скв. 8 над мергелями датского яруса вскрыла серые опоковидные глины и кремнистые опоки (20 м), содержащие, по данным Ю. П. Никитиной, верхнепалеоценовый комплекс фораминифер: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Spiroplectammina elongata* J. Nik., *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Stensiöina costata* Vass., *S. caucasica* (Subb.), *Epistomina paleogenica* Mjatl. и др. (Журавлев, 1960).

К востоку, в истоках р. Сагиз, отложения палеоцена известны в Аккольской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Акшукур. Скважина 50, пробуренная в восточной, внешней части этой мульды, над мелоподобными мергелями маастрихта вскрыла пачку глин (18 м) серых и светло-серых, сверху грязно-зеленых, известковистых, сверху слабо известковистых, но заключающих прослой (0,1 м) зеленовато-серого мергеля с *Ostrea* sp.

Глины содержат обильную фауну мелких пелеципод, раковины которых местами образуют линзы ракушняка. В глинах Ю. П. Никитина обнаружила датско-палеоценовый комплекс бентических фораминифер и только наличие в нижней части их разреза *Globorotalia imitata* Subb., *Loxostomum plaitum* Carsey, *Cibicides* ex gr. *lectus* Vass., а в верхней — *Acarinina subsphaerica* Subb. и типичного *Cibicides lectus* Vass. позволяет предполагать присутствие отложений как нижнего, так и верхнего палеоцена. Однако устрицы, встреченные уже в основании глин — *Gryphaea* ex gr. *antiqua* Schwetz., *Amphidonta* (*Gryphaeaostrea*) *eversa* Meb., *Leostrea reussi* Netsch., представлены видами, известными из верхнего палеоцена Мангышлака и Крыма.

В том же районе в грабене соляного купола Шункурколь в фосфоритовом горизонте основания палеогена найдены зубы акул *Odontaspis striata* Winkl., *O. rutovi* Winkl., *Otodus obliquus* Ag. var. *minor* Leg., которые, по мнению Л. С. Гликмана, характерны для самых верхних горизонтов палеоцена.

К востоку от верховьев р. Сагиз в основании морских отложений палеогена, распространенных на плоских водоразделах притоков рек Эмбы и Темир, прослеживается фосфоритовый горизонт (0,2—0,7 м), состоящий из желваков фосфорита, сгруженных в зеленовато-сером кварцево-глауконитовом песке и местами сцементированных в плиту. Над ним расположена пачка серовато-зеленых глинистых кварцево-глауконитовых песков (от 1 до 10 м в более восточных разрезах), иногда содержащих стяжения и невыдержанные по простираению прослоя опоконидных глауконитовых песчаников. Один из таких прослоев (до 1 м) наблюдается в ее кровле, и в нем изредка встречаются расчлененные желваки фосфорита. Эту пачку обычно относят к палеоцену.

В более северных разрезах Подуральского плато отложения палеоцена достоверно неизвестны.

Эоцен

В Волгоградском и Саратовском Поволжье в составе отложений эоцена установлены все три его подотдела. К нижнему эоцену относятся пролейская и царицынская свиты.

Пролейская свита (35—50 м) в нижней части сложена серыми песчанистыми опоками с прослоями серых алевритистых глин. Выше залегают кварцево-глауконитовые алевролиты с прослоями зеленовато-серых кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков и рыхлых песчаников. В самой верхней части свиты преобладают кварцево-глауконитовые пески.

Царицынская свита (15—20 м на севере, 28—30 м на юге) представлена внизу чередующимися грубозернистыми кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, причем в ее основании залегает фосфоритовый слой. Вверх по разрезу пески сменяются глинами и аргиллитами с прослоями опок. Их перекрывают грубозернистые кварцево-глауконитовые пески с прослоями песчаников, линзами фосфоритов и с несколькими местными поверхностями размыва.

К среднему эоцену в Волгоградском и Саратовском Поволжье относится мечеткинская свита (35—40 м), несогласно залегающая на отложениях царицынской свиты. Она представлена зеленовато-серыми глауконитовыми песками и песчаниками, в нижней части — с прослоями окварцованных песчаников. По стратиграфическому положению мечеткинская свита может быть сопоставлена с бучакской свитой Украины.

Верхний эоцен представлен киевской свитой, трансгрессивно перекрывающей породы среднего эоцена. В естественных обнажениях под Волгоградом и у Красноармейска отложения киевской свиты образованы глинами и мергелями, в основании которых прослеживается галечник, состоящий из гальки фосфоритов, опок и мергелей.

Верхнеэоценовый возраст этих отложений установлен по фораминиферам, которые, по заключению Н. Н. Субботиной (Бражникова и др., 1959), аналогичны фораминиферам киевской свиты Украины. Кроме того, из этих пород Г. И. Немков определил *Nummulites wemmelensis* de la Harpe.

Мощность отложений киевской свиты изменяется от 7 м у Волгограда до 40 м в районе Камышина.

Южнее Волгограда отложения киевской свиты вскрыты скважинами и представлены зеленовато-серыми неизвестковистыми глинами, которые сменяются вверх по разрезу мергелистыми глинами и белыми мелоподобными мергелями, а затем кремнистыми глинами. В верхней части разреза свиты залегают зеленовато-серые плотные мергели.

В описанных отложениях содержится богатая и разнообразная микрофауна, позволяющая выделить в них пять микрофаунистических зон (снизу вверх): зону *Nummulites wemmelensis*, *Hentzenina alabamensis*, зону смешанной микрофауны, зону *Radiolaria* и зону *Marginulina behmi*.

Мощность пород киевской свиты в районе пос. Садового составляет 88—117 м.

Необходимо отметить, что Г. П. Леонов принимает более дробное расчленение верхнеэоценовых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья, в составе которых он выделяет елшанские, аксайские и ниже- и верхнебалыклейские слои. По его данным, елшанские слои представлены пачкой светло-серых глин и алевролитов, в основании которой залегают кварцевые пески. Аксайские слои образованы светло-серыми мергелями, переходящими в известковистые глины. Нижнебалыклейские слои сложены пачкой белых мелоподобных и глинистых мергелей, а залегающие с размывом, но связанные с вышележащими отложениями постепенным переходом верхнебалыклейские слои — пачкой известковистых глин. По микрофауне елшанские слои соответствуют куберлинскому, аксайские слои — керестинскому, нижнебалыклейские слои — кумскому, верхнебалыклейские — белоглинскому горизонтам Северного Кавказа.

В западной части Прикаспийской низменности, на междуречье Урала и Волги, отложения эоцена широко распространены в межкупольных депрессиях и вскрыты под породами акчагыла целым рядом скважин.

В Новоузенской опорной скважине отложения эоцена представлены серыми, иногда песчанистыми глинами с тонкими редкими прослоями мелкозернистых глауконитовых песчаников и светло-зелеными известковистыми глинами с углистыми включениями. В их составе условно выделены отложения нижнего (92 м), а также среднего и верхнего (143 м) эоцена.

В Новоказанской опорной скважине нижний эоцен образован зеленовато-серыми неизвестковистыми плотными глинами (до 75 м) с редкими прослоями зеленовато-серых мергелей. В них Е. А. Храмой обнаружены *Anomalina acuta* var. *acuta* Plum., *Globigerina trilocolinoides* Plum., *G. pseudoeocaena* Subb. var. *pseudoeocaena* Subb., *Acarinina subsphaerica* Subb., *A. pentacamerata* Subb., *A. interposita* Subb., *Globorotalia* ex gr. *subbotinae* Mогоz.

Среднеэоценовые отложения (до 30 м) представлены чередующимися темно-серыми, иногда почти черными слабо алевролитистыми глинами, обогащенными обуглившимися растительными остатками, со светлыми зеленоватыми известковистыми глинами и глинистыми мергелями, содержащими тонкие прослойки алевролитов.

В составе верхнеэоценовых отложений выделяются породы куберлинского и керестинского, кумского, белоглинского горизонтов. Куберлинскому и керестинскому горизонтам, по-видимому, соответствует пачка (50 м) светло-серых алевролитистых слабо карбонатных глин, содержащих сверху редкие тонкие прослойки алевролитов. В глинах Е. А. Храмой обнаружены *Turrilina alsatica* Andrea., *Epistomina paleogenica* Mjatl., *Globigerina inflata* Orb., *Hastigerina micra* (Cole), *Acarinina rotundimarginata* Subb., а также немногочисленные примитивные песчаные фораминиферы и радиоларии.

К кумскому горизонту принадлежит пачка (до 70 м) зеленых алевролитистых, иногда слабо карбонатных, глин с тонкими прослойками алевролитов и алевролитов и многочисленными углистыми включениями.

Породы этой пачки содержат радиолярии, а также комплекс фораминифер, характерных для зоны планктонных фораминифер.

Белоглинский горизонт представлен пачкой (свыше 32 м) серовато-зеленых алевритистых слабо карбонатных глин.

В Аралсорской сверхглубокой скв. СГ-1 нижнеэоценовые отложения (до 208 м) без видимых следов перерыва залегают на породах палеоцена и представлены серыми известковистыми глинами, которые подстилаются пачкой (15 м) серых глинистых алевролитов и перекрываются пачкой (15—20 м) светло-серых мергелей. Упомянутые породы содержат нижнеэоценовый комплекс фораминифер: *Globorotalia subbotinae* Mогоz., *Haplophragmoides* aff. *diformis* Andrea, *H. waltheri* Crzjb., *Clavulina angularis* Orb., *Anomalina ekkblomi* Brotz., *A. acuta* Plumm., *A. ammophyla* Gumb., *Cibicides proprius* Brotz., *C. aff. blanpildi* Toul., *Globigerina eocaenica* Terq., *Acarinina pentacamerata* Subb.

Среднеэоценовые отложения (до 152 м) представлены зеленовато-серыми глинами, алевритистыми, внизу неизвестковистыми, но вверх по разрезу постепенно становящимися сильно известковистыми.

Нижняя часть этих глин (неизвестковистых и слабо известковистых) содержит комплекс фораминифер: *Spirosigmoilina mindaleformis* Serova, *Lenticulina iljini* N. Вук., *Anomalina ammophyla* Gumb., *A. granosa dampelae* N. Вук. et Chram., *Globigerina inaequispira* Subb. Комплекс фораминифер, обнаруженный в верхней части этих глин (сильно известковистых), включает: *Lenticulina römeri* Reuss, *L. laticostata* Tutk., *Nodosaria bacillum* Defr., *Marginulina fragaria* Gumb., *Baggina valvuliniformis* N. Вук., *Gyroidina soldanii* Orb., *Anomalina acuta* Plumm., *Siphonina subreticulata* Mjatl.

Верхнеэоценовые отложения (148 м) связаны с породами среднего эоцена постепенными переходами и представлены серыми и зеленовато-серыми глинами, слабо известковистыми и оскольчатými. Глины эти включают комплекс фораминифер: *Lenticulina römeri* Reuss, *Anomalina acuta* Plumm., *A. affinis* Hantk., *Baggina valvulinariaformis* N. Вук., *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina apertura* Cushman.

Наконец, на Акобской, Урдинской, Казталовской и Фурмановской площадях в составе нижнеэоценовых отложений различаются нижняя и верхняя пачки мощностью до 90—100 м каждая.

Нижняя пачка нижнего эоцена образована темно-серыми тонко-слоистыми, некарбонатными, иногда слабо карбонатными глинами, внизу содержащими присыпки глауконитовых песков на плоскостях напластования. В глинах ее основания (скв. 14 Акобской площади) Е. А. Храмая обнаружила появляющиеся в раннем эоцене фораминиферы *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Globigerina* ex gr. *eocaenica* Terq., *G. pseudoeocaena* Subb., *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. acarinata* Subb., *Bulimina subtruncana* Hagп. и др., а Г. Э. Козлова — эоценовый комплекс радиолярий. Вышележащие глины содержат лишь бедный комплекс фораминифер и только в верхней части пачки встречаются *Spiroplectamina postspectabilis* Chram., *Cristellaria* sp., *Siphonina praelata* N. Вук., *Globigerina* ex gr. *eocaenica* Terq., *Globorotalia crassata* Cushman.

Верхняя пачка нижнего эоцена сложена серыми некарбонатными глинами, иногда с прослоями темно-серых и серых слабо карбонатных глин, мергелей и песчаников, местами (скважины 14 и 24 Акобской площади) с прослоями радиоляритов. В этой пачке в большом количестве встречаются радиолярии, а среди фораминифер — *Globorotalia marginodentata* Subb. К среднему эоцену на упомянутых площадях

относятся серые и светло-серые, в отдельных прослоях зеленоватые алевритистые глины, в основном неизвестковистые, но иногда содержащие тонкие прослой мергелей. В нижней части этой пачки (скв. 24 Акобской площади) Е. А. Храмая обнаружила многочисленные фораминиферы, среди которых преобладают планктонные *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissler), *Globigerina eoacaena* Gümb., *G. pseudo-eoacaena* Subb., *G. aff. eoacaena* Terq.

Верхний эоцен представлен зеленоватыми глинами, карбонатными и некарбонатными, содержащими редкие тонкие прослойки светлых мергелей (Акобская площадь), песчаников и алевролитов (Казталовская площадь), причем иногда (Урдинская площадь) в самых верхах разреза мергели заметно преобладают над другими породами.

В составе пород верхнего эоцена выделяются отложения куберлинского, керестинского и кумского горизонтов. Глины куберлинского и керестинского горизонтов (скв. 14 Акобской площади), по данным Е. А. Храмой и А. П. Печенкиной, содержат внизу (нижние 55 м) комплекс фораминифер: *Cyclammina pseudocancellata* Chal., *Ammomarginulina insignidentata* (Subb.), *Hantkenina* sp., *Hastigerina micra* (Cole), *Acarinina rotundimarginata* Subb., а сверху (верхние 70 м) — *Cyclammina pseudocancellata* Chal., *Lenticulina laticostata* Tutk., *Hantkenina alabamensis* Cushman, *Globigerinoides subconglobatus* Chal. Отложения кумского горизонта (50 м) охарактеризованы комплексом фораминифер: *Lenticulina asnagulensis* N. Вук., *L. ipatovcevi* Orb., *Pseudoparrella almaensis* (Saml.), *Globigerina eoacaena* Terq., *G. corpulenta* Subb., *Hastigerina micra* (Cole). В прослоях некарбонатных глин здесь встречаются примитивные песчаные фораминиферы.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения палеогена наиболее полно изучены по скважинам, пробуренным в районах, тяготеющих к р. Урал.

Отложения нижнего эоцена (до 35 м) представлены здесь серыми, различными по тону и оттенкам, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, с прослоями песков, песчаников, алевритов и алевролитов. Эти породы содержат характерный для нижнего эоцена комплекс фораминифер: *Globigerina pseudo-eoacaena* Subb., *Acarinina rugosoaculeata* Subb. и др.

Породы среднего эоцена (до 200 м), как правило, согласно залегают на нижнеэоценовых отложениях. В районе пос. Мергеневского в их основании встречается галька фосфоритов и кремней, заключенная в глауконитовых песках. Отложения среднего эоцена представлены зеленовато-серыми и темно-серыми, в отдельных прослоях буровато-серыми глинами известковистыми, местами опоковидными, с присыпками серых алевритов, с прослоями темно-серых известковистых алевролитов, реже — песков и зеленовато-серых крепких известняков.

Эти отложения содержат чешую рыб, раковины *Pteria elytracae* Rom., *Varianussium captiosum asiatica* Kogob. et Mak. В них встречен комплекс фораминифер: *Truncorotalia aragonensis* Nutt., *Acarinina pentacamerata* Subb., *Paragaudryina pseudonavarroana* Balakhm., *Valvulineria intenta* N. Вук., *Gyroidina nonioformis* Gram., *Baggina valvulineriaformis* N. Вук., *Anomalina ammpyla* Gümb., *Cibicides* J. Nik., *C. dampelae* N. Вук., *C. ungerianus* Orb., *Globigerinella voluta* Ehrenb., *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *B. ovata* Orb., характерный для зоны *Truncorotalia aragonensis* среднего эоцена.

Верхнеэоценовые отложения (до 145 м), постепенно сменяющие породы среднего эоцена, представлены глинами серыми, зеленовато-серыми, темно-зелеными, реже темно-серыми, известковистыми, неяснослоистыми, с присыпками алевритов и прослоями алевролитов.

Перечисленные породы содержат чешую рыб, раковины *Variamusium* cf. *rubastschaica* К о р о б., *Cuspidaria aralensis* J a r k i n., *C. tschelicariensis* J a r k i n., *Pleurodon baskarensis* К о р о б. et M a k., а также комплекс фораминифер, близкий к комплексу зоны *Bolivina* белоглинской свиты Северного Кавказа: *Spiroplectammina carinata* O r b., *Pseudocyclammina discamminaeformis* B a l a k h m., *Eponides subumbonatus* M j a t l., *E. umbonatus* R e u s s, *Anomalina acuta discoidea* B a l a k h m., *A. acuta taurica* S a m o i l., *A. granosa* H a n t k., *Virgulina schreibersiana* C z j z., *Bolivina antegressa* S u b b., *B. nobilis* H a n t k., *Bulimina sculptilis* C u s h m., *Uvigerina pygmaea* O r b., *U. jaksonensis* C u s h m., *U. hispida* S c h w.

Несколько севернее, на горе Сантас близ оз. Шалкар, а также по обрамлению Прикаспийской низменности, на отрогах Общего и Зауральского Сыртов характер отложений нижнего эоцена несколько изменяется. От размыва здесь обычно сохраняются лишь низы их разреза — озинковский горизонт (2—5 м), отложения которого обнажены вблизи поселков Озинки и Шипово на Общем Сырте, по р. Камамбай на Зауральском Сырте и на горе Сантас.

Озинковский горизонт залегает с размывом на породах палеоцена и в его основании прослеживается фосфоритовый галечник или конгломерат. Выше залегают сливные песчаники с богатой фауной моллюсков, изученной В. И. Ярким (1958). Среди них наиболее характерными являются: *Chlamys armanshewski* L u b., *Lynosia leonowi* M u g o m., *Pteria media* S o w., *Pectunculus volgodonicus* L u b., *Aporrhais korobkovi* M u g o m. Эта фауна, по заключению В. И. Яркина, близка к фауне каневского яруса Украины. В погруженных участках нижняя часть озинковского горизонта сложена глинами и опоками с прослоями глауконито-кварцевых песчаников.

На озинковском горизонте (точнее, слоях) залегает толща глин и глауконитовых песчаников, сопоставляемая В. И. Ярким с тасаранской свитой Северного Приаралья. В районе хутора Хорольского обнаружены глины и песчаники с фауной, аналогичной той, которая известна из отложений тасаранской свиты.

На куполе Шалкар, на северном берегу одноименного озера, отложения среднего эоцена представлены серыми и светло-серыми глинами и песками с прослоями песчаников и алевролитов. Предполагается, что они содержат линзы нуммулитовых известняков, которые, по определению Н. Н. Бархатовой, содержат *Nummulites distans* D e s h. (A, B), *N. irregularis* D e s h. (A), *N. murchisoni* R ü t. (A, B), *Discocyclina archiaci* (S c h l u m b.) и др.

Выше прослеживаются глинистые мергели и карбонатные глины с комплексом моллюсков, характерных для акчатской свиты Северного Приаралья (Яркин, 1959).

На Южной Эмбе отложения нижнего, среднего и частично верхнего эоцена (куберлинского (?) и керестинского горизонтов) составляют агниязскую свиту, которая подразделяется на три пачки (Айзенштадт, Колтыпин, Размыслова и др., 1967).

Нижняя пачка образована зеленовато-белыми глинистыми известняками и светло-серыми, слегка зеленоватыми, мергелями с прослоями темно-серых известковистых глин, реже — красновато-бурых мергелей. Местами в ее основании прослеживается слой с кремневой, известняковой, песчаниковой или фосфоритовой галькой.

Средняя пачка сложена белыми глинистыми известняками и розовато-серыми мергелями с прослоями темно-серых известковистых глин. В глинистых известняках встречаются линзовидные скопления, а иногда и прослой обугленного растительного детрита.

Верхняя пачка представлена белыми, серыми и зеленовато-серыми, в верхней части буроватыми мергелями, с прослоями глинистых известняков.

К югу в составе агниязской свиты все чаще встречаются зеленовато-серые глины. Мощность ее отложений изменяется от 60 до 90 м.

В отложениях агниязской свиты выделяются аналоги микрофаунстических зон Северного Кавказа и Крыма. Границы этих зон условны, но в общих чертах нижнеэоценовая зона *Globorotalia subbotinae* отвечает нижней пачке агниязской свиты, среднеэоценовая зона *Truncorotalia aragonensis* — ее средней пачке, а среднеэоценовая зона *Acarinina crassaformis* и верхнеэоценовая зона *Hantkenina alabamensis* и *Acarinina rotundimarginata* — ее верхней пачке.

Выше прослеживаются аналоги кумского горизонта (40—55 м), представленные бурыми и зеленовато-бурыми мергелями, глинистыми мергелями и известковистыми глинами, тонкослоистыми, с мелким рассеянным ракушечным детритом и с остатками рыб, среди которых преобладают чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom. В верхней части верхнего эоцена прослеживаются аналоги белоглинского горизонта (до 120—145 м), образованные серовато-зелеными глинами, внизу карбонатными, с прослоями мергелей, вверху — некарбонатными. Нижняя, большая часть разреза (около 100—120 м) соответствует зоне *Globigerinoides conglobatus* и зоне крупных глобигерин, а верхняя его часть аналогична зоне *Bolivina*.

На Подуральском плато морские отложения эоцена обычно распространены локально и встречаются в некоторых компенсационных мульдах, местами — в грабенах соляных куполов и изредка — в наиболее погруженных частях межкупольных депрессий. Только на самом юге Подуральского плато, преимущественно по левобережью р. Эмбы, они распространены на значительных площадях, разделяющих здесь уже редкие соляные купола. Характер их разреза, облик составляющих его пород и их мощность остаются близкими к установленным на Южной Эмбе, за тем лишь исключением, что в самых низах разреза здесь уже не прослеживаются породы красных и розовых тонов.

Севернее, в пределах междуречий Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила (в их среднем течении), над породами палеоцена прослеживаются отложения нижнего эоцена (от 10 до 45 м): темно-серые опоки, переходящие вверх по разрезу в зеленовато-серые слабо известковистые глины. Эти породы заключают комплекс фораминифер: *Globorotalia subbotinae* Mогоз., *G. aff. aragonensis* Nutt., *Textularia carinata* Orb., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Acarinina crassaformis* Gall et Wissl., *Anomalina pseudoacuta* J. Nik. et Mjatl., *A. mantaensis* Gall et Wissl., *A. scrobiculata* Schw., *A. granosa* Hantk., *Cristellaria iljini* N. Byk., *C. longiforma* Plum., *Bolivinaopsis carinatiformis* Mогоз., *Cibicides floridana* Orb., *C. perlucidus* Nutt., который соответствует нижнеэоценовой зоне *Globorotalia subbotinae* Северного Кавказа.

Среднеэоценовые отложения (50—80 м) представлены темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми и зелеными известковистыми глинами с гнездами и прослойками светло-серых алевритов и зеленовато-серых мелкозернистых песков. Пески иногда переходят в рыхлые известковистые песчаники, содержащие среднеэоценовые нуммулиты *Discocyclina pratti* Nesch., *Nummulites murchisoni* Brunn., *N. necri* de la Harpe, *N. distans* Leym. (определения С. С. Кузнецова и И. В. Качарова).

Ю. П. Никитина на основании изучения фораминифер в составе среднеэоценовых отложений южной части Подуральского плато выде-

ляет две зоны: нижнюю — *Truncorotalia aragonensis* и верхнюю — *Acarinina crassaformis*.

Для нижней зоны характерен следующий комплекс фораминифер: *Spiroplectammina carinatiformis* Мороз., *S.* ex gr. *pischvanovae* F. et F., *Valvulineria polythalamia* Balakhm., *Lenticulina iljini* N. Вук., *Acarinina pentacamerata* Subb., *Uvigerinella pentacamerata* Subb., *Anomalina scrobiculata* Schw., *Globigerina varianta* Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *Cibicides eocaenus* Gumb.

Верхняя зона охарактеризована следующими видами фораминифер: *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *Baggina valvulineriaformis* N. Вук., *Uvigerina costellata* Мороз., *U.* ex gr. *asperula* Cz y z., *Bolivina midwayensis* Cushman.

Наиболее полно изученные и хорошо охарактеризованные комплексами микрофауны отложения верхнего эоцена установлены в истоках р. Сагиз, в Аккольской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Акшукур. Однако, прежде чем переходить к их рассмотрению, необходимо отметить, что в скв. 50, пробуренной в восточной, внешней части этой мульды, отложения нижнего эоцена (32 м) представлены светло-серовато-зелеными известковистыми глинами с зернами глауконита, а в нижней части — с галькой более плотных темных глин и мелкой галькой фосфорита.

Отложения среднего эоцена (70 м) образованы серовато-зелеными известковистыми глинами, которые вниз по разрезу содержат прослой буровато-зеленовато-серых глин, а вверх — сменяются желтовато- и светло-зелеными бескарбонатными глинами.

Отложения верхнего эоцена начинаются слоем (2 м) грязно-зеленых алевролитистых глин с мелкой галькой в основании. Выше залегают глины зеленые, серовато- и грязно-зеленые, зеленовато-серые, различные по тону, в основном бескарбонатные, алевролитистые, внизу содержащие пропластки алевролитов.

В составе отложений верхнего эоцена здесь выделяется ряд горизонтов и зон, содержащих руководящие комплексы микрофауны (по данным Ю. П. Никитиной).

В нижней части разреза (31 м) глины содержат комплекс фораминифер, в составе которого имеются виды, известные из куберлинского и керестинского горизонтов Предкавказья и нижекиевских отложений Украины: *Bolivina quasiplicata* Subb., *B. pussila* Schwag., *Lenticulina (Vaginulinopsis) decorata* (Reuss). Встреченный здесь же комплекс радиолярий, по мнению В. И. Загороднюк, характеризуется смешанным составом верхне- и среднеэоценовых видов, однако в нем отсутствуют весьма характерные для отложений среднего эоцена представители родов *Amphybrachium*, *Amphycarydiscus*, *Spongurus* и др. Диатомовые и жгутиковые водоросли также не противоречат отнесению вмещающих их слоев к верхнему эоцену.

Выше по разрезу выделяются глины, отвечающие кумскому горизонту (15 м) и охарактеризованные комплексами фораминифер: *Spiroplectammina* ex gr. *facetis* Rodionova, *Lenticulina micra* J. Nikit., *Cibicides costatus* (Hantk.), *Globigerina turkmenica* Chalil., *Hastigerina micra* (Cole), а также радиолярий: *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Heliodiscus lentis* Lipm., *Stylotrachus radiatus* Lipm., *Sethopyramis victori* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., *S. multiplicatus* Lipm.

Вышележащая пачка (73 м) глин, сверху алевролитистых, сопоставляется с белоглинским горизонтом. В них встречен комплекс фораминифер: *Haplophragmoides macer* Ter-Grig., *H.* ex gr. *latidorsatus* (Bornem.), *Cyclaminina pseudocancellata* Chalil., *Pseudocyclamina*

discaminaeformis Subb., *Spiroplectamina* ex gr. *facetis* Rodionova, *Bolivina* cf. *asiatica* Moroz., *Proteonina difflugiformis* Brady, *Reopax plana* Halk., *Karrieriella longula* Subb. В верхней части этих глин (верхние 10 м) присутствуют: *Cibicides almaensis* Saml., *C.* ex gr. *janschini* J. Nik., *Uvigerina asperopygmea* Moroz., *U. tenuistriata* Gard., *Caucasinella pseudoelongata* N. Вукова, *Ceratobulimina intrusa* N. Вукова. В той же пачке обнаружен комплекс радиолярий: *Cenosphaera turkmenica* Lipm., *C. mariae* Lipm., *Phacodiscus testatus* Kosl., *Sethocyrtis minimus* Lipm., *Tripospyrus karakumensis* Moks. Среди микрофлоры обычных становятся представители родов *Melosira*, *Xantiropaxis*, *Triceratium* и др.

Разрез морских отложений палеогена в Аккольской компенсационной мульде заканчивается пачкой (66 м) глин. В самой ее нижней части встречен комплекс фораминифер: *Spiroplectamina tuaevi* Moroz., *Bulimina sculptilis* Cushman, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *U. asperopygmea* Moroz., *Bolivina* sp. sp. ind. (*B.* cf. *mississippiensis*? Cushman, *B.* cf. *quasiplicata*? Subb.). Несколько выше встречаются только *Glomospira gloria* Ter-Grig. и различные нехарактерные *Haplophragmoides* sp. В верхней части пачки встречены *Spiroplectamina* ex gr. *carinata* (Orb.), *Virgulina schreibersiana* Cziz., *Cibicides ungerianus* Orb., *C.* ex gr. *speciosus* Cushman et Gederst., *C. rarus* Chram., *Melonis dosularensis* (Chalil.), *Ceratobulimina* sp. Помимо фораминифер глины этой пачки содержат пеллециподы, скафоподы и гастроподы: *Dentalium trautscholdi* Koen., *Barbatia* ex gr. *decussata* Nyst. et West, *Leda alexeevi* (Miron. et Jarkin), *L.* ex gr. *perovalis* Kaener, *Pseudamussium corneum* Sow., *Astarte radiata* (var. Nob.) Nyst., *Ritella plana* (Beyrich), *Vexillum* sp. (ex gr. *suliferum* Koen.), *Rostellaria excelsa* Giebel. Приведенная фауна характерна для верхних слоев эоцена и нижних слоев олигоцена. Она позволяет сопоставить данную пачку глин с чеганской свитой Северного Приаралья и Устюрта, относящейся к верхнему эоцену — низам нижнего олигоцена. Над ее глинами залегают континентальные отложения олигоцена.

К востоку от верховьев р. Сагиз морские отложения палеогена слагают плоские водоразделы левых притоков рек Эмбы и Темира. Здесь над маломощной пачкой немых песков, которая условно отнесена к палеоцену (см. выше), залегают зеленовато-серые бескарбонатные, то более, то менее песчаные, а в отдельных прослоях опоковидные глины. В них содержатся зубы *Odontaspis macrota* Ag. и комплекс микрофауны, характерный для эоцена. По заключению В. Г. Морозовой, в нем наряду с формами, не встречающимися в разрезах Южной Эмбы выше зоны *Truncrotalia aragonensis* среднего эоцена, отмечены формы, известные из подлиролеписовых слоев и слоев с *Lyrolepis caucasica* верхнего эоцена.

По левобережью р. Темир в средней части этих глин появляются тонкие прослойки, а в верховьях левого притока р. Кольденентемир — р. Кублей — слои светло- и зеленовато-серых кварцево-глаукоцитовых песков (до 3—4 м), иногда переходящих в опоковидные песчаники. Выше среди коричневатых-серых опоковидных глин прослеживаются прослойки ожежененных плотных тонкоплитчатых алевролитов. Мощность опоково-глинистой пачки отложений эоцена по левобережью рек Эмбы и Темир достигает 40—50 м.

В западных районах северной части Подуральского плато морские отложения эоцена сохранились от последующего размыва в ограниченном количестве пунктов. В частности, они известны на Байгутинско-Киильском водоразделе в Соколовской компенсационной мульде, сопря-

женной с куполом Чингис, а также в клинообразном грабене этого купола (Журавлев, 1960). В последнем скв. 7 над опоковидными глинами и опоками верхнего палеоцена вскрыла темно-серые и серые известковистые глины (7 м) с прослоями и линзами серых опоковидных глин и преимущественно внизу разреза — слюдистых алевроитов. Комплекс микрофауны из этих глин характеризуется смешанным составом эоценовых и палеоценовых видов, однако Ю. П. Никитина считает их аналогами пролейской свиты Волгоградского Поволжья.

Выше залегают темно-серые глины (16 м) с прослоями серых опоковидных глин и опок, зеленовато-серые известковистые глины (3 м) с прослойками и гнездами зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песков, серые алевроиты (6 м) с частыми прослоями серых глин, кварцево-глауконитовых песков и песчаников, затем — такие же алевроиты (11 м) с редкими прослойками глин, темно-зеленых кварцево-глауконитовых песков и песчаников. Из этих слоев Ю. П. Никитина определила комплекс фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae* нижнего эоцена, для которого наиболее характерными являются *Globorotalia* sp. (с высокими камерами), *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *Acarinina intermedia* Subb., *Nonionella turgida* Cushman, а также мелкие нуммулиты и дискоциклины. Мощность отложений нижнего эоцена в данном разрезе 43 м при мощности отложений зоны *Globorotalia subbotinae*, равной 36 м.

Над алевроитами нижнего эоцена прослеживаются светло-серые глинистые алевролиты (свыше 16 м) с линзовидными прослойками зеленых кварцево-глауконитовых песков и прослойками светло-серых опоковидных тонкозернистых песчаников. Из этих пород Ю. П. Никитина определила комплекс микрофауны: *Globigerinella voluta* Ehrenb., *Cibicides* ex gr. *frigidanus* (Orb.), *Loxostomum applinae* (Plumm.), *Nodosaria bacillum* Defr., *Lenticulina longiforma* (Plumm.), *L. rotulata* (Roem.), а также радиолярии эоценового облика — *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp. Наличие комплекса позволило Ю. П. Никитиной отнести вмещающие породы к среднему эоцену и сопоставить их условно с царицынской и мечеткинской свитами Волгоградского Поволжья.

В Соколовской компенсационной мульде по скв. 8 над опоковидными глинами и опоками верхнего палеоцена прослеживаются серые известковистые алевроитистые или жирные глины (10 м) зоны *Globorotalia subbotinae* нижнего эоцена. Над ними выделяются отложения зоны *Truncorotalia aragonensis* среднего эоцена — зеленовато-серые и серые известковистые, иногда опоковидные глины (свыше 37 м), внизу с прослоями темно-серых окремненных опок, выше — с прослойками серых слюдистых песков, алевролитов и кремнистых песчаников.

Над этими глинами близ пос. Новосельного прослеживаются грязно-серовато-желтые глинистые пески (0,4 м) с рассеянными желваками зеленовато-черных фосфоритов и гравием кварца и кремня, а также с хрупкими створками мелких *Ostrea* sp., мелкими позвонками, костями и зубами акул *Odontaspis winkleri* (Ag.) Ler., *O. macrota* Ag., *O. hopei* Ag., *Xiphodolamia ensis* Leidy, *Otodus* sp. (определения В. В. Меннера). В желваках фосфоритов встречаются обрывки водорослей *Lithothamnium* sp., многочисленные *Nummulites murchisoni* Виллмер, известные из мотецкого яруса среднего эоцена Западной Европы, а также более редкие *Nummulites gizehensis* (Forsk.) var. *armeniensis* Meffert и *Operculina* sp. (определения С. С. Кузнецова). Наконец, в песках содержится комплекс микрофауны: *Siphonodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Globigerina* aff. *eocaenica* Terq., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessn., *Cibicides ungerianus* (Orb.), *Anomalina grosse-*

rugosa (Gümb.), указывающий на принадлежность их к среднему эоцену (определения В. Г. Морозовой).

Над этим слоем песков прослеживаются зеленовато-серые, различные по тону, плотные опоковидные тонкопесчаные глины, с многочисленными прослойками внизу светло-серых кварцево-глауконитовых опоковидных, вверху — серых кремнистых песчаников. Их мощность, по расчетным данным, достигает 53 м.

В низах разреза этих глин встречен комплекс микрофауны, в составе которого присутствует *Acarinina pentacamerata* (Subb.). Наряду с *Clavulina aquaschanica* Damp., *Bifarina millepunctata* (Tutk.), встречающимися на Южной Эмбе в отложениях зоны *Acarinina crassaformis* верхов среднего эоцена, Ю. П. Никитина считает, что низы этих глин являются аналогами зоны *Acarinina crassaformis*, отвечающей верхней части лютецкого яруса. Слой глауконитовых песков с желваками фосфоритов, отмеченный выше, залегает в подошве отложений этой зоны. Однако более высокая часть разреза этих глин, по-видимому, отвечает уже верхнему эоцену.

Мощность морских отложений эоцена в Соколовской компенсационной мульде достигает 90 м. В южной части той же мульды над ними прослеживаются пески верхней части верхнего эоцена, имеющие континентальное происхождение. Таким образом, здесь раздел между морскими и континентальными фациями палеогена проходит внутри отложений верхнего эоцена, тогда как юго-восточнее, в истоках р. Сагиз, он проходил в низах отложений олигоцена.

К востоку отсюда, на междуречье Уила и Сары-Хобды, в верховьях рек Уил и Кара-Хобда, а также на междуречье Уила, Кара-Хобды и Илека морские отложения среднего и частично верхнего эоцена сохранились лишь в некоторых мульдах. Здесь они представлены зеленовато-серыми и серовато-зелеными глинами, обычно бескарбонатными и опоковидными, с прослоями серовато-зеленых кварцево-глауконитовых песков и опоковидных песчаников, а также прослой светлых, почти белых опок. Вверх по разрезу количество прослоев опоковидных песчаников и опок постепенно увеличивается. В основании упомянутых глин, на песчано-мелу маастрихта или на глинах кампана, обычно залегают серовато-зеленые кварцево-глауконитовые грубозернистые пески (до 0,3 м) с рассеянной мелкой галькой кварца, желваками и гальками фосфорита, фосфоритизированными ядрами верхнемеловых пелелипод и окатанными обломками зубов акул. Общая мощность морских отложений палеогена (эоцена) здесь обычно не превышает 30—35 м.

Несколько севернее и северо-западнее, в бассейнах рек Большая Хобда и Утва, морские отложения палеогена наблюдаются лишь в максимально погруженных участках некоторых межкупольных депрессий. Они сложены светло-серыми, обычно коричневатыми, желтоватыми или синеватыми бескарбонатными кремнистыми глинами и опоками, в основании которых рассеяны темно-коричневые желваки фосфорита. В самых нижних горизонтах (нижние 0,5 м) опоки содержат зерна кварца и глауконита, выше — мелкие блестящие слюды. В верхних горизонтах они заключают заметную примесь тонкого песчаного материала и иногда переходят в опоковидные алевриты или опоковидные тонкозернистые песчаники, зачастую слабо сцементированные. В опоках изредка встречаются неопределимые отпечатки двустворок, одиночные кораллы и зубы акул, а в песчаных разностях пород — ближе неопределимые ядра *Meretrix* sp., *Cyprina* sp., *Cyrena* sp. и *Tellina* sp. Мощность морских отложений палеогена (по-видимому, эоцена) здесь не превышает 30—40 м (Безруков, 1936).

Олигоцен

Морские отложения олигоцена встречены в ограниченном числе пунктов Прикаспийской впадины, причем, несомненно, что они далеко еще повсеместно выделены в разрезах пород палеогена.

В Волгоградском Поволжье отложения олигоцена известны в составе пород майкопской серии, которая в районе г. Волгограда разделяется на три пачки.

Нижняя пачка (20—30 м) сложена серыми известковистыми микрослоистыми глинами, которые содержат на плоскостях наслоения присыпки алевритов и чешую рыб.

Средняя пачка (20 м) представлена алевритовыми глинами с прослоями темно-зеленых песков и алевритов.

Верхняя пачка (20 м) образована темно-серыми плотными глинами.

Ожнее, в районе с. Садового, в составе отложений майкопской толщи выделяется пять литологических пачек, три из которых отвечают определенным микрофаунистическим зонам (Бражников и др., 1959).

Нижняя пачка представлена зеленовато-серыми микрослоистыми глинами, в нижней части известковистыми, содержащими микрофауну зоны *Bulimina (Caucasina) schischkinskajae* — *Bulimina schischkinskajae* Samol., *Cibicides oligogenicus* Samol. — и отвечающими хадумскому горизонту Предкавказья.

В вышележащей пачке зеленовато-серых глин микрофауна отсутствует.

По микрофауне, содержащейся в нижней пачке, и стратиграфическому положению обе пачки отнесены к нижнему олигоцену. Их общая мощность достигает 50—60 м.

Выше залегает пачка темно-серых и буроватых глин (35—50 м), в которых содержатся фораминиферы зоны *Cibicides pseudoungerianus* Cushman.

Над ней прослеживается пачка зеленовато-серых известковистых глин, по простирацию переходящих в мергелистые глины и мергели (25—40 м). В мергелях содержится большое количество остракод, наличие которых позволяет выделить всю пачку в остракодовую зону, сопоставимую со II остракодовым пластом Предкавказья. По мнению В. Г. Морозовой, она соответствует верхам среднего олигоцена. Этот же возраст имеет и нижележащая пачка глин с *Cibicides pseudoungerianus* Cushman.

Разрез майкопских отложений Волгоградского Поволжья заканчивается мощной (до 120 м) пачкой темно-серых глин, в верхней части которых прослеживается до двух прослоев плотных сидеритовых песчаников. Палеонтологические остатки в глинах отсутствуют и поэтому их возраст может быть определен лишь условно. Они, вероятно, относятся к среднему майкопу (к верхнему олигоцену), но, возможно, и к низам верхнего майкопа (к нижнему миоцену).

По р. Волге в районе с. Черный Яр под отложениями акчагыла скважиной вскрыты серые песчаные глины с прослоями разнозернистых песков и сидеритов. Их пройденная мощность составляет 280 м, но контакт с нижележащими отложениями не установлен. По Я. С. Эвентову (1958), на основании палинологических остатков эти глины могут быть отнесены к среднему майкопу (к верхнему олигоцену).

В западной части Прикаспийской низменности, в пределах между-речья Урала и Волги, отложения олигоцена известны в единичных на-

более глубоко прогнутых компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях. На породах эоцена они залегают с размывом и представлены серыми и бурыми, с зеленоватым оттенком, слабо известковистыми глинами (50—100 м) с большим количеством рыбьей чешуи, сильно притизированными. В глинах обнаружен комплекс фораминифер зоны *Spiroplectamina carinata* и *Cibicides pseudoungerianus*, характерный для нижнемайкопских отложений Крыма и Кавказа. Более высокие горизонты майкопской свиты, отвечающие верхнему олигоцену и миоцену, здесь неизвестны и, возможно, смыты в предакчагыльское время.

В Аралсорской сверхглубокой скв. СТ-1 отложения олигоцена согласно залегают на породах верхнего эоцена и трансгрессивно перекрыты отложениями акчагыла. Они представлены глинами (50 м) серыми и зеленовато-серыми, слабо известковистыми, оскольчатыми и комковатыми. По данным А. Г. Шлейфер, в упомянутых глинах содержится микрофауна: *Rhabdommina* sp., *Lenticulina römeri* Reuss, *L. sp.*, *Anomalina acuta* Plum. и др.

В восточной части Прикаспийской низменности отложения олигоцена вскрыты скважиной в грабене купола Горяченского, лежащего юго-западнее оз. Шалкар. Контакт их с подстилающими породами не установлен.

В нижней части известного разреза залегают глины (15,7 м) зеленые, аргиллитоподобные, слабо песчанистые, неизвестковистые, слюдистые, с ходами илоедов, выполненными пиритом. В глинах обнаружены отпечатки крабов и многочисленных моллюсков: *Cardium (Cerastoderma) seragasicum* Noss., *Lentidium (Janschinella) cf. melitopolitanum* Noss., *Nucula* ex gr. *compressa* Jarkin (определения В. И. Яркина). В них же Ю. П. Никитина определила фораминиферы *Nonion dosularensis* Chalil. и остракоды *Cytheridea* ex gr. *sukatchovae* Rosyeva, *C. karakumensis* Rosyeva, *Trachyleberis* sp.

Выше залегают глины (10,5 м) темно-серые с зеленоватым оттенком, сильно алевритистые, слюдистые, неизвестковистые, плотные, с углистыми включениями, в нижней части аргиллитоподобные, очень плотные, с раковистым изломом.

Местный разрез отложений олигоцена заканчивается зеленовато-серыми кварцево-слюдистыми алевролитами (0,5 м) с карбонатным цементом, над которыми лежат породы акчагыла.

Встреченные в глинах палеонтологические остатки, по заключению В. И. Яркина, характерны для серагозских слоев Причерноморья, относимых к верхам среднего олигоцена.

Южнее, в районе оз. Индер, отложения олигоцена вскрыты скважинами под породами акчагыла в компенсационной мульде, сопряженной с куполом Багырдай. Здесь они залегают над глинами верхнего эоцена и представлены зеленовато-серыми, светло-серыми алевритистыми неизвестковистыми глинами (88 м) с редкими прослоями известковистых глин.

Из нижней части глин (нижние 60 м) Ю. П. Никитина определила комплекс фораминифер: *Cibicides* ex gr. *pseudoungerianus* Cushm., *Nonion praeivius* Subb., *N. dosularensis* Chalil., характерный для хадумского горизонта Предкавказья и позволяющий относить вмещающие его отложения к нижнему олигоцену.

В верхней части глин (верхние 28 м) содержится комплекс фораминифер: *Spiroplectamina carinata* Orb., *Cibicides pseudoungerianus* Cushm., *C. speciosus* Cushm., *Boltvina mississippiensis* Cushm., *Nonion praeivius* Subb., *N. dosularensis* Chalil., свойственный

баталпашинской свите Предкавказья, которая относится к верхам нижнего майкопа (к среднему олигоцену).

Еще южнее, в низовьях р. Урал и на Южной Эмбе, в составе отложений олигоцена по фауне фораминифер (определения Ю. П. Никитиной) выделяются аналоги хадумского горизонта Предкавказья, а также искинская и абжельская свиты.

Аналоги хадумского горизонта (до 40—45 м) на куполе Искине представлены чередующимися зелеными неизвестковистыми глинами и светлыми мергелями, которые сменяются в верхней части однородными зелеными глинами. В этих породах встречены *Virgulina schreibersiana* Czjz., *Ceratobulimina untrusa* Бук., *Cibicides oligocenicus* Samoil., *Valoulineria iphigenia* Samoil., *Nonion umbilicatulus* Mont., *Bolivoides reticulatus* Hantk.

На куполах Алимбай, Биекжал, Кызылкудук, Тентяксор, Бисбулюк аналогами хадумского горизонта являются серые и коричневато-серые глины, которые вверх по разрезу становятся все менее карбонатными и все более песчанистыми.

Выше залегает искинская свита (120—140 м), представленная на куполах Искине, Черная Речка и Кызылкудук ярко-зелеными неизвестковистыми листоватыми глинами, которые кверху становятся желтоватыми и опесчаниваются.

В глинах встречены остракоды и комплекс фораминифер: *Spiroplectammina carinata* Orb., *Cibicides pseudoungerianus* Cushman., *Bulimina schischkinskajae* Samoil., *Nonion umbilicatulus* Mont. Приведенный комплекс обычен для нижнемайкопских отложений Ергеней, Поволжья и Крыма и характеризует зону *Caucasina*. Фауна фораминифер этой зоны близка к среднеолигоценовой фауне Северной Америки и Западной Европы.

В Абжельской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Абжель, на глинах, сходных с глинами искинской свиты, согласно залегают буровато-серые неизвестковистые глины (свыше 30 м) с гнездами глауконита, кварцевой гальки и буровато-зеленых глинистых песков. Эти глины выделены в абжельскую свиту и содержат комплекс фораминифер: *Nonion* ex gr. *schreibersiana* Czjz., *Elfidium* sp., который, по мнению Ю. П. Никитиной, вероятно, характерен для верхнего олигоцена.

Несколько северо-западнее Абжельской компенсационной мульды, по правобережью р. Урал, отложения искинской и абжельской свит вскрыты скважинами под отложениями акчагыла в Жаскайратской вдавленной компенсационной мульде купола Кшил-Соркабак.

Искинская свита (свыше 43 м) представлена переслаивающимися глинами и песками с тонкими прослойками песчаников. Глины темно-серые, иногда зеленоватые, плотные, часто аргиллитоподобные, неизвестковистые, алевритистые, слюдястые, с тонкими присыпками алевритов и с сажистыми налетами. Пески и песчаники серовато-зеленые, серые, темно-серые, полимиктовые, мелкозернистые. В нижней части разреза преобладают глины, в верхней — пески и тонкое переслаивание глин и песков.

Из глин искинской свиты Ю. П. Никитина определила комплекс фораминифер: *Cibicides pseudoungerianus* Cushman., *C. aknerianus* Orb., *Nonion dentriticus* Chalil., *Melonis dosularensis* Chalil., *Lenticulina herrmani* Andrea.

Выше без видимых следов перерыва залегают отложения абжельской свиты (до 40 м). Они представлены глинами темно-серыми, зеленоватыми, плотными, песчанистыми, слабо известковистыми, с прослоями и линзами зеленовато-серых и коричневато-серых полимикто-

вых, мелкозернистых песков и песчаников. Встречаются также прослой (до 10 см) и линзы серых конгломератов, крепких, гравийных, с примазками зеленых глин. Они состоят из разноокатанной гальки песчаников и известняков, скрепленной песчано-известковистым цементом.

В глинах абжельской свиты, по определениям Ю. П. Никитиной, содержатся *Cyprideis punctillata* Brady, *Nonion dentriticus* Chalil., *N. tumidum* Bogd., *Cibicides ornatus* Bogd., *Polimorphina* sp.

В пределах Подуральского плато морские отложения олигоцена известны только в двух пунктах — на крайнем западе, в пределах междуречья Сагиза и Уила, на куполе Барлыбай, а также на востоке, в истоках р. Сагиз, в Аккольской компенсационной мульде, сопряженной с куполом Акшукур.

На куполе Барлыбай к нижнему и среднему олигоцену, по-видимому, относятся зеленовато-серые глины (около 60 м) с прослоем крепкого песчаника.

В Аккольской сопряженной компенсационной мульде, как уже было отмечено выше, к низам нижнего олигоцена относится самая верхняя часть местного разреза морских отложений палеогена. Выше здесь залегают континентальные отложения олигоцена, характеристика которых будет приведена в следующем разделе данной главы.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ПАЛЕОГЕН ПОДУРАЛЬСКОГО ПЛАТО

Континентальные отложения палеогена на территории Подуральского плато распространены редкими небольшими изолированными пятнами (рис. 72). Чаще всего они приурочены к грабенам куполов или компенсационным мульдам, где залегают на морских глинах эоцена или на отложениях верхнего мела. Специальные стратиграфические исследования по этим отложениям не проводились и изучены они еще очень слабо.

Наиболее древними образованиями континентального палеогена являются отложения верхнего эоцена. Они сложены белыми кварцевыми песками и плотными сливными кварцевыми песчаниками. Зерна кварца хорошо окатаны, причем окатанность их возрастает с увеличением величины зерен. Цемент песчаников кремнистый, он состоит из опала, в значительной части перешедшего в криптокристаллический кварц. Тип цемента базальный, реже поровый или порово-базальный. Кремнистый цемент и хорошая окатанность зерен являются основными характерными чертами континентальных верхнеэоценовых отложений, отличающих их от близких по литологическому составу континентальных пород неогена. В последних цемент карбонатный, а зерна имеют, как правило, остроугольную форму. В описываемых отложениях в пределах Чандинского грабена обнаружены обильные остатки ископаемой флоры (Мчедлишвили, Шлезингер, 1959).

Отпечатки листьев в песчаниках в основном фрагментарны, но хорошо выраженное жилкование позволяет без особого труда произвести сравнения и определения ископаемых растений, которые были выполнены П. А. Мчедлишвили. Среди этих остатков установлены следующие формы: *Sequoia Sternbergii* (Goepf.) Heer, *Cyperacites* sp., *Populus mutabilis* Heer, *Salix* sp., *Myrica banksiaefolia* Ung., *M. Studeri* Heer, *Juglans vetusta* Heer, *Alnus Kefersteinii* Ung., *A.* (aut. *Corylus*) sp., *Quercus Alexeevii* Pojark., *Q. Elaenae* Ung., *Q. neriifolia* A. Br., *Quercus* sp., *Dryophyllum* sp., *Ulmus Braunii* Ung., *Cercidiphyllum* sp., *Magnolia* sp. (типа *M. dianae* Ung.), *Persea speciosa* Heer, *Laurus latages* Ung., *Liquidambar europaeum* A. Br.,

Cassia phaseolites Ung., *Acer trilobatum* A. Br., *Terminalia radobojanensis* Ung., *Andromeda protogaea* Ung., *Apocynaphyllum helveticum* Heer., *Ficus* sp.

Указанный комплекс флоры близок к флоре отложений саксаульской свиты Примугоджарья и Северного Приаралья. Последнее подтверждается сопоставлением литологии рассматриваемых пород указанных регионов. К западу от Подуральского плато, на территории

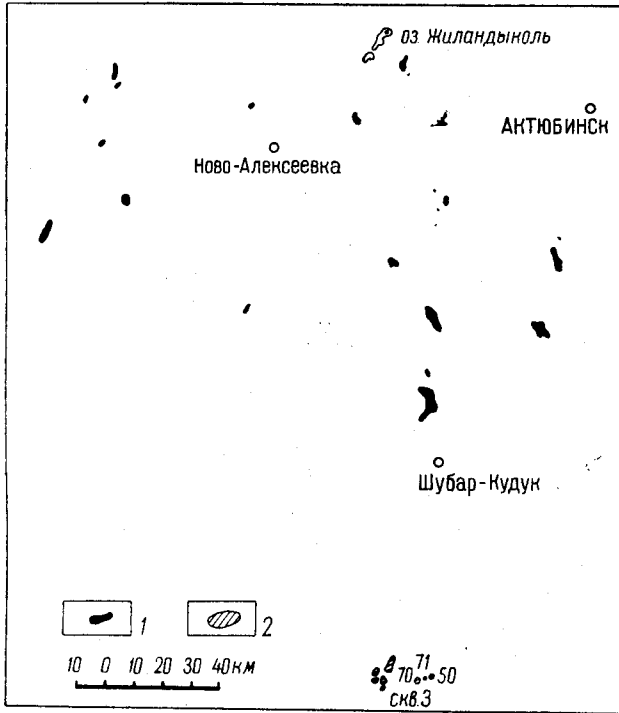


Рис. 72. Схема распространения континентальных отложений палеогена на территории Подуральского плато
1 — площади распространения континентальных отложений верхнего эоцена; 2 — площади распространения континентальных отложений верхнего олигоцена

Прикаспийской низменности в бассейне р. Оленты, аналогичные сливные кварцевые песчаники встречаются уже среди морских глин верхнего эоцена и содержат ископаемые раковины моллюсков кумского горизонта.

Мощность континентальных отложений верхнего эоцена на территории Подуральского плато составляет первые десятки метров.

В южной части Подуральского плато развиты более молодые континентальные образования палеогена, которые относятся по возрасту к олигоцену. Наиболее полно они изучены в Аккольской сопряженной компенсационной мульде. Здесь на морских отложениях низов нижнего олигоцена с размывом залегает мощная толща континентальных пород, которая по литологическим особенностям подразделяется на четыре пачки: нижнюю песчаную, глинистую, верхнюю песчаную и углистую.

В основании нижней песчаной пачки (до 42 м) залегает слой гравия и мелкой хорошо окатанной гальки кварца и кремнистых пород. Выше лежат светло-серые с голубоватым оттенком мелко- и средне-

зернистые кварцевые пески, которые при выветривании приобретают светло-желтую и буроватую окраску. В песках, особенно в их нижней части, встречаются мелкая отполированная галька и гравий кварца и кристаллических пород. В верхних горизонтах песков имеются тонкие прослой голубовато-серых листоватых известковистых глин. В песках присутствуют прослой, линзы, конкреции (до 5—6 м в поперечнике) и вертикальные дайки желто-серых, мелко- и среднезернистых кварцитовидных, часто ожелезненных песчаников.

Глинистая пачка (от 10—20 м на крыльях мульды до 79 м в ее центре) залегает на нижней песчаной с размывом и сложена голубовато-серыми и серовато-зелеными известковистыми алевритистыми глинами. В основании пачки прослеживается галька кварца и кристаллических пород. В глинах имеются тонкие прослойки серых мелкозернистых песков и кварцевых мелкозернистых песчаников. В верхах пачки встречаются прослой пестроокрашенных глин.

Верхняя песчаная пачка (до 25 м) залегает на размытой поверхности глинистой пачки. В ее основании прослеживаются хорошо окатанная галька и гравий кварца и кремня. Выше залегают светлые серовато-желтые, реже белые пески, мелко- и среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, без глинистых примесей. В песках рассеяна галька кварца, яшм и содержатся мелкие конкреции мелкозернистых кварцитовидных и железистых песчаников. Встречаются также линзы и огромные конкреции светло-серых мелкозернистых плотных сливных песчаников, часто косослоистых. Имеются тонкие прослойки зеленых бескарбонатных, а иногда и каолинизированных глин.

Угленосная пачка (10—12 м) залегает на верхней песчаной с значительным размывом и сложена глинами темно-серыми и коричнево-серыми, бескарбонатными, с прослойками слюдястых алевритов, с углистыми включениями и с черным растительным детритом. В глинах имеются пласты (до 1,5—2 м) бурых углей и прослойки серых кварцево-слюдястых песков.

Общая мощность континентальных отложений олигоцена достигает 168 м.

Залегание описанных пород на аналогах нижней части чеганской свиты определяет ее нижнюю возрастную границу, которая не может быть ниже нижнего олигоцена.

Из пород верхней песчаной пачки И. В. Васильев определил флору вечнозеленых и листопадных элементов: *Quercus neriifolia* A. Вг., *Myrica integerrima* Kг äus et Weyl. и др., а также верхнеэоценовые виды: *Echitonium sophiae* Wel., *Sequoia Couttsiae* Heer, *Laurus primigenia* Ung. Присутствие видов, характерных для олигоцена (не выше среднего олигоцена) и эоцена, позволило И. В. Васильеву отнести верхнюю песчаную пачку к континентальным аналогам верхней части чеганской свиты. Из пород угленосной пачки он же определил отпечатки листьев *Populus* cf. *balsamoides* Goerr., позволяющие относить вмещающие их отложения к верхнему олигоцену. Из этих же слоев П. И. Дорофеев определил отпечатки *Halesia crassa* Kirsch., *Dulchinum marginatum* Dogof., *Alnus heerii* Dogof., известные только из олигоцена. Анализируя весь комплекс флоры, он пришел к выводу о ее среднеолигоценовом возрасте. Таким образом, описанная континентальная толща, по-видимому, соответствует верхам чеганской, кутанбулакской и чиликтинской свитам Северного Приаралья.

Более молодые отложения континентального олигоцена известны на крайнем юго-востоке Прикаспийской впадины, где выделяются под названием чаграйской свиты, возраст которой определяется как верхнеолигоценовый. Чаграйская свита образована желтыми и буровато-

коричневыми железистыми песками и песчаниками. Пески грубозернистые, косослоистые, с прослоями и линзами обломков изверженных уральских пород. Песчаники очень плотные, кавернозные. Эти отложения (от 2—3 до 20 м) залегают резко несогласно на породах различного возраста и часто слагают вершины отдельных бронированных останцов.

МАНГЫШЛАК

На Мангышлаке палеогеновые отложения распространены всюду, кроме участков выходов более древних пород пермотриаса, юры и мела.

Начало их изучения положили работы Н. И. Андрусова (1889, 1910, 1911, 1915) и М. В. Баярунаса (1911, 1912). Эти исследователи в основном разработали схему стратиграфического расчленения палеогеновых отложений и выделили палеоцен, нижний, средний и верхний эоцен и олигоцен.

В 1950 г. А. Л. Яншин обобщил весь имевшийся на тот период фактический материал и дал развернутую характеристику палеогеновых отложений Мангышлака с разбором встречающейся в них ископаемой фауны и широкими сопоставлениями.

Возраст палеоценовых и нижнеэоценовых отложений был подтвержден А. А. Савельевым (1949 г.) и Н. Ф. Кузнецовой (1952, 1958). В этих работах получили дальнейшее освещение и другие части разреза палеогена. Н. Ф. Кузнецова, в частности, выделила свиты палеоцена и нижнего эоцена и дала географические названия «нижней белой» и «верхней белой» свитам М. В. Баярунаса (1911).

Большую работу по изучению палеогеновых отложений Мангышлака проделали Е. В. Ливеровская (1960), обобщившая все сведения по палеогену, и А. С. Столяров (1958), разработавший новую схему посвитного расчленения олигоценово-нижнемиоценовых отложений Южного Мангышлака.

Биостратиграфический очерк палеогена Мангышлака недавно опубликовала А. П. Ильина (1963), а описание отложений палеогена Мангышлака с серией литолого-фациальных карт произвели В. В. Лавров и М. С. Котова (1963).

Огромный фактический материал получен при геологической съемке Мангышлака геологами Прикаспийской и Среднеазиатской экспедицией ВАГТа (Л. Ф. Волчегурский, Ю. М. Клейнер, И. С. Плещеев, С. Е. Петров, А. И. Шарапов, И. И. Бляхер, Е. О. Головачева и др.) и ВНИГРИ (К. В. Кручинин, А. А. Савельев, В. Н. Винюков и др.).

Следует отметить также ряд работ, посвященных описанию ископаемой фауны палеогена: А. С. Савченко (1912), В. В. Меннер (1928) и Л. С. Гликман (1964) описали зубы палеогеновых акул; М. В. Баярунас (1912) и А. П. Ильина (1960) — пелециподы и гастроподы из низов олигоцена; В. В. Мокринский (1916) — мшанки палеоцена и нижнего эоцена; А. П. Ильина (1953) — нуммулиты нижнего и среднего эоцена и моллюски палеогена. Кроме того, устриц определял О. С. Вялов (1945), нуммулитов — Анри Дувийе и Г. И. Немков, некоторых пектинид — И. А. Коробков, мелких фораминифер — Н. Н. Субботина, Н. К. Быкова, В. Г. Морозова, В. Т. Балахматова, И. А. Прусова и др.

Палеоген Мангышлака представлен всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом. При геологическом картировании палеоценовые и нижнеэоценовые отложения вследствие литологического их

сходства и малой мощности, как правило, объединяются; самостоятельно выделяются породы среднего и верхнего эоцена, а отложения олигоцена не расчленяются. Однако при детальном изучении разрезов палеогеновые отложения могут быть подразделены более дробно: на свиты и подсвиты.

Палеоцен

Бузачинская свита. Впервые бузачинская свита установлена в скважине, пробуренной в 1953 г. Прикаспийской экспедицией ВАГТа на п-ове Бузачи в 8 км юго-западнее пос. Мястек. Здесь вскрыта 14-метровая пачка плотных серовато-белых мергелей, лежащих на датских известняках и содержащих фораминиферы *Globorotalia angulata* White, *Acarinina pentacamerata* Subb., *Bulimina paleocenica* Brotz., *Cibicides* ex gr. *succedens* Brotz., которые характеризуют зону *Globorotalia angulata*. Эта зона моложе, чем датский ярус, но древнее суллукапинской свиты, относящейся к верхнему палеоцену. Поэтому Е. В. Ливеровская (1960) условно отнесла ее к монскому ярусу палеоцена и выделила как бузачинскую свиту.

Аналоги этих отложений встречены на западном погружении Беке-Башкудукской мегантиклинали у кладбища Есен, где они представлены зеленовато-серыми глауконитовыми песками и слабо сцементированными песчаниками с фораминиферами зоны *Globorotalia angulata*. Мощность отложений бузачинской свиты здесь не определена, она занимает лишь нижнюю часть 7-метровой пачки песков и песчаников.

Возможно, что к этой же свите относится пачка мелоподобных мергелей мощностью 8 м, вскрытая скважиной у восточного склона долины Тюбеджик. Эти мергели лежат трансгрессивно на маастрихте и наряду с фораминиферами датского яруса содержат виды *Bulimina* cf. *paleocenica* Brotz., *Bolivina exigua* Glaessn., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *G.* ex gr. *pentacamerata* Subb., *Anomalina praecuta* Vass., *Cibicides* cf. *lectus* Vass., *C. proprius* Brotz., *Karriera fallax* Rzeh. и др. По мнению В. П. Василенко, эти виды присутствуют в палеоцене Швеции, на основании чего Е. В. Ливеровская (1960) предположительно отнесла содержащие их мергели к бузачинской свите.

Суллукапинская свита. Эта свита впервые выделена Н. Ф. Кузнецовой (1952) в ущелье Суллукапы и долине Чакрырган на Южном Актау. Однако отложения этой свиты к палеоцену относили еще Н. И. Андрусов (1911) и впоследствии многие другие исследователи. В Суллукапы на датских известняках несогласно залегают желтовато-серые и зеленоватые кварцево-глауконитовые пески и песчаники общей мощностью 25—30 м. В основании песков наблюдаются включения фосфоритовых желваков, по-видимому переложенных из меловых пород. В нижней части этих песков содержатся раковины моллюсков *Terebratula bisinuata* Desh., *Gryphaea sinzovi* Netsch. var. *bajarunasi* Vial., *G. nomada* Vial., *G. sullucapensis* Vial., *Ostrea* cf. *reussi* Netsch., *Pleurotomaria* sp., а также остатки мшанок и морских ежей.

В суллукапинской свите нигде не обнаружено раковин нуммулитов и ее верхняя граница проводится ниже слоев, в которых они появляются. В долине Чакрырган в пачке песков в 13 м от их подошвы М. И. Соколовым в 1955 г. обнаружен слой мелких оперкулин, которые, по заключению Г. И. Немкова, характеризуют самые низы нижнего эоцена. По этому слою и следует проводить верхнюю границу палеоцена.

Песками и песчаниками, аналогичными описанным выше, с такой же ископаемой фауной суллукапинская свита представлена на западном погружении и на южном крыле Беке-Башкудукской мегантиклинали (овраг Учкую, кладбище Есен, впадина Узень) и у подножия горы Унгаза (в западной части Северного Актау). Следует отметить, что у горы Унгаза в основании песков встречаются конкреции целестина.

По-видимому, к этой же свите относится нижняя часть 3—6-метровой пачки песков и песчаников, залегающих в основании палеогена на некоторых участках в юго-восточной части Мангышлака (на крыльях Байсарыкуинской синклинали и по берегам сора Кендырли). В них также встречаются крупные *Ostrea*, *Terebratula*, *Chlamys* и иглы морских ежей.

В Северном Актау, восточнее горы Унгаза, и в чинках Устюрта, у сора Тузбаир суллукапинская свита сложена зеленовато-серыми и голубовато-серыми глинистыми мергелями и песчанистыми известняками, залегающими трансгрессивно на датских известняках. В них содержатся морские ежи: *Pomaster luppovi* Bajag., *Linthia andrusovi* Bajag., *Cidaris striatogramosa* Arch., *Keraster temiri* Bajag. и др., а также комплекс фораминифер: *Heterostomella gigantea* Subb., *Ramulina globotubulosa* Cushm., *Bulimina paleocenica* Brotz., *B. ex gr. golubjatnicovi* Mогоz., *Angulogerina wilcoxensis* Cushm. et Pont., *Globigerina subsphaerica* Subb., *G. triloculinoidea* Plumm., *G. varianta* Subb., *Globorotalia ex gr. tajikistanensis* N. Вукoвa, *Acarinina acarinata* Subb., *A. ex gr. conicotruncata* Subb., *Anomalina welleri* Plumm., *Cibicides cushmani* Nuttal., *C. midwayensis* Plumm. По данному комплексу фораминифер Е. В. Ливеровская (1960) отнесла отложения суллукапинской свиты к танетскому ярусу палеоцена, сопоставляя их со свитой Горячего Ключа и абазинским горизонтом Северного Кавказа.

На п-ове Бузачи скважинами вскрыты зеленовато-серые мергели, которые чередуются с красно-бурыми глинистыми мергелями и содержат такой же комплекс фораминифер.

Мощность отложений суллукапинской свиты в Суллукапы и Чакыргане 10—13 м, во впадине Узень — 2—3 м. Для других участков всеми исследователями приводится суммарная мощность пород суллукапинской и вышележащей гвимровской свит (см. ниже).

Эоцен

Нижний эоцен

Гвимровская свита. Впервые эта свита выделена А. А. Савельевым (1949 г.). Отложения гвимровской свиты известны в тех же участках, что и породы суллукапинской свиты, и представлены аналогичными литологическими разностями, а именно: в Суллукапы, Чакыргане, в овраге Учкую, во впадине Узень, в юго-восточной части Мангышлака и на горе Унгазе — кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, а на Северном Актау и на п-ове Бузачи (по скважинам) — зеленовато-серыми и буровато-красными глинистыми мергелями. Они залегают на отложениях суллукапинской свиты без видимого перерыва и граница между ними может быть проведена только по смене мелких фораминифер или по находкам нуммулитов.

Пески и песчаники являются прибрежной фацией гвимровской свиты и также, как пески суллукапинской свиты, по удалении от сво-

дов антиклиналей переходят в мергели, сначала в песчаные (Северный Актау), затем в глинистые (п-ов Бузачи).

В низах гвимровской свиты в долине Чакрыган, по определениям Г. И. Немкова, содержатся оперкулины вида, напоминающего *Operculina thracensis* Orb., который характерен для низов нижнего эоцена; в верхней части свиты присутствуют *Nummulites atacicus* Leym., *N. planulatus* Lam., *N. murchisoni* var. *minor* de la Harpe, *Discocyclusina pratti* Mich., *D. archiaci* Schlumb., *D. nummulitica* Gumb. и др., характеризующие верхи нижнего эоцена. Более подробный список нуммулитов приведен в работе А. П. Ильиной (1953). Кроме того, из остатков моллюсков присутствуют *Chlamys subimbricata* Nunst., *C. verneuilli* Stuk., *C. parisiensis* Orb., *Liostrea (Labrostrea) labrum* Vial., *Deuteromya deshayesiana* Arch., *D. incrassata* Arch. и др. По мнению Е. В. Ливеровской (1960) и А. П. Ильиной (1963), ряд видов перечисленного списка характерен для ипрского яруса Крыма и Парижского бассейна. Следует заметить, что раковины крупных моллюсков и нуммулитов в основном встречаются в песчаной фации свиты. В отложениях гвимровской свиты как в песках, так и особенно в мергелях содержится остаток фораминифер *Globorotalia crassata* Cushman, *G. aragonensis* Nuttal., *G. marginodentata* Subb., *Acarinina acarinata* Subb., *Globorotalites* ex gr. *perforatus* Vass., *Hopkinsina* cf. *compacta* Balakhm., *Uvigerina koleznikovi* N. Вукова, *Cibicides embaensis* Chromaja и др., подтверждающие раннеэоценовый возраст этих пород (ипрский ярус).

Мощность отложений гвимровской свиты в Суллукапы и Чакрыгане примерно 15 м, во впадине Узень — 2—3 м. Для остальных участков дается общая мощность отложений суллукапинской и гвимровской свит. На Северном Актау она равна 3—6 м, в чинках Устюрта, у сора Тузбаир 5—8 м, а к северу, на п-ове Бузачи, увеличивается до 15—20 м. На западном погружении и на южном крыле Беке-Башкудукской мегантиклинали, а также в юго-восточной части Мангышлака, в урочище Байсарлы (восточнее горы Камысты и у сора Кендырли — в чинке Устюрта) мощность отложений этих свит составляет в среднем 5—7, реже 10 м, на Южно-Мангышлакском плато — до 20 м.

Средний эоцен

К среднему эоцену М. В. Баярунас (1911) относил так называемую «нижнюю белую» свиту, представленную известняками и мергелями. Затем А. В. Фурсенко (1938 г.) предложил называть ее тузбаирской, но это название не прижилось в литературе. Н. Ф. Кузнецова (1952) по оврагу Усак в Северном Актау назвала ее усакской, выделив две подсвиты: нижнюю и верхнюю, причем предполагала, что верхняя подсвита или часть ее, возможно, относится к верхнему эоцену. Е. В. Ливеровская (1960) выделила две самостоятельные свиты: чатскую — среднеэоценового возраста (соответствует нижеусакской подсвите) и аманкизилитскую свиту позднеэоценового возраста (соответствует верхнеусакской подсвите). Несмотря на то что в обнажениях и скважинах по литологическому составу далеко не всегда можно отличить эти свиты, на данном этапе изучения Мангышлака при крупномасштабных съемках их все же следует выделять и поэтому целесообразно принять расчленение, предложенное Е. В. Ливеровской.

Чатская свита. Отложения чатской свиты на Мангышлаке обнажены на Северном и Южном Актау, в Чакрыганской и Саускан-Бостанкумской мегасинклиналях, во впадинах Узень и Тунтраканин, в чинках Устюрта, на крыльях структур и в прогибах в юго-восточной

части Мангышлака, а также вскрыты скважинами на Южно-Мангышлакском плато и на п-ове Бузачи.

В обнажениях на крыльях антиклиналей отложения чатской свиты представлены песками, известняками, песчаниками и песчанистыми нуммулитовыми известняками. По мере удаления от крупных антиклинальных структур происходит замещение песков сначала нуммулитовыми известняками, затем плотными серовато-белыми комковатыми известняками, а потом комковатыми и плитчатыми мергелями, причем сначала замещаются верхние слои песков, затем все более нижние. Такое фациальное замещение можно проследить во впадине Узень, в северной части которой наблюдаются пески, песчанистые известняки, а на юге — известняки и мергели.

На Северном Актау чатская свита представлена плотными песчанистыми комковатыми известняками. Севернее, на крыльях Кошкар-Кысыкдукской антиклинали, комковатые известняки замещены светло-серыми плитчатыми мергелями, а на п-ове Бузачи (по скважинам) — сильно карбонатными глинами.

На участках, где породы чатской свиты ложатся на отложения нижнего эоцена, между ними не видно какого-либо несогласия (на Северном Актау, во впадине Узень, в Байсары-Куинской синклинали и др.). Однако во многих местах они ложатся несогласно на датские известняки (в северо-восточной части впадины Узень, юго-восточнее Сенека, в Саускан-Бостанкумской мегасинклинали и в ряде мест Юго-Восточного Мангышлака), а западнее горы Кунабай в небольшом обнажении в овражке отмечено залегание комковатых известняков чатской свиты на маастрихте. В этих случаях в основании отложений чатской свиты наблюдаются мелкие гальки и желваки фосфоритов и мелкие железистые конкреции. В отдельных случаях (во впадине Узень и юго-восточнее пос. Сенек) прослой песков с фосфоритами и галькой достигает мощности 0,2—0,5 м.

В песках, песчаниках и нуммулитовых известняках чатской свиты встречается много ископаемой фауны (Андрусов, 1915; Ильина, 1953, 1963; Ливеровская, 1960 и др.). Здесь обычно раковины моллюсков *Ostrea rarilamella* Mell., *Chlamys solea* Desh., *C. orcina* Vass., *Spondylus radula* Lmk., *S. multicostatus* Desh. и др., а также отпечатки крабов *Ranina marestiana* Koenig., остатки морских ежей и в нижней части комковатых известняков — *Nautilus* sp. (*Aturia* sp.). Кроме того, встречаются рыбные остатки, из которых В. В. Меннером (1928) и М. И. Соколовым определены *Odontaspis* cf. *hopei* Ag., *O. macrota* Ag., *O. cf. crassideus* Ag., *Lamna vincenti* Wood., *Notidanus* cf. *reratissimus* Ag., *Oxyrhina desori* Ag. var. *praecursor* Leg. и др., а также нуммулиты *Nummulites irregularis* Desh., *N. distans* Desh., *N. murchisoni* Brun., *N. atacicus* Leym., *Discocyclina sella* Arch., *D. pratti* Mich., *D. archiaci* Schlumb. и др. (Ильина, 1953). Указанный комплекс ископаемой фауны подтверждает среднеэоценовый возраст отложений. Граница между средним и нижним эоценом проводится по подошве слоев с крупными нуммулитами.

В отложениях чатской свиты содержатся богатые остатки фораминифер *Acarinina crassaformis* Subb., *A. conicotruncata* Subb., *Globorotalia velascoensis* Cushman., *Anomalina acuta* Plumm., *Planulina costata* Hantk., *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. pseudoecaena* Subb., *Cibicides midwayensis* Plumm., *C. eocaenus* Gumb. и др., позволяющая считать возраст вмещающих пород среднеэоценовым (лютетский ярус).

На Южном Мангышлаке, севернее впадины Жазгурлы, иногда в самых верхах свиты в мергелях содержатся *Spiroplectamina cari-*

natiformis Mогоз., *Marginulina fragaria* Gümb., *Acarinina rotundimarginata* Subb., на основании чего, по заключению И. А. Прусковой, эти слои можно сопоставить с куберлинским горизонтом Северного Кавказа и отнести к верхнему эоцену. Однако проследить эти слои во всех разрезах не удается из-за малой мощности (до 4 м) и литологического сходства с нижележащими породами.

Мощность отложений чатской свиты довольно изменчива. На Северном Актау она равна 20—25 м, а у гребня Северного Актау, на участке Шорымской флексуры 7—10 м, на Кошакской антиклинали 12 м, на п-ове Бузачи 30—40 м, на Южном Актау 10—15 м, в Саускан-Бостанкумской мегасинклинали (на крыльях) 15—20 м, во впадине Узень в северной части около 5 м, в южной — 10—15 м, в южной части впадины Тунгракшин 30 м (по скважине). В чинках Устюрта южнее сора Тузбаир и на других участках Юго-Восточного Мангышлака мощность этих отложений составляет 7—15 м.

Верхний эоцен

Отложения верхнего эоцена впервые на Мангышлаке установлены Н. И. Андрусовым (1910). М. В. Баярунас (1911) подразделил их на «рыбную» и «верхнюю белую» свиты. Впоследствии «верхняя белая» свита Н. Ф. Кузнецовой (1952) была переименована в адаевскую, а «рыбная» Е. В. Ливеровской — в шорымскую. Е. В. Ливеровская к верхнему эоцену отнесла также аманкизилитскую свиту.

Аманкизилитская свита обнажена на тех же участках, что и чатская. На относительно приподнятых участках она представлена белыми и желтоватыми комковатыми или плитчатыми известняками, которые по погружению переходят в мергели и сильно карбонатные глины (п-ов Бузачи). С нижележащей чатской свитой эти отложения связаны постепенным переходом, причем граница во многих случаях может быть установлена только на основании анализа микрофауны.

В отложениях аманкизилитской свиты содержатся *Spiroplectamina carinatiformis* Mогоз., *Valvulina spinosa* Cushman, *Globigerina frontosa* Subb., *Hantkenina alabamensis* Cushman, *Bulimina sculptilis* Cushman, *Acarinina rotundimarginata* Subb. и др. На основании этого комплекса фораминифер породы аманкизилитской свиты сопоставляются с керестинским горизонтом Северного Кавказа. Мощность свиты достигает 10 м.

Шорымская («рыбная») свита. Отложения шорымской свиты представлены на Мангышлаке светло-коричневыми («кофейными») мергелями, местами с прослоями зеленовато-серых глин и более светлых мергелей.

В Чакырганской мегасинклинали мергели песчанистые, на участках, приближенных к Каратауской мегантиклинали, они переходят в алевроиты и глинистые рыхлые коричневые песчаники с прослойком бурого железняка в основании, а южнее, в урочище Каракыз, преобладают зеленовато-серые глины.

На Северном Актау мергели светло-коричневые, опоковидные, с включениями гипса, а на п-ове Бузачи они переходят в темно-серые глинистые мергели с прослоями голубовато-серой оскольчатой глины, серые мергели и опоки.

Таким образом, в основном шорымская свита сложена преимущественно светло-коричневыми мергелями, которые на участках, приближенных к поднятиям, становятся песчанистыми, а местами замещаются песчаниками; при удалении же от поднятий они постепенно заме-

щаются зеленовато-серыми и голубовато-серыми глинами и опоками (п-ов Бузачи). Пески и песчаники отмечены также на крыльях Шолоктамской синклинали и у мыса Шакпакмурын в чинках Устюрта. Прослой зеленовато-серых глин встречены в южной части впадины Узень, во впадине Тунгракшин (по скважине), в скважинах на Южном Мангышлаке и в других местах.

Отложения шорымской свиты залегают на мергелях аманкизилитской свиты без перерыва, но с четким литологическим контактом.

Характерной особенностью пород шорымской свиты является обилие в них рыбных остатков: зубов, позвонков, плавников, а изредка встречаются отпечатки целых скелетов рыб. Рыбные остатки изучались А. С. Савченко (1912), В. В. Меннером (1928), Л. С. Гликманом (1964) и М. И. Соколовым. Наиболее характерными видами являются: *Odontaspis macrota* Ag., *O. winkleri* Leger., *Oxyrhina desori* Ag. mut. *flandrica* Leger., *Lamna vincenti* Winkl., *L. elegans* Ag., *L. verticalis* Ag., *L. karpinskii* Menn., *Notidanus primigenius* Ag., *Alopecias latidens* Leger., *Galeocерdo minor* Ag., *Otodus obliquus* Ag., *Jekelotodus trigonalis* Jek. и др. Встречаются также отпечатки и чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom. и др. Из остатков моллюсков найдены *Ostrea* sp. и *Thracia billardii* Pict.

Породы шорымской свиты богаты раковинами фораминифер, среди которых определены *Globorotalia crassaformis* Gall. et Wissl., *G. pseudoscutula* Glaessn., *Globigerinella micra* Cole, *Globigerina bulloides* Orb., *G. apertura* Cushman., *G. eoacaenica* Ter., *G. ex gr. inflata* Orb., *Gümbelina budensis* Hank., *G. globulosa* Ehrenb. и др. Преобладают планктонные фораминиферы, бентонные формы встречаются в небольшом количестве.

Перечисленный комплекс фораминифер и рыбных остатков позволяет отнести отложения шорымской свиты к низам верхнего эоцена и сопоставлять их со слоями с *Lyrolepis caucasica* Rom. (кумский горизонт) Северного Кавказа.

Мощность отложений шорымской свиты изменчива. На Северном Актау она составляет 10—15 м, а в западной части, на горе Унгаза, полностью выклинивается (срезается). В прогибе между Северным Актау и Кошкар-Кисыккудукской антиклиналью их мощность увеличивается до 34 м, ближе к своду этой антиклинали сокращается до 5—6 м, а на п-ове Бузачи вновь возрастает до 40—53 м. В долине Чакрырган на Южном Актау, ближе к Каратауской мегантиклинали, отложения шорымской свиты срезаются вышележащими мергелями адаевской свиты, а южнее, в Чакрырганской мегасинклинали, их мощность достигает 10—12 м. В Саускан-Бостанкумской мегасинклинали мощность этих отложений составляет 10—15 м, в овраге Учкую 6—8 м. На западном погружении Беке-Башкудукской мегантиклинали она увеличивается до 25—32 м (у колодца Торты), во впадине Узень в северной части составляет 2—3 м, в южной — 10 м, во впадине Тунгракшин — 12 м, в обнажениях юго-восточной части Мангышлака и чинков Устюрта изменяется от 2—6 до 15—17 м. На плато Устюрт вблизи чинков, к северу от колодца Карамая, в одной из скважин в относительно погруженной зоне мощность отложений шорымской свиты достигла 46 м, а на Южно-Мангышлакском плато, севернее впадины Жазгурлы, — даже 50 м.

Адаевская («верхняя белая») свита. Отложения адаевской свиты в большинстве мест залегают на мергелях шорымской свиты без видимого перерыва, но с четкой литологической границей, и лишь на участках, наиболее приближенных к крупным антиклиналям, они залегают с размывом на различных слоях шорымской свиты,

а местами — на породах аманкизилитской свиты (гора Унгаза, южный Актау).

Свита представлена мелоподобными белыми и светло-розовыми мергелями, по составу часто не отличающимися от мела. В мергелях, как правило, содержатся включения железистых конкреций. Эти конкреции местами мелкие и малочисленные, местами крупные (достигают 10—15 см в диаметре) и встречаются в большом количестве. С поверхности конкреции покрыты коркой гидроокислов железа с гипсом, а внутри состоят из мелкозернистого марказита, пирита и порошкообразного ярозита.

Розовые мергели особенно распространены в западной части Чакрыганской мегасинклинали, на горе Кизилит (к северу от Северного Актау) и в чинках Устюрта (у колодца Керт и в ряде участков южнее сора Тузбаир, а также в Боктинской и Шолактамской синклиналях). Прослой розовых мергелей не выдержаны по простиранию, и местами можно наблюдать переход розовой окраски в белую и наоборот. На Северном Актау мергели имеют белый цвет со слабым голубоватым и зеленоватым оттенками, а также встречаются прослой розовых мергелей, причем в нижней части преобладают белые, голубоватые и розовые мергели, в верхней — сероватые глинистые мергели.

Ближе к антиклиналям в мергелях появляется примесь песчаного материала. Это отмечается и на Северном Актау и во многих других участках, а в долине Чакрыган, ближе к Каратау, мергели переходят в известковистые грязно-розовые мелкозернистые песчаники. То же самое отмечается на п-ове Тюбкараган, где скважинами вскрыты среднезернистые и мелкозернистые серовато-белые известковистые песчаники адаевской свиты.

При удалении от крупных антиклиналей наблюдается обогащение мергелей глинистым материалом, и на п-ове Бузачи среди белых, серовато-белых и желтоватых мергелей встречаются тонкие прослойки жирных зеленовато-серых глин с конкрециями и рассеянными включениями порошкообразного марказита.

В отложениях адаевской свиты довольно часто встречаются членики морских лилий *Pentacrinus*, а также раковин *Gryphaea brongiarti* Bronn. var. *queteleti* Nyst., зубы акул и изредка морские ежи. Ископаемая фауна чаще встречается в верхней части разреза и почти отсутствует в нижней. По всей толще мергелей содержатся богатые остатки фораминифер. Из огромного списка, приведенного Е. В. Ливеровской (1960), следует указать: *Textulariella pentagonaliformis* N. Вукова, *Spiroplectamina carinata* Orb., *Marginulina fragaria* Gümb., *M. bëhmi* Reuss, *M. fragaria* Gümb., *Gyroidina soldanii* Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. truncana* Gümb., *B. reticulata* Hantk., *Uvigerina jacksonensis* Cushman., *B. pygmaea* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globigerinella micra* Cole, *Globigerina eoacena* Ter., *G. bulloides* Orb., *Anomalina acuta* Plum., *A. affinis* Hantk., *A. grosserugosa* Gümb., *Cibicides* ex gr. *ungerianus* Orb., *C. pygmaeus* Hantk., *C. midwayensis* Plum., *Clavulina cylindrica* Hantk., *Nonion umbilicatum* Mont., *Planulina costata* Hantk., *Pseudoparella almaensis* Samoil. Перечисленный комплекс фораминифер позволяет отнести отложения адаевской свиты к верхней части верхнего эоцена и сопоставлять ее с белоглинской свитой Северного Кавказа.

А. А. Савельев (1949 г.) подразделил отложения свиты Северного Актау на две части: нижнюю — белые и розовые мергели и верхнюю — сероватые глинистые мергели. Такое же расчленение произвела С. С. Размыслова (1956) в чинках Устюрта севернее сора Тузбаир,

причем нижнюю часть она назвала монатинской свитой, а верхнюю — онбайской свитой. Правильнее их следует считать подсвитами.

Для монатинской подсвиты, по определениям Н. К. Быковой, характерны фораминиферы зоны *Globigerinoides conglobatus* и зоны *Globigerina*. Для онбайской подсвиты характерны фораминиферы зоны *Bolivina*, широкое распространение вида *Pulvinulinella almaensis* Samoil., который изредка встречается также в верхах монатинской подсвиты, и наличие *Variamussium fallax* Коговк. А. А. Савельевым (1949 г.) монатинская подсвита сопоставляется с зоной *Spondylus buchi* Северного Кавказа, а онбайская — с зоной *Variamussium fallax*. По заключению Н. К. Быковой, такое подразделение адаевской свиты на две подсвиты возможно лишь на Северном Актау и то не очень четко. В Южном Актау это подразделение затруднено в связи с общим обеднением комплекса фораминифер в верхней части свиты. Выделение подсвит по литологическим признакам, как правило, также практически невозможно из-за литологического однообразия свиты в большинстве районов Мангышлака.

Мощность отложений адаевской свиты на Северном Актау 8—10 м, у сора Тузбаир увеличивается до 32 м, а далее на восток вновь сокращается до 15—16 м, в Северо-Мангышлакской низменности увеличивается до 37 м, а на п-ове Бузачи, вблизи сора Кайдак, возрастает до 70—80 м. Как свидетельствует А. А. Савельев, на Северном Актау в основном происходит изменение мощности пород нижней подсвиты, а мощность верхней подсвиты (3 м) почти не изменяется. На п-ове Тюбкараган мощность отложений адаевской свиты равна 8 м, в Чапырганской мегасинклинали 25—40 м, в Саускан-Бостанкумской мегасинклинали 15—20 м, на западе Беке-Башкудукской мегантиклинали увеличивается в сторону погружения от 6—8 м (у оврага Учкую) до 20 м (у бугра Каргалы), во впадине Узень достигает 10—17 м, в юго-восточной части Мангышлака, севернее впадины Жазгурды, и в чинках Устюрта южнее Тузбаира изменяется от 15 до 30 м, сокращаясь на некоторых участках до 5—10 м. Западнее и юго-западнее горы Белясье породы адаевской свиты почти полностью срезаются олигоценовыми отложениями, и их мощность здесь сокращается до 0,3 м.

Олигоцен

Олигоценовые отложения на Мангышлаке обнажены на крыльях и внутри синклинальных структур, выходят в склонах соровых западин на п-ове Бузачи, во впадинах Карагие, Узень, Тунгракшин, Чагаласор, в северных чинках плато Тюбкараган, в чинках плато Устюрт (в частности, у сора Кайдак и у южной части впадины Карынжарык) и вскрыты многочисленными скважинами под четвертичными отложениями на п-ове Бузачи и под неогеновым покровом на всей площади Южно-Мангышлакского плато вплоть до границ Туркмении.

Почти на всей территории Мангышлака, включая Южно-Мангышлакское плато и чинки Устюрта, а также на п-ове Бузачи олигоценовые отложения представлены однообразной толщей сланцеватых глин зеленовато-серого, темно-серого, желто-бурого, голубовато-серого и других цветов. На выветрелой поверхности их кровли они везде имеют буроватый ржавый оттенок. Глины песчанистые с прослоями жирных, ближе к сводам антиклиналей песчанистость увеличивается и в глинах появляются прослойки алевроитов (овраг Учкую, п-ов Тюбкараган, чинки Устюрта у сора Тузбаир и др.), а на п-ове Тюбкараган, в овраге Хангабаба, вблизи свода антиклинали пески начинают преобладать.

В глинах олигоцена часто встречаются включения гипса, прослойки сидеритовых и мергелистых конкреций и местами (в Чакрырганской и Саускан-Бостанкумской мегасинклиналих, на Юго-Восточном Мангышлаке) встречаются прослойки черных глин с примазками порошкообразных марганцевых окислов. Во всей толще встречаются мелкие конкреции и отдельные рассеянные кристаллы марказита и пирита. В подошве олигоценовых глин нередко прослеживается слой песчанистой ожелезненной глины мощностью до 0,3—0,5 м или железистая корочка толщиной 2—5 см (у горы Беяльсень, в чинках Устюрта восточнее Тумгачинской антиклинали и др.); южнее горы Беяльсень в нижней части олигоценовых глин встречены конкреции и прожилки кристаллического целестина.

Олигоценовые отложения наиболее изучены на Южно-Мангышском плато. В настоящее время разработанная А. С. Столяровым (1958, 1961) стратиграфическая схема является здесь общепринятой, хотя выделение и прослеживание некоторых свит в ряде мест встречают серьезные затруднения. Олигоценовые отложения на Южном Мангышлаке делятся на свиты: узунбасскую, куюлусскую, кенджалинскую и карагинскую. Нижнемиоценовая часть разреза выделена как кашкаратинская свита. Последняя тесно связана с карагинской свитой и нередко объединяется с ней.

Узунбасская свита (зона *Cristellaria hermanni*) почти всюду залегает согласно на адаевской и представлена желтоватыми, буроватыми и зеленоватыми глинами. В наиболее прогнутых участках глины зеленоватые, жирные, в нижней части — тонкослоистые, в верхней — толстослоистые. В относительно приподнятых участках глины алевроитистые, встречаются прослойки карбонатных глин и линзы или конкреции мергелей и алевролитов. В Чакрырганской мегасинклинали, в районе Сартаганского марганцевого месторождения, разрез узунбасской свиты отличается от всех других разрезов. Здесь на мергелях адаевской свиты лежат (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Темно-бурые глины	6
2. Светло-голубые мелкозернистые песчаники и алевролиты с <i>Pecten incurvatus</i> Nyst., <i>Nucula</i> cf. <i>compta</i> Goldf., <i>N. raristria</i> Zuk., <i>Pseudamussium</i> cf. <i>cossmanni</i> Коен. и др. (Баярунас, 1912; Ф. А. Головачев, 1942 г.; Ильина, 1963; Ливеровская, 1960)	45
3. Зеленовато-серые и желтовато-серые кварцево-глауконитовые пески, переходящие в слабо сцементированные песчаники с подчиненными прослоями буроватых глин и алевролитов и прослоями марганцевых руд, представляющих собой скопление конкреций из псиломилана, пиролюзита и других марганцевых минералов. Рудные прослойки приурочены к верхам песчаной пачки. В песчаниках встречаются остатки крабов, раков и обломки устриц	24

Р. Л. Мерклин, В. Г. Морозова и А. С. Столяров (1960) привели следующий список моллюсков, собранных в овраге Узунбас из отложений узунбасской свиты: *Aporrhais cornutus* Alex., *Polinices dilatata* Phil., *Cassidaria* aff. *echinata* Коен., *Cymatium multigranum* Коен., *Typhis schlotheimi* Бейр., *Euthriofusus suberraticus* Баяр., *Fusinus crassisculptus karagiensis* Меркл., *Turris (Hemipleurotoma) laticlavata* Gieb., *T. (H.) nodigera* Коен., *T. (H.) cathedralis* Коен., *Turris (Turris) plana* Gieb., *Surcula ilyinae* Меркл., *Drillia (Cymatosyrinx) nassoides* Sol., *Vexillum (Sassia) sokolovi* Баяр., *Dentalium (Eustiaria) acutum* Hel.

В аналогичных отложениях во впадине Карагие и у колодцев Бурлю М. В. Баярунасом (1912), В. Н. Винюковым (1953 г.) и Е. В. Ливеровской (1960) найдены *Murex burlensis* Баяр., *Valvatella (Planorbella)* cf. *altanta* Морч., *Typhis schlotheimi* Бейр., *Triton multi-*

granus Koen., *Cancellaria mangyschlakica* Bajар., *Fusus crassisculptus* Beyr., *F. suberraticus* Bajар., *Pseurotoma difficilis* Geib., *Pl. laticlavata* Beyr., *Pl. konincki* Nyst., *Pl. odontella* Edw., *Cerithium saxonicum* Koen., *Aporrhais speciosa* Schloth., *Dolichotoma turbida* Sol., *Nucula compta* Goldf., *Corbula conglobata* Koen., *Pseudamussium cossmanni* Koen., *Leda raristria* Luk., *Natica achatensis* Koen., *Dentalium novaki* Koen.

У мыса Тюбкараган Е. В. Ливеровская, вероятно, из тех же отложений собрала много моллюсков, которые А. П. Ильина определила как *Corbula conglobata* Koen., *C. henkeli* Nyst., *Nucula aralensis* Luk., *N. compta* Goldf., *Leda raristria* Luk., *L. chadumica* Короб., *Tracia asiatica* Alex., *Tellina paepostera* Koen., *Meretrix* cf. *latilamella* Luk., *M. incrassata* Sow., *Dentalium novaki* Koen., *Cuspidaria variabilis* Короб., *Natica achatensis* Koen., *Vermetus bogno-riensis* Mont., *Pleurotoma* cf. *selysii* Короб., *Aporrhais cornutus* Alex., *Fusus* cf. *ustjurtensis* Alex.

Во многих других выходах и в керне скважин также встречались отдельные из приведенных выше видов моллюсков.

Из фораминифер в узунбасской свите содержатся (определения В. Г. Морозовой и И. А. Прусовой) *Cristellaria herrmanni* Andr., *Quinqueloculina impressa* Born., *Baggina iphigenia* Samoil., *Globigerina affincinalis* Subb., *Alabamina* aff. *almaensis* Samoil., *Caucasina schischkinskayae* Samoil., *Cibicides oligocenicus* (Samoil.), *C. pseudoungerianus* Cushm., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Gumbelina gracillina* Andr.

По плоскостям напластования встречается много пиритизированных *Planorbella*.

Приведенные комплексы моллюсков и фораминифер позволяют относить узунбасскую свиту к нижнему олигоцену и сопоставлять с хадумским горизонтом Северного Кавказа и с верхней частью чеганской свиты Северного Устюрта. Мощность узунбасской свиты в Чакырганской мегасинклинали 60—80 м, во впадине Карагие 10—12 м, севернее впадины Жазгурлы 76 м, а в более прогнутых участках мощность, возможно, превышает 80 м.

Куюлусская свита (зона *Caucasina schischkinskayae*) залегает на узунбасской согласно и отличается более светлым серым тоном окраски глин. Глины более алевритистые и массивные, местами известковистые, содержат прослои и линзы мергелей и известняков. В восточных чинках Южно-Мангышлакского плато, южнее горы Беяльсень, в останцах во впадине Карынжарык и в чинках Устюрта, у сора Кендырли, в куюлусской свите прослеживаются три пачки красно-бурых песчаных глин мощностью (снизу вверх) 9, 4 и 5 м. К северу пестрые глины срезаются, а на запад прослеживаются по скважинам (С. Е. Петров, А. И. Шарапов и др., 1964 г.) далеко на Южно-Мангышлакском плато. Правда, интенсивность окраски на запад уменьшается. Границу между узунбасской и куюлусской свитами провести трудно, поэтому в большинстве случаев она проводится условно.

В глинах куюлусской свиты встречаются остатки рыб и зубы акул, среди которых Л. С. Гликманом определены *Carcharodon angustideus* Ag., *Odontaspis acutissima* Ag., *O. cuspidata* Ag., *Lamna rupelien- sis* Le Hon., *Notidanus primigenius* Ag., *Alopecias latidens* L., *Oxyrhina desori* Ag. Фораминиферы представлены следующими видами (определения И. А. Прусовой): *Spiroplectamina carinata* Orb., *Baggina iphigenia* Samoil., *Cibicides* aff. *pseudoungerianus* Cushm., *Nonion dosularensis* Chalil., *Caucasina schischkinskayae* Samoil., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Quinqueloculina impressa* Born.

Этот комплекс позволяет сопоставлять куюлусскую свиту с верхней частью нижнего олигоцена Кавказа и Крыма.

Мощность отложений куюлусской свиты достигает 70—110 м. В наиболее прогнутаой части Жазгурлинской мульды, возможно, несколько больше.

По определениям А. С. Столярова (1961), общая мощность узунбасской и куюлусской свит в Чакрырганской мегасинклинали (на западе) достигает 300 м, в Сегендыкской синклинали сокращается до 20 м, в Карагие 70—80 м, на Песчаном Мысе 35 м, в районе впадины Жазгурлы до 200 м и у залива Кара-богаз-гол до 400 м.

Кенджалинская свита (зона *Spiroplectamina carinata* и *Caucasina schischkinskayae*) залегаёт согласно на куюлусской, граница между ними проводится по кровле более светлых массивных глин. Кенджалинская свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена зеленовато-серыми глинами, в которых встречаются прослойки светло-коричневых и буроватых глин. Изредка имеются прослойки алевроитов. Глины плотные, слоистые, некарбонатные.

В глинах содержатся *Spiroplectamina* ex gr. *carinata* Ogb., *Quinqueloculina impressa* Коен., *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushm., *Caucasina schischkinskayae* Samoil., *Bolivina microlancetiformis* Subb., *Cibicides pseudoungerianus* Cushm., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinella micra* Cole и др. Из моллюсков встречены *Nucula* ex gr. *compta* Коен.

Верхняя подсвита представлена карбонатными глинами более светлого оттенка, чем нижележащие глины. Степень карбонатности неодинакова на различных участках, местами в карбонатных глинах встречаются прослойки некарбонатных, а местами они представляют собой довольно однородную пачку. В карбонатных глинах много остракод хорошей сохранности. Изредка в них имеются остатки *Rzehakia* (*Ergenica*) *cymlanica* (Zhizh.) Pop., *Cardium cingulatum* Goldf., *Lentidium* sp., *Cuspidaria variabilis* Когов., *Siliquaria harmati* Nost.

Кенджалинская свита относится к среднему олигоцену, причем нижняя подсвита сопоставляется с зоной *Caucasina schischkinskayae* и *Cyclammina constrictimargo* Ставрополя (нижний майкоп) и зоной *Cibicides pseudoungerianus* и *Spiroplectamina carinata* Ергеней. Верхняя подсвита (остракодовый горизонт) сопоставляется со вторым остракодовым горизонтом майкопской серии Северного Кавказа и соленовским горизонтом Ергеней.

Мощность пород нижней подсвиты в районе впадины Жазгурлы достигает 125 м, у Песчаного Мыса — 50 м. Мощности отложений верхней подсвиты (остракодового горизонта) во впадине Карынжарык 10—20 м, у Песчаного Мыса 50 м, в районе впадины Жазгурлы 70—90 м. Общая мощность пород кенджалинской свиты 120—180 м.

Карагийнская свита (зона *Uvigerinella californica*) распространена в западной части Чакрырганской мегасинклинали и в Южно-Мангышлакском прогибе. По литологическим признакам она разделяется на три подсвиты.

Нижняя («подрыбная») подсвита сложена зеленовато-серыми неслоистыми глинами с линзами алевроитов, с ходами илоедов, нередко заполненными алевроитовым материалом, со стяжениями пирита и марказита. Из ископаемой макрофауны в них встречаются остатки крабов и моллюсков: *Nucula* cf. *peregrina* Desh., *N. laevigata* Sow., *N. compressa* Phil., *Joldia glaberrima* Münster., *Fugus* cf. *ustjurtensis* Jlyina, *F. suberraticus* Bajar., *Cardium scobinula* Merkl., *C. abundans* Liver., *C. levinae* Merkl., *Lentidium* sp., *Siliqua* sp., *Tellina* sp., *Pitar*

sp. (определения С. К. Николаевой и Р. Л. Мерклина); из фораминифер — *Uvigerinella californica* Cushman, *Nonion* sp., *Elphidium* sp., *Globigerinella micra* Cole, *G. officinalis* Subb., *Miliolidae*, *Polymorphinidae* (определения И. А. Прусовой). Мощность отложений нижней подсвиты составляет 100—200 м.

Средняя («рыбная») подсвита карагинской свиты залегает на нижней согласно. Контакт между ними не всегда достаточно четкий, однако с точностью до десятка метров границу между ними можно определить всегда. Эта подсвита сложена глинами более темными и однородными с более отчетливо выраженной слоистостью, чем глины ниже- и вышележащие. Глины серые с шоколадным, иногда с зеленоватым оттенком, плотные, хорошо отмученные. Включения пирита и ходы илоедов встречаются более редко, чем в нижней подсвите. Характерной особенностью глин средней подсвиты являются довольно обильные включения рыбных остатков, преимущественно чешуек, образующих в отдельных прослоях большие скопления: такие прослои приобретают коричневато-бурую окраску. Излом глин неровный, «штриховатый» в отличие от преимущественно раковистого и более гладкого излома глин нижней подсвиты. Л. С. Гликман (1964) привел следующий список рыбных остатков: *Odontaspis baigubeki* Glück., *Araloselachus agespensis* Glück., *Jaekelotodus karagiensis* Glück., *Lamiosstoma desori* Sism., *Goleorhinus* ex gr. *latus*, *Rhinoptera studeri* Ag. и др.

Из раковин моллюсков в «рыбной» подсвите встречены *Cardium abundans* Liwer., *Leda accepta* Liwer., *L. deshayesiana* Duch., *L. fragilis* Chern., *L. cf. gracilis* Desh., *Corbula gibba* Olivi, *Nucula compressa* Phil., *Musculus* sp., *Tellina* sp. (определения Р. Л. Мерклина и С. К. Николаевой), из фораминифер — *Uvigerinella californica* Cushman, *Miliolidae*, *Nonion* aff. *polymorphus* Ficht. et Moell., *Elphidium* sp. (определения И. А. Прусовой). Мощность пород средней подсвиты 50—175 м.

Верхняя («надрыбная») подсвита карагинской свиты залегает согласно на средней и граница между ними проводится довольно условно. Литологически верхняя подсвита очень похожа на нижнюю. Она представлена такими же серыми и зеленовато-серыми глинами массивными или слоистыми, с линзами алеврита, с ходами илоедов, заполненными обычно алевритовым материалом и часто встречающимися включениями пиритовых конкреций. Количество алевритового материала постепенно увеличивается вверх по разрезу.

В них найдены *Cardium abundans* Liwer., *Tellina aquitanica* May., *Cyrtodaria angusta* Phil., *Pseudoamussium corneum* Sow., *Nucula compressa* Phil., *Tellina* ex gr. *donacina* L., *Leda gracilis* Desh., *Thracia faba* Sandb., *T. ventricosa* Phil., *Leda deshayesiana* Duch., *Nucula laevigata* Sow., *Lucina* sp., *Cyprina* sp., *Ponope* sp., *Cuspidaria* sp., *Fusus ustiurtensis* Ilyina, *Turris duchasteli* Nyst. (определения Р. Л. Мерклина и С. К. Николаевой). Кроме того, встречены фораминиферы *Uvigerinella californica* Cushman, *Nonion martkobi* Bogd., *Elphidium* sp., *Miliolidae* (определения И. А. Прусовой).

Позднеолигоценовый возраст всех трех подсвит карагинской свиты не вызывает сомнения.

Мощность отложений верхней подсвиты достигает 80 м. Общая мощность пород карагинской свиты во впадине Жазгурлы достигает 420 м.

На п-ове Бузачи, в восточной его части, А. А. Савельев и К. В. Кручинин (ВНИГРИ), проводившие геологическую съемку в 1956—1957 г., по литологическому составу и электрокаротажным диаграммам расчленили олигоценовые отложения на пять свит (снизу вверх).

Улекская свита. Глины темно-серые, тонкоплитчатые, плотные, с обилием рыбьих чешуй и редкими планорбисами. Мощность 17—55 м.

Кайдакская свита. Глины темно-серые, чередующиеся со слюдистыми алевроитами. Мощность 144—193 м.

Жилимшинская свита. Глины темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, вязкие. Мощность 57—144 м.

Бликская свита. Глины светло-серые, желтоватые, в верхней части с конкрециями сидерита. Мощность 67—160 м.

Новоалександровская свита. Глины светло-серые, темно-коричневые и темно-зеленые, чередующиеся с алевроитами, с прослоями септариевых конкреций. Мощность достигает 108 м.

Из этих свит жилимшинская и бликская выделены К. В. Кручининым, остальные — А. А. Савельевым.

Улекская и кайдакская свиты по остаткам фораминифер, определенным Н. К. Быковой, сопоставляются с узунбасской и куюлусской свитами Южного Мангышлака и с хадумским горизонтом (нижний олигоцен) Северного Кавказа. Жилимшинская свита сопоставляется с кенджалинской свитой Южного Мангышлака (средний олигоцен), бликская и новоалександровская свиты относятся к верхнему олигоцену.

К описанному выше следует добавить, что схема расчленения олигоценовых отложений предложена А. С. Столяровым сравнительно недавно и на многих площадях Мангышлака при геологической съемке, проведенной ранее, олигоценовые отложения или совсем не расчленялись, или расчленялись по-иному. Поэтому в настоящее время невозможно дать в деталях четкую картину распространения различных свит и изменения их фаций и мощностей на всей территории Мангышлака. Совершенно ясно, что наибольшую площадь занимают нижнеолигоценовые отложения. Например, в Чакрыганской мегасинклинали к востоку от Сартаганского месторождения присутствует только нижний олигоцен. Средний олигоцен занимает несколько меньшую площадь, верхний — еще меньшую. При этом верхний олигоцен встречается на северо-востоке п-ова Бузачи, на п-ове Тюбкараган и на большей части Южно-Мангышлакского прогиба. Нижний миоцен присутствует лишь в осевой зоне Мангышлакского прогиба, в районе впадин Жазгурлы, Каунды, Кашкарата и на западе — в Сегиндыкской мульде. На п-ове Бузачи, вероятно, отсутствует.

Суммарная мощность олигоценовых отложений весьма изменчива как за счет первичного весьма неравномерного распределения мощностей в зависимости от структурных условий, так и вследствие неравномерной глубины предсреднемиоценового размыва. От крыльев поднятий в сторону прогибов мощность пород олигоцена быстро возрастает, сокращаясь на поднятиях. Однако наибольшие мощности узунбасской, куюлусской и низов кенджалинской свит на юге — на крыле Жазгурлинской мульды (у Кара-Богаз-Гола) и на севере — в Чакрыганской синклинали. В осевой зоне Жазгурлинской мульды мощность их несколько сокращена, а в Сегиндыкской мульде — значительно сокращена. Это связано с некомпенсацией прогибания осадконакоплением, особенно в Сегиндыкской мульде, которая была отгорожена от источников сноса полосой подводных поднятий (Столяров, 1961).

На Южно-Мангышлакском плато наблюдается общее региональное увеличение мощности отложений олигоцена с севера на юг, причем зона наибольших мощностей, видимо, расположена в полосе впадин Каунды и Жазгурлы или несколько южнее этой полосы. Общее увеличение мощности наблюдается и вдоль сора Кайдак с юга на север в чинках

Устюрта, а также на п-ове Бузачи с удалением от Северо-Бузачинского поднятия на запад и особенно на восток к сору Кайдак.

Мощность олигоценых отложений на Северном Актау 8—25 м, к востоку увеличивается до 45 м у колодца Усак и до 75 м у сора Тузбаир, на п-ове Бузачи (в центральной части) 40—70 м, а на северо-востоке (12 км северо-восточнее пос. Кызан возрастает до 197 м), а в северо-восточном углу п-ова Бузачи, у колодцев Тасурпа, только вскрытая мощность достигает 470 м; в чинках Устюрта, к северу от сора Тузбаир, мощность пород олигоцена равна у колодца Алтынкудук 177 м, дальше к северу нижние слои погружаются под уровень сора Кайдак, а мощность обнаженной части равна примерно 170—180 м.

На п-ове Тюбкараган в северных обрывах мощность олигоцена составляет 80 м, в западной части полуострова — 165 м (по скважине), на погружении Кусайникской антиклинали 272 м, ближе к своду Тюбджикской антиклинали 30—65 м, а на ее южном крыле 150—190 м.

На западном погружении Беке-Башкудукской мегантиклинали мощность пород олигоцена 8—15 м (у колодца Имыр), в долине Куюлус видима мощность 30—100 м, в Чакырганской мегасинклинали достигает 150—200 м (западнее пос. Сартаган), а к востоку уменьшается до полного срезания у сора Мурзаир; в Саускан-Бостанкумской мегасинклинали (на крыльях) 10—20 м, во впадине Узень (на южном склоне) до 30 м, во впадине Тунгракшин (по скважине в южной части) 76 м.

Максимальная мощность отложений олигоцена в чинках Устюрта между сором Тузбаир и горой Карамая 80—100 м, в ряде мест сокращается до полного срезания (на антиклиналях), южнее горы Белясьень достигает 200—250 м, к югу от горы Карамая в чинках Устюрта до 280 м. На Южно-Мангышлакском плато множество скважин вскрыли 100—250-метровую толщу глин и не вышли из олигоцена. Во впадине Чагаласор вскрытая мощность пород олигоцена равна 430 м и обнаженная их часть достигает примерно 70 м, а вся мощность олигоценых отложений здесь выше 500 м. Во впадине Жазгурлы только мощность пород верхнего олигоцена — нижнего миоцена составляет 530 м, а общая мощность отложений всего олигоцена и нижнего миоцена достигает не менее 800 м. В районе впадины Карагие, по данным А. С. Столярова, мощность олигоценых глин приближается к 500 м.

УСТЮРТ

Палеогеновые отложения широко развиты под покровом неогена на всем плато Устюрт, за исключением большей части Мангышлакской и Туаркырской систем мегантиклиналей и мегасинклиналией (рис. 73). Верхняя часть палеогеновых отложений обнажена на всем протяжении чинков Устюрта; полностью они выходят только в районе погружения Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналией под плато Устюрт, в месте выхода Кассарминской мегантиклинали на западный берег Аральского моря и в обрывах Айбугир на Юго-Восточном Устюрте уже за пределами Западного Казахстана.

Первые сведения о палеогеновых отложениях Устюрта появились в результате работ Н. И. Андрусова (1889, 1910, 1911, 1915) и М. В. Баярунаса (1911, 1912) на Мангышлаке и Западном чинке плато Устюрт. В дальнейшем обнажения пород палеогена в чинках Устюрта изучались и описывались многими исследователями (Вялов, 1930, 1931, 1935; Солун, 1940; Вахрамеев, 1949; Яншин, 1949, 1953; Кузнецова, 1952; Ильина, 1953, 1955; Овечкин, 1954, 1962; Размыслова, 1956; Гарецкий, Мерклин и Яншин, 1958; Загоруйко и Скворцов, 1959; Ливеровская, 1960;

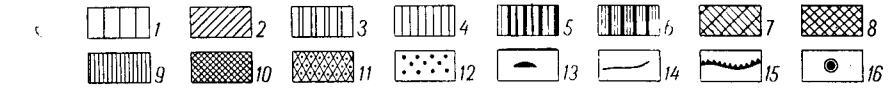
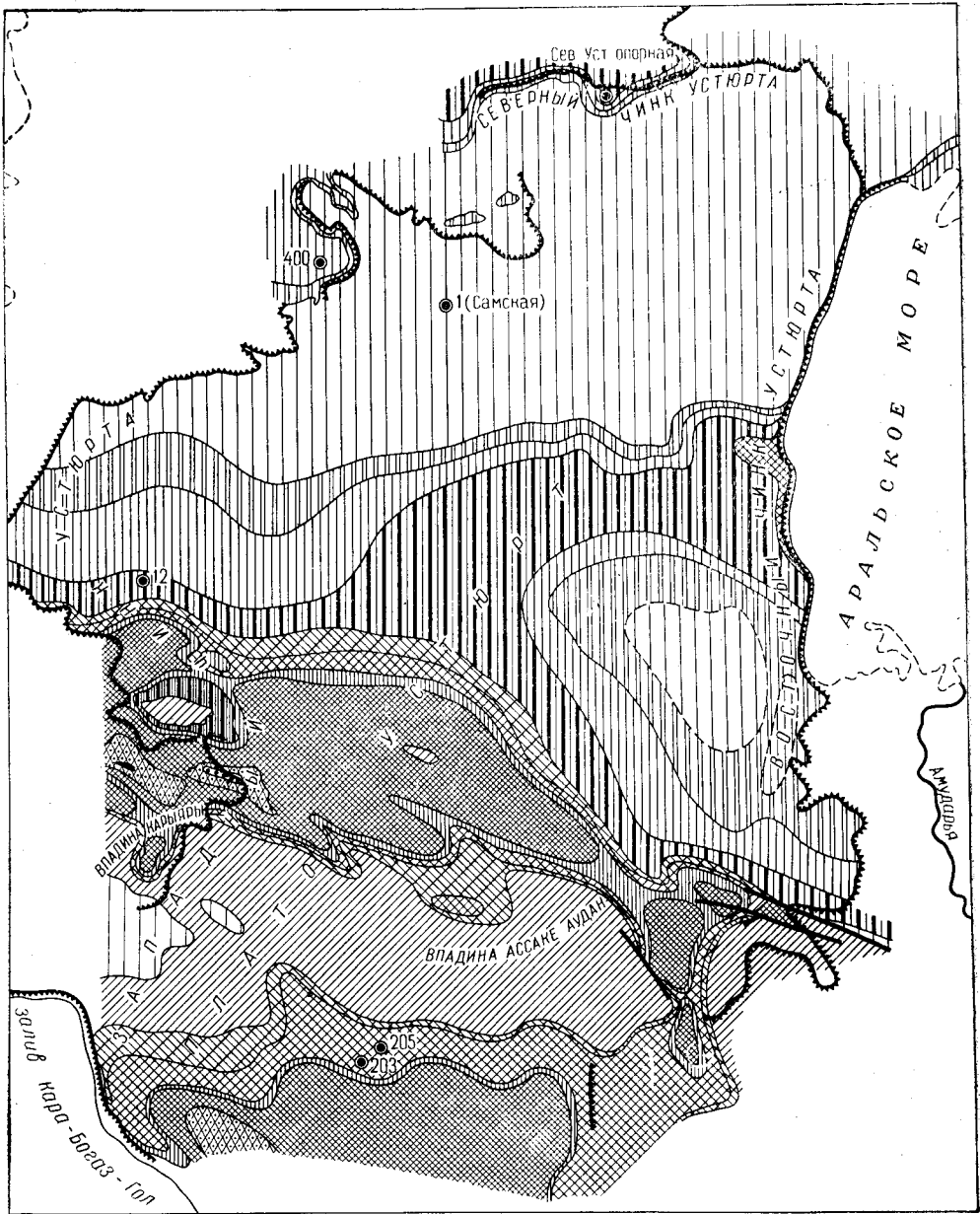


Рис. 73. Схематическая геологическая карта досреднемиоценовых отложений Устюрта (по Р. Г. Гарецкому и И. С. Плещееву, 1964)

1 — верхний олигоцен — нижний миоцен; 2 — нижний и средний олигоцен нерасчлененные; 3 — соленовский горизонт среднего олигоцена; 4 — ащайрыкская свита среднего олигоцена; 5 — нижний олигоцен; 6 — верхний эоцен нерасчлененный; 7 — аманкизилитская и шорымская свиты верхнего эоцена; 8 — адаевская свита верхнего эоцена; 9 — палеоцен, нижний и средний эоцен; 10 — верхний мел; 11 — нижний мел; 12 — юра; 13 — пермотриас; 14 — геологические границы; 15 — чинки (обрывы) плато Устюрт; 16 — упоминаемые в статье скважины и их номер

Мерклин, 1960, 1961; Коробков, 1960, 1962, 1965; Гарецкий, 1962; Бронево́й, Ки́рюхин и др., 1964; Бронево́й, Брызжева и др., 1966; Бронево́й и Ки́рюхин, 1966, 1966а).

За последнее время палеогеновые отложения в пределах плато Устюрт вскрыты многочисленными структурно-картировочными скважинами, пробуренными при геологосъемочных работах в основном Всесоюзным аэрогеологическим трестом (И. И. Бляхер, В. В. Буклин, В. В. Ишутин, Ю. М. Клейнер, И. С. Плещеев, А. И. Шарапов, Б. З. Урецкий, Л. Г. Ки́рюхин и др.), а на Южном и Юго-Восточном Устюрте — Союзной геологопоисковой конторой (О. А. Кузьмина, Г. Ф. Пантелеев, В. А. Иванова, Н. Г. Попов, В. А. Кручинин и др.). Отложения палеогена целиком пройдены Северо-Устюртской опорной скважиной (трест «Актюбнефтеразведка»), глубокими скважинами в районе колодцев Теренкудук, Байтерек, Чурук и др., (Каракалпакская контора разведочного бурения) и в ряде скважин Северного Предустюртя (Актюбинская комплексная геологоразведочная экспедиция и трест «Актюбнефтеразведка»).

Данные о палеогеновых отложениях, полученные в результате бурения, опубликованы Н. Н. Кандиновым и В. А. Ивановой (1960), В. А. Ивановой (1961), В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961), Г. Ф. Пантелеевым и Е. А. Киченко (1961), Н. Г. Поповым и Г. Ф. Пантелеевым (1961), П. Т. Рыгиной (1961), Р. Г. Гарецким (1962), А. И. Коробковым (1962, 1965), Р. Г. Гарецким и И. С. Плещеевым (1964), Б. П. Жижченко (1964), Т. П. Бондаревой, В. А. Ивановой и В. И. Самодуровым (1964), О. С. Вяловым (1964), Т. П. Бондаревой (1964), И. А. Прусовой (1965), И. Г. Гринбергом и В. Г. Сухининым (1965); П. Я. Авровым, З. Е. Булекбаевым и др. (1965), В. А. Броневым, Н. И. Брызжевой и др. (1966), В. А. Броневым и Л. Г. Ки́рюхиным (1966, 1966а).

Палеоген Устюрта представлен всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом.

В пределах плато Устюрт можно выделить два основных типа разрезов: южный, развитый на большей части плато, и северный, характерный для районов, примыкающих к северным чинкам. Переход одного типа разреза палеогена в другой происходит в районе осевой части Северо-Устюртского прогиба, в полосе немного южнее соров Каратюлей, Асмантай-Матай и Косбулак. Палеогеновые отложения первого типа весьма близки к одновозрастным образованиям Мангышлака, а следовательно, и Крымско-Кавказской области. Палеоген северного типа близок к соответствующим отложениям Северного Приаралья, Тургайской равнины и Западной Сибири. В связи с этим описание палеогеновых отложений Устюрта дано отдельно для двух районов: северного и южного.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ПЛАТО УСТЮРТ

Палеоцен

Отложения палеоцена обнажены в западных чинках Устюрта от сора Тузбаир до сора Кайдак и южнее горы Карамая в районе Кендырлиса, выходят на Юго-Восточном Устюрте в урочище Айбугир, а также вскрыты бурением как в упомянутых районах, так и на южном крыле Ассакеуданского прогиба. Отложения палеоцена отсутствуют на ряде крупных поднятий (Кассарминское, Карабаурское и др.), но, по-видимому, широко распространены в осевых участках Барсакельмесского и Ассакеуданского прогибов. В известных местах развития

палеоценовые породы с размывом залегают на датских, а в ряде мест на более древних отложениях верхнего мела.

У сора Тузбаир отложения палеоцена залегают на датских известняках и представлены узловатыми песчанистыми известняками, к северу переходящими в красно-бурые и зеленовато-серые мергели.

К югу от горы Карамая на датских известняках несогласно лежит пачка кварцево-глауконитовых песков с *Gryphaea nomada* Vial., *Terebratulula* aff. *bisinuata* Согп. и др. (определения А. П. Ильиной).

На южном крыле Ассакеауданского прогиба (скважины 203 и 205 ВАГТа) и, следовательно, на северном погружении Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей на известняках датского яруса с перерывом лежат светло-серые, участками песчанистые известняки с прослоями светло-серых мергелей (Пантелеев и Киченко, 1961).

На Юго-Восточном Устюрте, в районе урочища Айбугир, палеоценовые породы залегают на датских известняках или на более древних осадках верхнего мела с размывом и сложены серыми и зеленовато-серыми известняками, местами опесчаненными в нижней части и желтовато-бурыми, коричневыми и кирпично-красными мергелями в верхней части (Иванова, Пантелеев и Попов, 1961).

Во всех названных точках описываемые отложения содержат остатки фораминифер *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *A. intermedia* Subb., *Cibicides incognitus* Vass., *C. ex gr. spiropunctatus* Gall. et Morr. и др., позволяющие отнести их к верхнему палеоцену и параллелизовать с суллукапинской свитой Мангышлака (Ливеровская, 1960).

Мощность палеоценовых отложений в чинках Устюрта у сора Тузбаир 4 м, к северу, у сора Кайдак, увеличивается до 8—10 м, у Кендырлиса она достигает 5 м, на погружении Туаркырской системы структур равна 10 м, увеличиваясь до 12—15 м далее в глубь Ассакеауданского прогиба на южном его крыле. В районе юго-восточных чинков Устюрта она колеблется от 0 до 25 м.

Нижний эоцен

Отложения нижнего эоцена обнажены на тех же участках, что и палеоценовые, а также вскрыты рядом скважин на Южном Устюрте. Нижнеэоценовые отложения согласно залегают на породах верхнего палеоцена и реже несогласно на датских и маастрихтских образованиях.

В чинках Устюрта у соров Тузбаир и Кайдак отложения нижнего эоцена представлены красно-бурыми и зеленовато-серыми мергелями с раковинками фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae* (Ливеровская, 1960).

У Кендырлиса нижний эоцен сложен кварцево-глауконитовыми песками с *Nummulites murchisoni* Вгипп., *N. planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leut. и др. По заключению Г. С. Пантелеева, этот комплекс нуммулитов характерен для нижнего эоцена.

В скважинах 203 и 205 на юге Устюрта вскрыты мергели белые, серые, коричневые, бурые и черные, нередко пятнистые, с прослоями крепких известняков. В этих породах И. А. Прусковой определены нижнеэоценовые фораминиферы *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia subbotinae* Mогоz., *Acarinina pentacamerata* Subb.

На северо-восточном окончании Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей нижний эоцен сложен светло-серыми известняками с фораминиферами зоны *Globorotalia subbotinae* (Пантелеев и Киченко, 1961).

На Юго-Восточном Устюрте нижний эоцен представлен мергелями и глинистыми известняками коричневато-бурыми, зеленовато-желтыми и зеленовато-серыми с зональным видом *Globorotalia subbotinae* Mогоz. (Иванова, Пантелеев и Попов, 1961).

На южном крыле Северо-Устюртского прогиба в районе скв. 12 (В. С. Алексеев) выше пород маастрихта вскрыты мелоподобные мергели с нижнеэоценовым комплексом фораминифер: *Marginulina fragaria* Gümb., *Globorotalia velascoensis* Cushm., *G. marginodentata* Subb., *Acarinina acarinata* Subb., *A. pentacamerata* Subb. и др. (определения В. А. Ивановой).

Нужно отметить, что в большинстве случаев как по литологическому составу, так и по содержащимся в них комплексам фораминифер нижнеэоценовые отложения крайне трудно отделимы от верхнепалеоценовых. Поэтому нередко при геологическом картировании эти отложения объединяются вместе.

Мощность нижнеэоценовых отложений у сора Тузбаир равна 1 м, увеличиваясь к северу, к сору Кайдак, до 10 м, у Кендырлиса она достигает 6 м. На юге Устюрта мощность пород нижнего эоцена увеличивается до 20 м (в скважинах 203 и 205) и до 17 м на северо-восточном окончании Туаркырских структур. На Юго-Восточном Устюрте она не превышает 14 м.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена распространены почти на всей территории Устюрта, за исключением участков Карабаурской, Музбельской и ряда других мегантиклиналей Мангышлакской системы дислокаций, в которых они полностью выклиниваются. Отложения обнажены в западных чинках Устюрта у южной оконечности сора Кайдак, у сора Тузбаир, на ряде синклинальных участков между сором Тузбаир и колодцем Кугусем и далее к юго-западу — у сора Кендырли. Хорошие обнажения среднеэоценовые породы образуют на Юго-Восточном Устюрте, в районе урочища Айбугир, а также на берегах Аральского моря в районе колодца Кассарма и мыса Актумсык (Кассарминская мегантиклиналь). Эти отложения вскрыты многими скважинами в крыльевых частях Южно-Мангышлакского, Ассакеауданского и Барсакельмесского прогибов.

На подстилающих породах нижнего эоцена в тектонически погруженных участках осадки среднего эоцена залегают согласно, а на поднятиях — несогласно на различных более древних породах верхнего мела: на датских известняках вблизи сводов Карабаурской и Музбельской мегантиклиналей, на породах маастрихта или даже кампана в пределах Кассарминской мегантиклинали.

В южной части Устюрта средний эоцен представлен известняками с прослоями мергелей и редко карбонатных глин. Обычно в нижней части преобладают белые и светло-серые комковатые известняки, вблизи поднятий нередко песчанистые, в основании — с включением гальки более древних пород. В верхней части преобладают белые, сероватые, розоватые и коричневые мергели, местами с прослоями светло-серых глин. В районах Мангышлакской системы дислокаций и Кассарминской мегантиклинали в низах среднего эоцена развиты нуммулитовые известняки.

Описываемые отложения содержат богатые комплексы фораминифер, списки которых приведены в работах В. А. Загоруйко и И. В. Скворцова (1959), В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеева и Н. Г. Попова (1961). В большинстве случаев в южной части Устюрта удается

выделить комплексы фораминифер, отвечающие двум зонам среднего эоцена Предкавказья: *Truncorotalia aragonensis* и *Acarinina crassaformis*. Однако ни по литологическому составу, ни по микрофауне четкой границы между этими зонами наметить не удается.

На крыльях центральноустюртской части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей в известняках обнаружены раковинки нуммулитов *Nummulites irregularis* Desh., *N. murchisoni* Grupp., *Operculina gigantea* Mayer и др. (определения Г. И. Немкова и Г. С. Пантелеева). В нуммулитовых известняках района мыса Актумсык определены *Discocyclus* cf. *sella* Grch., *Nummulites irregularis* Desh., а также остатки ракообразных *Ranina marestiana* Koenig.

Мощность отложений среднего эоцена значительно изменяется в зависимости от структурного положения разреза: на поднятиях она сокращается вплоть до полного выклинивания слоев, к центральным частям прогибов — увеличивается. У сорос Тузбаир и Кайдак она колеблется от 32 до 41 м, на крыльях Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов изменяется от 14 до 53 м, на Юго-Восточном Устюрте (район урочища Айбугир) — от 10 до 51 м, на участке колодец Кассарма — мыс Актумсык — от 0,5 до 13 м.

Верхний эоцен

Верхнеэоценовые отложения залегают согласно без перерыва на среднеэоценовых и занимают почти такую же площадь, как и последние, лишь несколько дальше отступая к северу и югу от центральноустюртской части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Они образуют хорошие обнажения там же, где и отложения среднего эоцена, но их выходы занимают большую площадь. Отложения верхнего эоцена вскрыты многочисленными скважинами в различных местах плато Устюрт. В южной части Устюрта верхнеэоценовые отложения по литологическому составу и комплексам содержащихся в них фораминифер могут быть подразделены на три части, имеющие полное сходство с соответствующими свитами Мангышлака, где они носят названия (снизу вверх): аманкизилитской — «нижней белой», шорымской («рыбной») и адаевской — «верхней белой» — (Кузнецова, 1952; Ливеровская, 1960). Эти свиты в свою очередь очень близки верхнеэоценовым свитам Предкавказья: керестинской, кумской и белоглинской. Последние названия со словом «горизонт» применялись В. А. Загоруйко и И. В. Скворцовым (1959) для разрезов мыса Актумсык, а В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961) — для Юго-Восточного Устюрта. Нам представляется более правильным для южной части Устюрта применять названия свит Мангышлакского разреза, непосредственно прилегающего к Устюрту и протягивающегося в его пределы.

Аманкизилитская свита сложена белыми, светло-серыми (на востоке — зеленовато-серыми) мергелями с прослоями известняков и карбонатных глин и связана с подстилающими среднеэоценовыми отложениями постепенными переходами. В районах, прилегающих к Мангышлаку, на Юго-Восточном Устюрте и на Кассарминской мегантиклинали эта свита, хотя и с трудом, но может быть отделена от нижележащих пород. Нередко она причленяется к отложениям среднего эоцена, так как по литологическому составу часто очень близка к среднеэоценовым породам.

В отложениях свиты в ряде мест обнаружены фораминиферы, позволяющие относить ее к зоне *Hantkenina alabamensis* и зоне *Acarinina*

rotundimarginata (В. А. Иванова, И. А. Прусова). Богатый список фораминифер из этой части разреза приводится Е. В. Ливеровской (1960), В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961).

Мощность отложений аманкизилитской свиты в районах Устюрта, прилегающих к Мангышлаку, достигает 10—15 м, на северо-восточном окончании Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей — 16 м, на Юго-Восточном Устюрте — 15—20 м, сокращаясь в при-сводовых участках центральноустюртской части Мангышлакской системы дислокаций до 5—7 м. В районе мыса Актумсык она равна 9—10 м.

Шорымская свита на большей части территории Устюрта представлена кремовыми, коричневыми, реже светло-серыми плитчатыми мергелями, с прослоями (главным образом в верхней части) зеленовато-серых и коричневатых глин. Ближе к поднятиям, например южнее горы Карамая, в нижней части свиты появляются прослойки песчаников и песчаных карбонатных глин. На юг, в сторону центральных частей Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов, происходит замещение мергелей зеленовато-серыми известковистыми глинами с бурыми пятнами ожелезнения. Глины преобладают и на южных склонах этих прогибов. На Юго-Восточном Устюрте среди мергелей шорымской свиты обнаружены тонкие (до 5 см) прослойки пепловых глинистых туфов (Попов и Пантелеев, 1961). К югу и юго-западу от этой территории, в сторону Дарьялык-Дауданского прогиба и Центрально-Каракумского свода, происходит замещение средней части шорымских мергелей слабо карбонатными и некарбонатными зеленовато-серыми глинами с одновременным значительным увеличением их мощностей.

Отложения шорымской свиты содержат большое количество чешуи рыб, зубы акул и раковинки планктонных фораминифер. Среди последних обычно *Globigerina apertura* Cushman., *G. turcmenica* Chalil., *G. bulloides* Orb., *G. inflata* Orb., *G. eocaenica* Terq., *G. micra* (Cole), *G. voluta* (White), *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Cyclamina lacenta* Andr. и др. (определения В. А. Ивановой и И. А. Прусовой). Этот комплекс фораминифер говорит о принадлежности шорымской свиты к зоне *Lyrolepis caucasica* и *Globigerina apertura*.

Мощность отложений шорымской свиты (скв. 400) на склонах Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов достигает 160 м, сокращаясь до 17 м у сора Кендырли, а затем и совсем срезаясь в пределах увала Музбель. На Юго-Восточном Устюрте она обычно равна 40—50 м и постепенно срезается до полного исчезновения в районе Карабаурской мегантиклинали. К югу отсюда она значительно возрастает и у впадины Ахчакая (за пределами Устюрта) достигает 265 м, а в Центральных Каракумах — 358 м. У мыса Актумсык на западном берегу Аральского моря она равна 32 м.

Адаевская свита в районе Устюрта, примыкающем к Мангышлаку, представлена белыми, местами розовыми мелоподобными мергелями. Такими же мергелями сложена свита на склонах центральноустюртской части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. На Юго-Восточном Устюрте она состоит из мергелей, глинистых известняков и известковистых глин. В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961) она делится на три пачки: нижнюю, сложенную белесыми или слабо-зеленоватыми мергелями; среднюю, представленную красно-бурными мергелями, и верхнюю — зеленоцветную. Все три пачки связаны постепенными переходами. В районе мыса Актумсык адаевская свита подразделяется на две пачки: нижнюю — розовые и коричневатые красные мелоподобные мергели — и верхнюю — зеленые

карбонатные глины. В центральных частях Ассакеауданского и Южно-Мангышлакского прогибов в адаевской свите увеличивается количество зеленовато-серых, реже розоватых карбонатных глин и уменьшается содержание мергелей.

В отложениях адаевской свиты содержится богатый комплекс фораминифер, который показывает, что эти породы соответствуют зонам *Globigerinoides conglobatus*, крупных глобигерин и *Bolivina* (определения И. А. Прусковой, Н. К. Быковой, В. А. Ивановой и др.). На Юго-Восточном Устюрте выделяемые В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961) две нижние пачки соответствуют зоне *Globigerinoides conglobatus* и зоне крупных глобигерин, а верхняя пачка — зоне *Bolivina*. На мысе Актумсык соответственно нижняя пачка относится к первой фораминиферовой зоне, а верхняя — ко второй. Списки фораминифер из адаевской свиты приведены В. А. Загоруйко и И. В. Скворцовым (1959), Е. В. Ливеровской (1960), В. А. Ивановой, Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961). Во многих местах адаевская свита содержит раковины ископаемых моллюсков, среди которых обнаружен зональный вид *Variamusium fallax* К о г о б.

Мощность отложений адаевской свиты в прогибах на юге Устюрта достигает 50 м, на юго-востоке Устюрта колеблется от 18 до 63 м, на мысе Актумсык равна 17 м, в пределах всей Кассарминской мегантиклинали изменяется от 2 м на Теренкудукском поднятии до 30 м на собственно Кассарминском.

Олигоценые-нижнемиоценовые отложения

Разрез палеогеновых отложений Устюрта заканчивается толщей глин олигоцена. В большинстве районов она постепенно переходит в неотделимые от нее такие же глины нижнего миоцена. Эти отложения распространены почти по всей территории Устюрта и срезаются вышележащими породами среднего и верхнего миоцена только в районе сводовых участков Музбельской, Карабаурской, Айбугирской и других мегантиклиналей Мангышлакской системы дислокаций, а также Кассарминской мегантиклинали. Несмотря на то что из отложений всей палеогеновой системы эти породы вскрыты наибольшим числом скважин, их расчленение представляет значительные трудности. Это вызвано большим однообразием их литологического состава, редким присутствием характерных остатков организмов и недостаточной их изученностью.

По вещественному составу и палеонтологической характеристике глинистая толща олигоцена — нижнего миоцена южной части Устюрта сопоставляется с отложениями майкопской серии Предкавказья. В ее низах могут быть выделены отложения хадумского горизонта (нижний олигоцен). Почти по всей территории Устюрта прослеживаются средне-олигоценые отложения — аналоги зоны *Spiroplectamina carinata* Предкавказья — и соленовский горизонт. Вышележащие осадки верхнего олигоцена и нижнего миоцена на большей части описываемой территории объединяются вместе и могут быть сопоставлены с отложениями среднего — верхнего майкопа.

Хадумский горизонт на Южном Устюрте (в пределах восточной части Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов) сложен зеленовато-серыми известковистыми глинами. При приближении к Музбельской и Карабаурской мегантиклиналям в них появляются прослой алевритов и они местами становятся песчанистыми. На Юго-Восточном Устюрте и в соседнем Дарьялык-Дауданском прогибе хадумский горизонт представлен зелеными некарбонатными пластич-

ными глинами, слоистыми некарбонатными в средней части и неслоистыми слабо известковистыми в нижней.

Отложения хадумского горизонта залегают согласно без видимого перерыва на породах адаевской свиты верхнего эоцена. На Юго-Восточном Устюрте верхняя граница хадумского горизонта отбивается довольно отчетливо по смене однородных зеленых глин более темными с серым или коричневым оттенком нередко алевритистыми глинами. На отдельной территории эта граница в основном проводится по данным изучения фораминифер и моллюсков.

Б. П. Жижченко, Р. Л. Мерклиным, С. К. Николаевым и Н. А. Фокиной из различных районов Устюрта в этих отложениях определен комплекс моллюсков: *Nucula compta* Goldf., *Leda perovalis* Кoen., *L. nana* Кoen., *L. pygmaea* Münst., *L. chadumica* Когоб., *Cardium cingulatum* Кoen., *Corbula conglobata* Кoen., *Pseudamussium cosmanni* (Кoen), *P. hauchecornei* (Кoen.), *Cuspidaria variabilis* Когоб., *C. variocostata* Когоб., *Glycimeris lunulatus* Nyst., *G. tenuisulcatus* Кoen., *Dentalium novaki* Кoen. и др.

И. А. Прусова и В. А. Иванова также из различных мест Устюрта из этой толщи определили фораминиферы *Cristellaria herrmanni* Andr., *Cibicides pseudoungerianus* Cushm., *C. kilianii* (Andr.), *C. puris* Schutz., *Nonion praevis* Subb., *Angulogerina transcaspianensis* Могоз., *Bolivina mississippiensis* Cushm. и др., на основании которых эти отложения можно сопоставить с хадумским горизонтом Предкавказья. В. А. Иванова (1961) отложения хадумского горизонта Юго-Восточного Устюрта и Южного Приаралья сопоставляет с зоной *Haplophragmoides deformabilis* и *Cristellaria herrmanni* Предкавказья.

Мощность отложений хадумского горизонта в восточной части Южно-Мангышлакского прогиба и в Ассакеауданском прогибе колеблется от 35 до 175 м. На юго-востоке Устюрта и в соседнем Дарьялык-Дауданском прогибе она изменяется от 90 до 185 м.

Слой со *Spiroplectamina carinata* на большей части территории представлены однообразными зеленовато-серыми глинами, в разных пунктах в различной степени опесчаненными. Песчано-алевритовые разности в составе этого горизонта обычно не играют значительной роли, будучи распространенными в основном вблизи крупных поднятий (Музбельское, Карабаурское и т. п.).

Р. Л. Мерклиным, Б. П. Жижченко, С. К. Николаевой, Н. А. Фокиной из различных пунктов определены *Nucula compta* Goldf., *Leda chadumica* Когоб., *Cuspidaria variabilis* Когоб., *C. variocostata* Когоб., *Dentalium novaki* Кoen. и др. И. А. Прусовой, В. А. Ивановой установлен из этих отложений богатый комплекс фораминифер зоны *Spiroplectamina carinata*.

Мощность отложений зоны *Spiroplectamina carinata* на юге и юго-востоке Устюрта, в Ассакеауданском прогибе, достигает 150—170 м.

Соленовский горизонт сложен зеленовато-серыми, серыми и коричневатосерыми обычно карбонатными глинами, содержащими, как правило, то или иное количество раковин остракод. На западе и на юге Устюрта глины соленовского горизонта в сухом состоянии отделяются от ниже- и вышележащих пород по более светлой окраске и по их карбонатности.

В породах соленовского горизонта наряду с остракодами содержатся остатки моллюсков *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.) Pоров, *Lentidium* (*Janschinella*) *garetzkii* Merkl., *Cardium* sp. (определения Р. Л. Мерклина и С. К. Николаевой). Мощностью отложений соленовского горизонта обычно колеблется от 2 до 20 м.

На юго-востоке Устьярта и в соседнем Дарьялык-Дауданском прогибе отложениям среднего олигоцена соответствует нижняя часть пород дарьялыкской свиты, выделенной здесь В. А. Ивановой, Н. Г. Поповым и Г. Ф. Пантелеевым (1961). Она сложена близкими к описанным зеленовато-серыми, серыми и коричневатостерыми глинами. В. А. Иванова эту часть отложений дарьялыкской свиты относит к зоне *Spiroplectamina carinata* и *Uvigerinella californica* var. *parva*. Максимальная мощность отложений дарьялыкской свиты (включая ее верхнеолигоценовую и нижнемиоценовую части) отмечена в районе Дарьялык-Дауданского прогиба, где она немного превышает 200 м. На структурно более приподнятых участках их мощность сокращается вплоть до полного выклинивания. Общая мощность отложений нижнего и среднего олигоцена на юге Устьярта (в Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах) достигает 340 м, постепенно сокращаясь к югу и северу (к соседним поднятиям) до полного срезания.

Верхний олигоцен — нижний миоцен. На большей части плато Устьярт отделение отложений верхнего олигоцена от фаунистически охарактеризованных отложений нижнего миоцена становится крайне затруднительным. Это вызвано тем, что и те и другие представлены литологически сходными породами, в верхней части весьма бедными остатками фауны. Поэтому обычно выделяется нерасчлененная толща верхнего олигоцена — нижнего миоцена.

Отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена широко распространены на территории Устьярта, но занимают несколько меньшую площадь, чем ниже-среднеолигоценовые образования, на которых они лежат согласно, без перерыва. На Южном Устьярте, в Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах, отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена представлены коричневатостерыми, зеленоватостерыми и темно-серыми бескарбонатными глинами, часто алевритистыми, с включениями пирита, с прослоями алевритов и песков. Ближе к поднятиям (особенно в верхней их части) роль алевритов и песков увеличивается, а отдельные их слои достигают мощности более 10 м.

На всем Устьярте верхние слои олигоцена — нижнего миоцена имеют буроватую окраску из-за ожелезнения. По-видимому, это результат химических изменений (рудиментарная кора выветривания), протекавших в континентальный период, предшествовавший накоплению осадков среднего миоцена (Богородский, Кравчук и Черняховский, 1961).

Во многих скважинах и обнажениях по всей описываемой толще (кроме самой верхней ее части) собраны многочисленные раковины моллюсков *Nucula compta* Goldf., *Nuculoma laevigata* (Phil.), *Cardium abundans* Liwer, *Cardium levinae* Merkl., *Corbula helmsereni* Mikhail, *Cerithium margaritaceum* Broc., *Tellina nysti* Desh., *Psammobia angusta* Phil. и др. (определения Р. Л. Мерклина, С. К. Николаевой, Б. П. Жижченко, А. П. Ильиной). Согласно данным И. А. Прусовой, В. А. Ивановой и др., в этой части разреза устанавливаются два комплекса фораминифер: нижний, комплекс со *Spiroplectamina terekensis* и верхний — с *Elphidium onerosum* и *Cibicides ornatus*.

Мощность отложений верхнего олигоцена — нижнего миоцена в Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах колеблется от 20 до 130 м.

На юго-востоке Устьярта верхнему олигоцену — нижнему миоцену соответствует верхняя часть отложений дарьялыкской свиты. Здесь В. А. Иванова (1961) выделяет две зоны: 1) *Haplophragmoides kjuurendagensis* и *Spiroplectamina terekensis* и 2) *Nonion polymorpha*.

hus и *Cibicides ornatus*. Отложения первой зоны В. А. Иванова относит к верхнему олигоцену, второй зоны — к нижнему миоцену. Во второй зоне впервые появляются и достигают максимального развития такие виды, как *Elphidium onerosum* Bogd., *E. onerosum* Bogd. var. *mariae* Artchvadze, *Nonion polymorphus* Bogd., *N. ipatovcevi* Bogd., *N. granosus* Orb., *N. martcobi* Bogd., различные *Polymorphinidae*, *Cibicides ornatus* Bogd. и *C. aff. stavropolensis* Bogd.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ПЛАТО УСТЮРТ

Палеоцен

Непосредственно на территории северной части плато Устюрт палеоценовые отложения нигде не обнажены и до сих пор не вскрыты (в связи с глубоким их залеганием) ни в одной из скважин. Они обнаружены при геологосъемочных работах на Предустюртской равнине (Гарецкий, 1962; Гарецкий и Плещеев, 1964; Кирюхин, 1965). Поскольку отсюда на юг идет непрерывное погружение слоев в сторону Северо-Устюртского прогиба, вполне естественно предположить, что эти образования имеются и в прогибе, если они широко (за исключением локальных поднятий — Чагамбайское и др.) развиты на его северном крыле.

Палеоценовые отложения на Предустюртской равнине залегают везде трансгрессивно, с фосфоритовым горизонтом в основании, на породах маастрихтского или датского ярусов. В северо-западной части этого района они представлены в основном розовыми, желтыми или серыми мергелями, аналогичными палеоценовым мергелям района р. Эмбы. К востоку мергели замещаются темно-серыми или зеленовато-серыми карбонатными и бескарбонатными алевритовыми глинами. В наиболее полных разрезах выделяются нижнепалеоценовые отложения (карбонатные глины) и верхнепалеоценовые (бескарбонатные глины).

По данным И. А. Прусовой и Т. П. Бондаревой, среди отложений, отнесенных к нижнему палеоцену, обнаружен довольно богатый комплекс фораминифер зоны *Cibicides lectus* (*Spiroplectamina embaensis* N. Вукoвa, *Heterostomella gigantea* Subb., *Anomalina* ex gr. *danica* Brotz., *A. praecuta* Vass., *Cibicides excavatus* Brotz, *C. lectus* Vass., *C. hemicompressus* Mогоz. и др.). В верхней пачке встречены *Glomospira charoides* Park et Jojnes, *Spiroplectamina spectabilis* Grz., *Eponides lunatus* Brotz., *Cibicides incognitus* Vass., *C. ex gr. eoscaenus* G ü m b. и др. Мощность палеоценовых отложений колеблется от 5—15 до 20—26 м.

Нижний эоцен

Нижнеэоценовые отложения вскрыты рядом скважин у сора Ащиктайпак на Северо-Западном Устюрте, близ северных чинков в районе гор Жильтау. Они представлены красноцветными серовато-белыми и коричневыми известняками и мергелями, из которых И. А. Прусовой определены *Globorotalia subbotinae* Mогоz., *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. subsphaerica* Subb., *Anomalina ammophila* var. *subbotinae* Balakhm. и др.

Мощность нижнеэоценовых отложений у северных чинков плато Устюрт составляет 1—3 м, у сора Ащиктайпак вскрытая их мощность равна 2 м.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена в северной части плато Устюрт весьма широко распространены и вскрыты многими скважинами на крыльях Северо-Устюртского прогиба: они обычно согласно залегают на породах нижнего эоцена, а на сводовых частях некоторых поднятий с размывом ложатся на более древние отложения (например, маастрихта на Чагамбайской брахиантиклинали).

У сора Ащиктайпак и у чинков Устюрта, в районе песков Шагырлы (скв. 400), среднеэоценовые отложения сложены карбонатными глинами с прослоями мергелей, напоминающими одновозрастные образования южных частей Устюрта и Мангышлака. Восточнее мергели постепенно полностью вытесняются карбонатными глинами, аналогичными среднеэоценовым отложениями тасаранской свиты Северного Приаралья. Мергели в нижней части разреза наблюдаются еще в Северо-Устюртской опорной скважине, восточнее они неизвестны.

П. Т. Рыгина (1961) в Северо-Устюртской опорной скважине в отложениях среднего эоцена выделяет две микрофаунистические зоны: нижнюю — *Bulimina debilis* (аналог зоны *Truncorotalia aragonensis*) и верхнюю — *Globorotalia planoconica*, которую сопоставляет с низами зоны *Acarinina crassaformis*.

Мощность среднеэоценовых отложений на южном крыле Северо-Устюртского прогиба составляет 20—54 м, близ сора Ащиктайпак — 49 м, в Северо-Устюртской опорной скважине — 47 м, около пос. Ак-тумсык — 88 м.

Верхний эоцен

В северной части плато Устюрт происходит замещение верхнеэоценовых карбонатных пород (мергели и известняки) некарбонатными или слабо карбонатными образованиями (известковистые глины, алевроитовые глины, алевроиты и пески). Здесь уже практически невозможно выделить свиты верхнеэоценовых отложений Мангышлака. Южноустюртские фации верхнего эоцена еще улавливаются в районе пос. Сам и сора Ащиктайпак в виде прослоев мергелей и сильно карбонатных глин примерно на уровне шорымской и адаевской свит. Далее к северо-востоку и востоку весь разрез верхнего эоцена уже представлен преимущественно глинистыми бескарбонатными и слабо карбонатными образованиями, среди которых с трудом в ряде разрезов (Северо-Восточный Устюрт) можно выделить тасаранскую (верхняя подсвита), саксаульскую и чеганскую свиты, аналогичные подразделениям верхнего эоцена Северного Приаралья.

Параллелизация этих свит с аманкизилитской, шорымской и адаевской свитами южной части Устюрта и Мангышлака в значительной мере дискуссионна. Это особенно видно на примере толщ, сопоставляемых в этих районах с кумским горизонтом. Как известно, шорымская свита Мангышлака представлена в тех же фациях, что и кумский горизонт Крымско-Кавказской области. Отложения этой свиты охарактеризованы комплексом планктонных фораминифер и остатками рыб. Верхняя же часть тасаранской и нижняя часть саксаульской свит, которые сопоставляются с кумским горизонтом, содержат только весьма обедненный комплекс песчанистых фораминифер, среди которых И. А. Прусовой определены *Haplophragmoides* ex gr. *macer* T e g. - G r., *Bolivinopsis turgaicus* B a l a k h m., *Trochammina* sp. и др., и радиолярии. Естественно, что доказанным сопоставлением этих толщ, охарактеризованных столь принципиально различными комплексами, считать нельзя.

Столь же неопределенно и сопоставление нижней части чеганской — верхней части саксаульской свит с адаевской свитой или белоглинским горизонтом, поскольку на севере Устюрта возможно выделение только объединенного комплекса видов фораминифер белоглинского горизонта в отложениях с песчаным комплексом фораминифер, относимых к кумскому горизонту, или специфическим комплексом *Anomalina munda*, который большинство микропалеонтологов относит уже к олигоцену.

Не ясно положение в разрезах Северного Устюрта керестинского горизонта, а следовательно, не определена нижняя граница верхнего эоцена.

Мощность верхнеэоценовых отложений в районе Северного Устюрта изменяется от 150—180 м на крыльях Северо-Устюртского прогиба до 250—350 м в его центральных частях.

Олигоцен—нижний миоцен

Среди отложений олигоцена — нижнего миоцена северной части Устюрта в низах разреза выделяется чеганская свита. Вышележащие породы среднего олигоцена обычно подразделяются на ащайрыкскую свиту и соленовский горизонт. Верхнеолигоценовые отложения объединены под названием байгубекского горизонта. Как и в южной части Устюрта, в наиболее прогнутых участках выше развиты неотделимые от них отложения нижнего миоцена.

Границу эоцена и олигоцена большинство исследователей проводит внутри чеганской свиты, опираясь в основном на мнение палеонтологов, занимающихся изучением фораминифер. В соответствии с этим к нижнему олигоцену относится примерно две трети чеганской свиты, представленной в описываемом районе тонкоотмученными однородными глинами голубовато-серого или зеленовато-серого цвета с конкрециями мергелей.

В верхней части чеганской свиты на северо-востоке плато Устюрт, между оврагами Курсай и Ащисай, появляется пачка песчаных глин, песков и песчаников, выделенная Н. К. Овечкиным (1964) под названием верхнечеганской подсвиты или туранглинской свиты. В последние годы доказано, что эта пачка не может рассматриваться в качестве самостоятельного местного стратиграфического горизонта, а является фацией глинистых отложений чеганской свиты, которая появляется вблизи поднятий (Бондарева, 1964; Бронева и др., 1966 и др.).

В описываемых отложениях обнаружен богатый комплекс видов фораминифер (определения Т. П. Бондаревой, Н. Н. Брызжевой, И. А. Прусовой), который обычно называют комплексом с *Anomalina munda*. Большинство палеонтологов относит его раннему олигоцену и отождествляют по возрасту с хадумским комплексом, т. е. с зоной *Cristallaria herrmanni*. Н. Н. Брызжева считает, что комплекс с *Anomalina munda* скорее следует сопоставлять с зоной *Cibicides salensis* и ее аналогами, допуская возможность позднеэоценового возраста вмещающих отложений.

Сведения о фауне моллюсков чеганской свиты содержатся в многочисленных работах Н. К. Овечкина (1952, 1954, 1964), Л. В. Мироновой и др. (1962), А. Л. Яншина (1953), А. П. Ильиной (1953, 1955) и др. Мнения этих геологов о возрасте чеганской свиты расходятся. Ряд исследователей относит чеганскую свиту только к раннему олигоцену, другие — к позднему эоцену, а третьи — частично к позднему эоцену и частично к раннему олигоцену. Нет единодушия и в выводах специалистов по остаткам спор и пыльцы. Все это свидетельствует

о сложности вопроса и необходимости дальнейших всесторонних исследований для его разрешения.

Мощность части чеганской свиты, относимой по данным изучения фораминифер к раннему олигоцену, в Северо-Устьюртском прогибе (в его северо-восточной части) достигает 130—200 м, на северо-западе, вблизи мыса Мынсуалмас и песков Шагырлы, — 100—140 м.

Ащияйрыкская свита представлена зеленовато-серыми, темно-серыми и буровато-серыми глинами с прослоями алевроитов и песков, приуроченных в основном к верхней части разреза. В этой же части разреза на северо-востоке Устьюрта встречаются прослои углистых и лигнитовых глин, а также несколько горизонтов железистых песчаников и оолитовых руд с сидеритовым и сидерито-хлоритовым цементом. Содержание железа в этих рудах колеблется от 25 до 45%.

Отложения ащияйрыкской свиты в пределах Северного Устьюрта повсеместно распространены, за исключением сводовой части Чагамбайской брахиантиклинали, где они размыты в предсреднемиоценовое время. Закономерности пространственного распределения различных по вещественному составу и фациальной характеристике пород показаны на рис. 70.

Среди отложений ащияйрыкской свиты на Северном Устьюрте обнаружены многочисленные раковины моллюсков, фораминифер, остракод, зубы акул, остатки морских ежей, крабов, мшанок, отпечатки листьев и остатки спор и пыльцы растений. Списки определений раковин моллюсков приведены в работах Р. Л. Мерклина (1962), В. А. Броневского, Л. Г. Кирюхина и др. (1964), А. И. Коробкова (1964), остракод — в автореферате И. А. Хохловой (1964), остатки морских ежей, крабов и мшанок не изучены. Поэтому ниже приведем в сокращенном виде лишь материалы, полученные при изучении остатков фораминифер и растений, поскольку они ранее не были опубликованы.

По данным Н. Н. Брызжевой, среди ащияйрыкских отложений обнаружены раковины следующих фораминифер: *Gaudryina gracilis* Cushman et Laim., *Cornuspira* sp., *Quinqueloculina selene* (Karrer), *Q. ermani* Borg., *Triloculina enoplastoma* Reuss., *Cristellaria herrmanni* (Andr.), *Cristellaria* sp., *Dentalina* sp., *Polymorphina* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides macrurus* N. Vykova, *C. amphisyliensis* (Andr.), *C. ex gr. sumsarensis* N. Vykova, *C. aff. pseudoungerianus* Cushman., *Cibicides* sp., *Planorbulina hadlei* Balakhin., *Nonion dozularensis* Chalil., *N. dendridicus* Chalil., *Nonionella* sp., *Rotalia* sp., *Bolivina mississippiensis* Cushman., *Caucasina schischkinskayae* (Samoil.), *Uvigerinella ex gr. californica* Cushman.

Изучая распределение этих видов по разрезу, Н. Н. Брызжева выделила два разновозрастных комплекса: нижний, характеризующий примерно нижнюю четверть свиты, и верхний, встречающийся в оставшейся части разреза.

По мнению Н. Н. Брызжевой, верхний комплекс, безусловно, сопоставляется с комплексом фораминифер зоны *Spiroplectamina carinata*, а нижний, имея некоторые местные специфические черты, — ближе всего к комплексу зоны *Cristellaria herrmanni*. Отпечатки листьев растений обнаружены в нескольких пунктах на северном чинке плато Устьюрт. Общий список, по определениям И. В. Васильева, следующий: *Phyllites* sp. cf. *Anthrophyopsis hamiltonensis* Hollick., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongon) Heer, *Thuja* sp., *Arundo goeppertii* (Muenst.) Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* sp., *Smilax grandifolia* Ung., *Salix* sp., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap. (?) cf. *Myrica zachariensis* Sap., *M. sp.*, *Comptonia acutiloba*

Brongn., *C. oeningensis* A. Br., *Juglans* sp., *Carya aralica* L. Bud., *Corylus* sp., *Betula prisca* Ett., *B.* sp., *Alnus nostratum* Ung., *A.* sp., *Phillites* sp. cf. *Alnus palaeojaponica* Wld., *Quercus* cf. *drymija* Ung., *Q.* sp., *Ulmus* sp., *Dryandra* sp., *Lomatia* sp., *Palibinia* sp., *Dryandroides angustifolia* Ung., *Nelumbo protospeciosa* Sap., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown., *Mahonia* (?) sp., *Cinnamomum* sp. (?) *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus* sp., *Pistacia* sp., *Rhus* sp. cf. *Rhus turcomanica* (Krysht.) Eug. Kor., cf. *Rhus palaeophulla* Sap., *Ilex* cf. *palaeogena* Iljinskaja, *Celestrus arelensis* L. Bud., *C.* sp., *Evonymus* sp., *Acer* sp., *Rhamus dechenii* Web. (?), *Aprocynophyllum helveticum* Heer, *Trapa* (?) sp., *Cornus* sp., *Andromeda* sp., *Echitonium sophiae* Web., *Porana macrantha* Heer ex *Macelintockia irtyschensis* L. Bud., *M.* sp.

Остатки спор и пыльцы изучены Е. П. Бойцовой, О. Н. Жежель и др. по многим сотням скважин и обнажений. По данным О. Н. Жежель, в составе спорово-пыльцевого спектра ащияйрыкской свиты в количественном отношении резко преобладает пыльца хвойных растений семейств *Taxodiaceae* (до 60—70%) и *Pinaceae* (до 10—40%). Кроме того, присутствует значительное количество пыльцы широколиственных растений родов *Juglans*, *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carya* и др., а также пыльца ксерофильных растений родов *Myrica*, *Rhus*, *Comptonia* и др.

Соленовский горизонт (слои с *Rzehania cimlanica*) на севере плато Устюрт так же распространен, как и ащияйрыкская свита. Однако выделение этого стратиграфического подразделения сопряжено с большими трудностями, так как возможно только в случае находок раковин определенных видов моллюсков или остракод. Слои с *Rzehakia cimlanica* представлены породами, аналогичными образованиям ащияйрыкской свиты: серые и зеленовато-серые глины, редко карбонатные глины, алевроиты, пески и песчаники. По мере перехода внутренних частей Северо-Устюртского прогиба к крыльевым происходит постепенное погрубение гранулометрического состава пород: в разрезе начинают преобладать пески и песчаники (северные чинки плато Устюрт, Чаграйское плато и т. п.).

Остатки раковин моллюсков и остракод в описываемых отложениях встречаются весьма неравномерно, образуя локальные скопления (линзы) на разных уровнях. Кроме раковин *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.) Порохов обнаружены остатки *Cardium serogosicum* Noss., *Pygocardia cyprinoides subtumida* Giebel., *Congeria nysti* Orb., *Mytilus acutirostris* Sandb., *Corbula socolovi* Karl., *Lentidium (Janschinella) garetzkii* Merkl.

Раковины остракод обнаружены лишь в керне скв. 534, расположенной в северо-западной части Северного Устюрта. Отсюда И. А. Хохловой определены *Cytheridea solenica* Chochl., *C. eberti* Luls., *C. ex gr. lata* Mandelst., *Trachyleberis* ex gr. *spongiosa* (Liepin), *Disapontocypris kasachatanica* Mandelst., *D. ex gr. oligocaenica* (Zal.), *Pterygocythereis semireticulata* Suzin., *P. oornuta* (Roemer), *Clythrocytheridea* sp.

Отпечатки листьев растений собраны в нескольких пунктах на северных чинках плато Устюрт и на юге Чаграйского плато. Общий список определений (по И. В. Васильеву) следующий: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki., *Taxodium* sp., *Taxodiaceae* gen. indet., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Arundo goepertii* (Münst.) Heer, *Poacites* sp., *Comptonia acutiloba* Brongn., *Pterocarya paradisiaca* (Ung.) Iljinskaja, *Quercus drymeja* Ung., *Q.* cf. *drymeja* Ung., *Dryandra* sp., *Liquidambar euro-*

раea A. В г., *Mahonia* (?) sp., *Acer* cf. *monoides* Shar. *Acer* (?) sp., cf. *Diospyros anceps* Heer, *Echitonium sophiae* Web., *Dicotylophyllum* sp., *Phyllites* sp. sp. Состав спорово-пыльцевых комплексов, в общем, аналогичен составу спорово-пыльцевого комплекса ащияйрыкской свиты.

Мощность соленовского горизонта обычно не превышает 15—20 м, изредка достигая 30—35 м (балка Ащияйрык).

Байгубекский горизонт широко распространен, но занимает несколько меньшую площадь, чем породы нижнего и среднего олигоцена, на которых байгубекские отложения лежат согласно, без перерыва.

В центральных частях Северо-Устюртского прогиба байгубекский горизонт представлен темно-серыми, зеленовато-серыми, серыми, иногда почти черными или темно-коричневыми алевролитовыми глинами, в верхней части с прослоями алевролитов и очень редко — песков. На северо-востоке Устюрта в верхней части этого горизонта появляются прослой бурых углей, углистых глин и лигнитов. Они распространены от северо-восточных чинков Устюрта на юго-запад до северной ветви сора Асмантай-Матай, на юг — примерно до широты южной окраины песков Матайкум, местами встречаются у сора Сам. На крыльях Северо-Устюртского прогиба участками в верхней части горизонта появляются мощные пачки средне- и мелкозернистых белых и бурых или желтых ожелезненных песков и железистых песчаников, местами с включением хорошо окатанной гальки.

Среди байгубекских отложений обнаружены раковины моллюсков, фораминифер и остракод, зубы акул, остатки крабов, отпечатки листьев, остатки спор и пыльцы.

Р. Л. Мерклин выделяет единый байгубекский комплекс моллюсков (1960, 1962), А. И. Коробков (1965) подразделяет этот комплекс на два самостоятельных: комплекс с *Cardium abundans* и комплекс с *Cardium levinae*. Считая, что эти комплексы имеют строгое стратиграфическое распространение, он выделяет соответствующие им два горизонта (карататамский и байгубекский *sensu stricto*) и даже предполагает проводить границу палеогена и неогена по подошве верхнего из них. Нам представляется, что оба выделенных А. И. Коробковым комплексы, хотя и значительно отличаются по составу друг от друга, характеризуют в общем одновозрастные, но резко различные фации: комплекс с *Cardium levinae* — фации средне- и мелкозернистых хорошо сортированных пляжевых песков и мелководных песчаных банок, комплекс с *Cardium abundans* — фации алевроито-глинистых пород более глубоких или дальше удаленных от берега частей бассейна. Одновозрастность этих образований достаточно определенно обосновывается и чисто геологическими данными при анализе профилей буровых скважин.

Остатки фораминифер из байгубекских отложений изучены Н. Н. Брызжевой и И. А. Прусовой, выделяющими здесь две зоны: нижнюю — *Spiroplectamina terekensis* и верхнюю — *Elphidium onerosum* и *Cibicides ornatus*. По сообщению И. А. Прусовой, отложения зоны *Spiroplectamina terekensis* установлены ею в обрывах мыса Байгубекмурын, где вскрываются только отложения с *Cardium levinae*. Н. Н. Брызжевой совместно с комплексом верхней зоны обнаружены в центральной части прогиба раковины *Cardium abundans* Liwerg. и *Aquilofusus deshayesi* Nyst. (определения А. И. Коробкова) — формы, которые являются наиболее характерными видами комплекса с *Cardium abundans*. Это лишний раз показывает фациальный, а не стратиграфический характер комплексов моллюсков с *Cardium abundans* и *C. levinae*.

Отпечатки листьев растений обнаружены на Северном Устьурте в районе сора Мынсуалмас, колодца Киньяк и оврага Кинтыкче-II в верхней части байгубекского горизонта. Списки определений приведены в работах В. А. Броневого, Л. Г. Кирюхина (1966) и С. Г. Жилина (1966).

Остатки спор и пыльцы из байгубекских отложений изучены О. Н. Жежел, которая выделяет здесь два комплекса. Нижний, характеризующий большую часть байгубекского горизонта, близок по составу к ащияйрыкскому спорово-пыльцевому комплексу, но в отличие от последнего в нем обычно больше пыльцы семейства Pinaceae, чем Taxodiaceae, исчезают почти все растения, характерные для чеганского времени, и увеличивается доля участия в комплексе пыльцы широколиственных древесных пород семейства Betulaceae и Fagaceae. Верхний спорово-пыльцевой комплекс выделяется по значительному обеднению флоры, который проявляется в исчезновении пыльцы (примерно 25—30% и более) видов и родов, характерных для раннебайгубекского времени. В этом комплексе обычно преобладает пыльца представителей семейства Pinaceae.

Мощность отложений байгубекского горизонта в районе сора Асмантай-Матай (приосевая часть Северо-Устьуртского прогиба) достигает 275 м, а у сора Қаратюлей — 320 м, в северных чинках Устьурта — примерно 20—30 м, у сора Шамыштыколь — 50—70 м, в районе Челкарского прогиба — 80—150 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Для Западного Казахстана палеогеновая эпоха характеризовалась сравнительно медленными тектоническими движениями, способствовавшими накоплению многосотметровых толщ морских осадков. От палеогена к олигоцену размеры трансгрессий нарастали и все большие районы Западного Казахстана покрывались водами палеогеновых бассейнов. Начиная примерно со среднего олигоцена северо-восточная часть Западного Казахстана испытала относительный подъем и область суши с центром в непокрывавшихся морем Мугоджарах значительно расширилась. В среднем и позднем олигоцене, а в некоторых районах еще в эоцене в пределах низменных приморских равнин происходило накопление континентальных осадков, которые в окраинных участках временами в результате кратковременных ингрессий переслаивались морскими.

В палеоцене значительную часть территории Западного Казахстана покрыло море, среди которого лишь крупным полуостровом вдавались Мугоджары и отдельными небольшими островами возвышались поднятия Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. В это время происходило накопление главным образом карбонатных пород (мергелей, известняков, карбонатных глин), среди которых в Прикаспийской впадине наблюдаются прослой и пачки опок и трепелов. Песчаные отложения накапливались в ряде участков Примугоджарья и Северного Приаралья, в прибортовых частях Прикаспийской впадины и местами в районе Мангышлака. На большей части Мангышлака, Устьурта, Примугоджарья и в Северном Приаралье мощности отложений палеоцена не превышают 10—15 м и лишь в Прикаспийской впадине достигают 180 м.

Раннеэоценовая трансгрессия распространилась шире палеоценовой. Отложения нижнего эоцена (глауконито-кварцевые пески, песчаники, мергели пятнистой окраски и реже известняки, глины и опоки) согласно лежат на породах палеоцена и с размывом (с фосфоритами

и галечниками в основании) на маастрихтских и датских отложениях. В большинстве случаев как по литологическому составу, так и по содержащимся в них комплексам фораминифер нижнеэоценовые отложения с трудом отделяются от палеоэоценовых и при картировании часто объединяются вместе. Мощности отложений нижнего эоцена в среднем равны 10 м, увеличиваясь в Прикаспийской впадине до 80 м, а в отдельных случаях в центральных ее частях до 208 м.

Отложения среднего эоцена на поднятых участках территории Западного Казахстана с разрывом лежат на различных горизонтах мела и даже палеозоя, а в синклинальных зонах и в Прикаспийской впадине — как согласно, так и несогласно (с фосфоритами в основании) на нижнеэоценовых. На Южном Устурте и Мангышлаке средний эоцен представлен известняками и мергелями, на Северном Устурте, в Примугоджарье, в Северном Приаралье и на большей части Прикаспийской впадины — глинами с прослоями и пачками песков и реже мергелей. Мощности отложений среднего эоцена изменяются в зависимости от структурного плана, сокращаясь на поднятиях (вплоть до полного их выклинивания) и увеличиваясь в прогибах до 50—100 м, а в центральной части Прикаспийской впадины до 200 м.

Отложения верхнего эоцена в большинстве случаев согласно лежат на подстилающих породах среднего эоцена и сложены мощной толщей морских карбонатно-глинистых, иногда песчаных образований. По комплексам фауны и частично по литологическим признакам верхнеэоценовые отложения Западного Казахстана часто подразделяются на ряд свит. Наиболее уверенно эти отложения можно разделить на две толщи: нижнюю, содержащую комплекс фораминифер и радиолярий бодракского яруса, и верхнюю, содержащую комплекс фораминифер альминского яруса. Местами отложения бодракского яруса удаётся подразделить на две части, отвечающие его нижнему и верхнему подъярусам. Для выделяемых на различных участках территории Западного Казахстана этих подразделений существуют местные названия свит. Общая мощность отложений верхнего эоцена в Западном Казахстане достигает 300—400 м.

Разрез палеогена Западного Казахстана заканчивается толщей глин и песков олигоцена, в большинстве районов верхней частью захватывающей и нижний миоцен. Если раннеолигоценовое море в общих чертах унаследовало позднеэоценовое, то начиная со среднего олигоцена значительные части территории периферии Мугоджар и восточной части Прикаспийской впадины были превращены в сушу. Здесь накапливались континентальные осадки среднего и позднего олигоцена. По комплексам фауны и литологическим признакам олигоцен разделен на три подотдела: нижний, средний и верхний. В различных районах Западного Казахстана подотделы расчленяются на местные свиты, подсвиты и горизонты.

Отложения нижнего олигоцена почти повсеместно в Западном Казахстане представлены толщей зеленовато-серых, зеленых и серых с различными оттенками глин, содержащих прослойки песков, алевролитов и песчаников. На Северном Устурте и в Северном Приаралье эти глины содержат многочисленные горизонты септарий. Мощность нижнего олигоцена в среднем равна 40—50 м, увеличиваясь в синклинальных участках до 100 м.

В среднем олигоцене на периферии Мугоджар и востоке Прикаспийской впадины накапливались континентальные песчано-глинистые породы, содержащие многочисленные прослойки и пачки лигнитов, лигнитовых глин и бурых углей. Местами море отдельными языками ингрессировало на территорию Северного Приаралья.

В верхнем олигоцене произошло некоторое расширение морского бассейна. На Мангышлаке, Устюрте и на большей части Прикаспийской впадины верхнеолигоценовые отложения представлены глинистыми фациями открытого моря. По периферическим частям верхнеолигоценового бассейна (на Северном Устюрте, в Северном Приаралье) отлагались мелководные, в основном песчаные породы, часто наряду с морскими формами содержащие раковины солоноватоводных моллюсков. За пределами верхнеолигоценового бассейна в северной и северо-восточной частях Северного Приаралья, в Примугоджарье и частично на юго-востоке Прикаспийской впадины накапливались континентальные песчано-глинистые отложения, известные под названием чаграйской свиты. Максимальные мощности отложений верхнего олигодена достигают 300—400 м.

Несмотря на огромное число работ, касающихся или прямо посвященных проблемам стратиграфии палеогеновых отложений Западного Казахстана, имеется еще много нерешенных вопросов. Вероятно, среди них наиболее первостепенными является комплекс вопросов, в той или иной мере связанный с проблемами нижней и верхней границ олигодена. Конечно, эти проблемы дискуссионны в планетарном масштабе, но в Западном Казахстане с ними связан ряд интересных и практически важных задач стратиграфии.

Вопрос о месте границы между олигоценом и эоценом один из наиболее дискуссионных не только в свете еще неразрешенной проблемы латторфа, но и в плане корреляции чеганской и ащияйрыкской свит Северного Устюрта, включающих прибрежный мелководный комплекс осадков, с разрезами центральной части Устюрта и особенно Мангышлака, где синхронные толщи выражены фациями открытого моря, нередко довольно глубоководными. Существующие разногласия о месте проведения границы между отложениями верхнего эоцена и олигодена велики. Но не меньшие расхождения существуют и по вопросу о сопоставлении соответствующих свит, горизонтов и зон Мангышлака и Устюрта. Здесь особенно важны задачи, стоящие перед палеонтологами и, может быть, в первую очередь перед специалистами по фораминиферам, так как крайне важно найти пути к уверенной синхронизации разнофациальных толщ стратиграфического интервала между адаевской и кенжалинской свитами на Мангышлаке и чеганской и ащияйрыкской — на Устюрте.

Как уже упоминалось, проведение границы между олигоценом и миоценом очень условно, так как мало разработана палеонтологическая характеристика горизонтов нижнего миоцена и само представление о бассейнах раннего миоцена еще недостаточно определено. В районе северо-восточного чинка Устюрта и в Северном Приаралье граница между олигоценом и миоценом проводится по подошве аральской свиты. Следует заметить, что дискуссионен не только возраст самой аральской свиты, но и одновозрастность или по крайней мере одинаковый интервал во времени образования разных выходов на площади ее простираения. Если рассматривать как стратотип аральской свиты ее выходы на северо-восточном чинке Устюрта (урочище Кинтыкче), то, может быть, правильнее было бы проводить границу олигодена и миоцена по кровле этой свиты. Еще труднее эту границу проводить западнее, где исчезают отложения аральской свиты с солоноватоводным комплексом моллюсков. Здесь ее можно проводить лишь очень условно внутри литологически однообразной глинисто-песчаной толщи. Фаунистически эта граница обоснована совершенно недостаточно.

В большинстве случаев к палеонтологам обращены и другие вопросы стратиграфии, которые необходимо разрешить. Среди них следует отметить желательность выделения палеонтологически обоснованных среднеэоценовых отложений, изучение аналогов куберлинского и керестинского горизонтов, расчленение кумского горизонта на более дробные категории, выяснение возможности принципиального обоснования границы между средним и верхним эоценом.

В связи с обнаружением в палеогеновых отложениях Западного Казахстана месторождений газа, железных руд, россыпных минералов, бурых углей, бентонитовых глин, различных строительных материалов и других полезных ископаемых интерес к изучению этих отложений возрастает. Все более дробное расчленение палеогеновых отложений становится насущной необходимостью. Но эти задачи могут быть успешно решены только при более развернутых палеонтологических исследованиях. Еще очень мало изучены спорово-пыльцевые спектры, отстает изучение планктонных фораминифер и радиолярий, по существу нет монографических исследований и по другим группам беспозвоночных. Большое значение для решения упомянутых проблем могут иметь и широко поставленные палеоэкологические и литологические исследования комплексного характера, посвященные изучению бассейнов.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения неогена довольно широко распространены в разных районах Западного Казахстана. Наиболее полные их разрезы имеются на Мангышлаке и Устюрте, где они сложены в основном морскими отложениями. В Прикаспийской впадине также на больших площадях встречаются морские отложения неогена, но далеко неполные. Значительно более широко здесь развиты континентальные неогеновые породы. Только континентальными отложениями неоген представлен в Мугоджарах и на их периферии, непосредственно прилегающей к ним.

Первые сведения об отложениях неогена Западного Казахстана, хотя еще и без указания возраста, составлены И. Г. Гmeliным (Gmelin, 1784) в районах Мангышлака и Э. Эверсманном — на Устюрте.

Ряд стратиграфических горизонтов неогена и остатки характерных моллюсков были установлены в Северном Приаралье в результате экспедиции 1842 г. Ф. И. Базинера и обработки ее материалов Г. П. Гельмерсеном (Basiner, 1848; Мейер и Гельмерсен, 1848; Гельмерсен, 1845; Helmersen, 1845). Основываясь главным образом на определениях последнего, Э. Зюсс впервые отнес в 1866 г. к установленному им сарматскому ярусу известняки, бронирующие Устюрт.

Данные о породах, слагающих Устюрт, преимущественно неогеновых, в частности разрезы по западному берегу Аральского моря, приведены Н. П. Барбот де Марни, который пересек плато в 1874 г.

С 1887 г. в Западном Казахстане начал исследования Н. И. Андрусов (1889, 1896, 1905, 1914, 1915, 1923), заложивший основы стратиграфии морского неогена юга России, включая районы, прилегающие к Каспийскому морю. Им установлены акчагыльский, мэотический ярусы, конкский, караганский горизонты и др.

С 1899 г. в Приаралье начал работать Л. С. Берг, который привел данные о составе, распространении и стратиграфии неогеновых отложений бассейна Аральского моря (Берг, 1908).

В 1907 г. С. Н. Никитин описал слои с *Corbula* Приаралья, которые он отнес к нижнему миоцену, а также сопоставил устричники западного берега Арала с фауной 1-го средиземноморского яруса.

В 1909 г. Г. П. Михайловский предложил название *Corbula helmerseni* для *Corbula* sp., описанной Г. П. Гельмерсенем из отложений «аральского яруса». Эти отложения он считал солоноватоводной фацией 1-го средиземноморского яруса нижнего миоцена.

Большой фактический материал о неогене Мангышлака привел М. В. Баярунас (1911, 1916, 1917, 1932).

С 1927 г. в Западном Казахстане начал исследования О. С. Вялов, который описал два горизонта устричников из подсарматских отложений Северного Устюрта. Верхний горизонт О. С. Вялов (1929) отнес к конкскому горизонту, а нижний — к 1-му средиземноморскому ярусу. Дополнительные данные о распространении миоценовых устриц он сообщил в 1931 г. В 1935 г. О. С. Вялов опубликовал сводку по геологии Устюрта. В основании неогена этого района он поместил железистые пески, песчаники и конгломераты аквитанского яруса, вышеохарактеризованные ископаемой фауной, зеленые глины 1-го средиземноморского яруса и красные конкские глины, перекрываемые известняками и мергелями сармата. Вследствии Б. П. Жижченко (1934) и В. В. Богачев (1935) красноцветы отнесли к низам среднего миоцена, а А. Л. Яншин (1953) доказал их тархан-чокракский возраст.

В 1932—1933 гг. под руководством М. Г. Прохорова и в 1936 и 1938 гг. под руководством Ю. А. Орлова велись раскопки костей позвоночных, обнаруженных А. К. Алексеевым в отложениях аральской свиты на северном берегу залива Перовского (ныне залив Бутакова). Описанию найденных здесь костей и геологических условий их залегания посвящено много статей (Прохоров, 1934, 1934а; Орлов, 1937, 1939; Борисяк, 1936, 1943; Борисяк и др., 1938).

А. К. Алексеев в том же районе обнаружил местонахождение ископаемой флоры в континентальных глинах, перекрывающих отложения палеогена. Собранная им коллекция ископаемой флоры обрабатывалась А. И. Поярковой (1935). Данные о характере и развитии третичной флоры Казахстана привел Е. П. Коровин (1934) и А. Н. Криштофович (1935, 1936, 1938, 1939).

В. В. Богачев (1935, 1936, 1937, 1938) привел сведения о коллекции эвригалинной ископаемой фауны, собранной М. М. Пригоровским и Г. В. Богачевым в «аквитанских слоях» северных чинков Устюрта.

В 1935 г. В. П. Колесников составил сводку на основании имеющихся данных об отложениях и ископаемой фауне сармата Устюрта, а в 1936 г. опубликовал подробную статью о среднем миоцене Закаспия.

В 1940 г. сводка собранных к тому времени данных о неогеновых отложениях Западного Казахстана была дана в соответствующих статьях тома «Неоген» («Стратиграфия СССР»), написанных Б. П. Жижченко (1940, 1940а) и В. П. Колесниковым (1940).

В 1945 г. О. С. Вялов, рассмотрев историю вопроса об установлении возраста корбулевых слоев Приаралья, пришел к выводу о необходимости отнесения их к бурдигальскому ярусу. В том же году Н. П. Луппов и А. Г. Эберзин сообщили об обнаружении апшеронских отложений на о-ве Лазарева.

Сведения о фауне позвоночных аральской свиты приведены в 1948 г. в работах В. С. Бажанова, Б. А. Кузнецова, Е. И. Беляевой. Значительное место уделено подробной характеристике отложений и геологической истории неогена Северного Приаралья в монографии А. Л. Яншина (1953), частично затрагивавшего эти вопросы и ранее (Яншин, 1932, 1948).

С начала 50-х годов в Западном Казахстане широко развернулась геологическая съемка средних масштабов, доставившая огромный фак-

тический материал об отложениях неогена (распространении, фациях, условиях залегания и фаунистической характеристике). Эти материалы опубликованы лишь частично, причем из-за полистного характера съемки имеется много расхождений преимущественно в датировке определенных комплексов континентальных отложений на различных участках. Геологическая съемка в Прикаспийской впадине, на Мангышлаке и Устюрте производилась главным образом Всесоюзным аэрогеологическим трестом и Союзной геологопоисковой конторой, в Мугоджарах — Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией, а на периферии Мугоджар — этой же экспедицией и Всесоюзным аэрогеологическим трестом.

В эти же годы большое значение для разработки биостратиграфии миоцена Мангышлака и Устюрта имели работы палеонтологов Р. Л. Мерклина (1950, 1953, 1953а, 1954, 1958) и Л. А. Невесской (1954). Ими в 1955 г. был опубликован определитель моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана, содержащий краткий биостратиграфический очерк.

А. В. Востряков (1954, 1959) подробно описал континентальные красноцветы миоцена Общего и Зауральского Сыртов. В 1958 г. Р. Г. Гарецким, Р. Л. Мерклиным и А. Л. Яншиным в нижнем миоцене Устюрта выделена кинтыкчинская свита. В этом же году А. Г. Эберзиным (1958) опубликована стратиграфическая схема морских отложений неогена Закаспия.

Подробная характеристика неогена Мангышлака содержится в монографии Е. В. Ливеровской (1960). В 1961 г. опубликована статья А. Д. Наумова, посвященная кайнозой Орского Зауралья. В 1963 г. подробное описание неогена Мугоджар дал А. Г. Черняховский.

Стратиграфией мезотического и понтического ярусов Южного Мангышлака и частично Устюрта занимался Ю. Г. Чельцов (Чельцов и Сальман, 1962; Шолохов и Чельцов, 1960), обосновавший их расчленение в этих районах до подъярусов и горизонтов.

Нижняя граница неогена в статьях настоящего тома проводится в основании бурдигальского яруса, а верхняя — под бакинскими отложениями. Нижняя граница неогена в Западном Казахстане весьма условна, так как на значительных пространствах расположена внутри литологически и генетически единой толщи майкопской серии.

Морские отложения, содержащие остатки моллюсков, расчленяются до ярусов, подъярусов и горизонтов. Солонатоводные и континентальные отложения на основании определений моллюсков и фауны млекопитающих, условий залегания и палеогеографических сопоставлений расчленены до подотделов.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

МУГОДЖАРЫ И ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Первые сведения о наличии в юго-восточных предгорьях Мугоджар континентальных неогеновых осадочных толщ опубликовал в своих заметках М. М. Пригоровский (1912). При геологосъемочных работах в 1932—1943 гг. Г. И. Водорезов отметил широкое развитие песчано-глинистых отложений, занимающих наиболее пониженные участки среди Мугоджарского мелкосопочника. Эти отложения он условно отнес по возрасту к плиоценово-четвертичным.

Неогеновые отложения на левобережье р. Орь впервые были закартированы в 1933 г. А. Л. Яншиным и П. Л. Безруковым. Краткие сведения о неогене Орь-Илекской возвышенности содержатся в рабо-

тах А. Л. Яншина (1932, 1948), Е. В. Рухиной и Л. Б. Рухина (1941), А. А. Петренко (1953). Более подробное описание неогена этого района дано в статье А. Г. Черняховского (1963).

В разные годы изучением неогеновых отложений Мугоджар занимались при геологическом картировании Х. С. Розман и Б. Е. Милецкий (1954), Р. А. Сегедин (1949—1954 гг.), Л. И. Киселев (1957 г.), В. В. Плошко (1958 г.), Г. А. Дидоренко (1959 г.), П. Л. Смольяников (1960) и др.

Неогеновые отложения восточного склона Мугоджар описаны в монографии А. Л. Яншина (1953) и в статье Л. И. Киселева (1958).

На территории Орь-Илекской возвышенности отложения неогена имеют широкое распространение, но первоначально несомненно занимали еще большие площади. В западной части территории междуречья (Розман, Сегедин, 1948 г., 1952 г.) неогеновые отложения сохранились на поверхности водораздельных равнин. Наиболее значительные площади они занимают в восточной части Урало-Илекского водораздела (в районе поселков Эрзерум и Шевченковского, юго-восточнее Херсона, в междуречье Айтпайки и Егиндысяя) и на юге, в наиболее возвышенной части собственно Орь-Илекского водораздела (западнее пос. Степного, восточнее пос. Новороссийска, западнее г. Хромтау и в районе ст. Никельтау). Многочисленные более мелкие по площади участки развития неогеновых осадков разбросаны в различных частях водораздела. Подошва неогеновых отложений расположена на абсолютных отметках от 445 м в северной части (район Эрзерума) до 390 м на юге (в районе верховьев р. Ойсылкара).

В восточной части Орь-Илекской возвышенности неогеновые отложения расположены в пределах Алимбетовской синклинали и Орской депрессии, занимая более низкое гипсометрическое положение: около 390 м в районе пос. Алимбетовки и около 300 м в южной части Орской депрессии, в районе гряды Катынадыр, где они впервые были выделены в 1955 г. Х. С. Розман и Б. Е. Милецким.

Несмотря на кажущуюся беспорядочность в пространственном размещении неогеновых отложений, существует достаточно отчетливо выраженная, но несомненная его связь с тектоническими структурами и с историей их развития. Наиболее крупные по площади участки развития неогеновых отложений от последующего размыва сохранились в пределах Орской депрессии. Неогеновые отложения залегают со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности континентальных отложений верхнего эоцена и средней юры, а на склонах гряды Катынадыр и в районе р. Миндыбай — с угловым несогласием на палеозойских породах.

В западной части междуречья наиболее крупные пятна неогеновых отложений расположены по периферии сводовой части Кемпирсайского антиклинория. Они лежат на морских палеогеновых породах и на различных горизонтах мела, а местами, ближе к сводовой части антиклинория, также на складчатом палеозое. Наконец, более мелкие пятна неогена встречаются в центральной части антиклинория, где неоген лежит исключительно на древних породах.

Как показывает бурение, неогеновые отложения во многих случаях залегают на поверхности мезо-кайнозойских и палеозойских пород в широких ложбинах, имеющих неясные очертания. Учитывая даже интенсивный размыв неогеновых отложений в более позднее время, можно, по-видимому, считать, что отдельные пятна в прошлом соединялись между собой, но не образовывали сплошного покрова.

В пределах Мугоджарской низкогорно-мелкосопочной гряды неогеновые отложения заполняют межгорные понижения. Восточнее, на

территории Восточно-Мугоджарского пенеплена, они также заполняют днища межсопочных понижений, менее отчетливо выраженных в рельефе. Местами они распространены настолько широко, что на геологических картах на их долю приходится более половины площади. В этих случаях палеозойские и допалеозойские породы выступают среди неогеновых отложений в ряде изолированных «островов». Примером таких участков могут служить район верховьев р. Ирғиз в Северных Мугоджарах, район истоков рек Эмбы, Орь и Улыталдык в пределах Мугоджарских гор.

Детальное геологическое картирование на территории Орь-Ирғизского междуречья с применением аэрофотоснимков позволило установить Л. И. Киселеву (1958 г.), а затем и другим исследователям (Р. А. Сегедин, В. В. Плошко, Г. С. Трошин и др.), что неогеновые отложения заполняют многочисленные древние долины, которые прослеживаются на десятки километров и вытянуты в определенном направлении. Долины эти ветвятся в верховьях, имеют многочисленные притоки, создают картину отмершей гидрографической сети. Современная речная сеть в плане не согласуется с сетью неогеновых долин. Более того, ни одна из современных рек (за исключением р. Ирғиз) не течет по древним долинам. Лишь самые верховья некоторых рек и их боковых притоков приспособились к древним долинам, но как только ложе речных долин опускается ниже подошвы рыхлых неогеновых накоплений, реки сразу же отклоняются от древних долин влево и врезаются в складчатые палеозойские и докембрийские образования. В пределах древних долин, по их восточным бортам, обычно наблюдаются лишь слабо выраженные сухие ложбины стока современных временных потоков с маломощным аллювием.

В пределах Мугоджар отчетливо намечаются две системы древних долин. Линия раздела между ними проходит в северо-западной части Мугоджарского хребта, по группам сопок севернее современной р. Тыкбутак, далее по горному массиву Жамантау, затем поворачивает к востоку и северо-востоку, совпадая с современным водоразделом между речными системами Ори и Ирғиза.

Первая система древних долин имеет общее направление к северу и северо-западу и тяготеет к обширному древнему озерному бассейну, который располагался в пределах Орской депрессии, севернее широтного участка верхнего течения р. Орь. Этот древний (неогеновый) бассейн — назовем его Орским — тянулся в меридиональном направлении, поперек долин современных левых притоков р. Орь на 150 км, в район г. Орска (Яншин, 1948).

Другая система древних долин направлена в противоположную сторону — к юго-восточному подножию Мугоджар, к озерному бассейну, располагавшемуся в районе верховьев современной р. Каульджур. Направление древних долин, как и в первом случае, не совпадает с ориентировкой речной сети: если долины современных рек системы Ирғиза имеют широтное и близкое к нему направление, то описываемые древние долины ориентированы в меридиональном, юго-юго-восточном и юго-восточном направлениях.

Если условно называть древние долины именами наиболее близких по расположению долин современных рек, то можно сказать, что древние долины удалось установить для рек Ирғиз, Узынкайрақты, Талдысай, Улыталдык, Ащисай, Каинды, Карасай и Сарлыбай.

Верховья древней долины р. Ирғиз расположены к северо-востоку от гор Текелитау. Отсюда долина протягивается в юго-восточном направлении и в районе оз. Карасор, как в дельте, разбивается на ряд рукавов. Ширина долины достигает 10—12 км. На участке от

пос. Аралтобе до пос. Карабутак отложения древних долин отсутствуют и появляются вновь южнее Карабутака, отсюда почти непрерывно протягиваются к югу вплоть до устья р. Шетиргиз.

Древняя долина р. Узынкайракты начинается на южных склонах гор Акшоки и следует в юго-восточном направлении на протяжении 90 км, занимая водораздельную часть между современными долинами рек Узынкайракты и Талдысай, и сдвинута от современной долины на 2—8 км к юго-западу. Ширина долины от 1,5 до 4 км. В верховьях отметка долины 380 м, в нижней части 200 м. Современная долина врезана на 27 м ниже древней.

Древняя долина р. Талдысай также сдвинута к юго-западу от современной на 3—4 км. Она прослеживается в 1—2 км западнее метеостанции Талдык на отметке 290 м и следует далее на юго-восток, к современному устью балки Шебектысай. Отметка долины снижается до 200 м.

Наиболее четко выраженной древней долиной обладает р. Улыталдык. Ее истоки находятся на восточном склоне горы Апантау на отметках 380—400 м, далее долина, имея ширину местами до 5—6 км, следует западнее пос. Борлы, пересекает долины современных Тулепсай и Ащисая и выходит на Замугоджарскую равнину возле выхода р. Каинды из палеозойских образований. Здесь ее отметки снижаются до 220—240 м. Современная долина р. Улыталдык углублена по отношению к древней на 20—25 м.

Не менее четко прослеживается древняя долина р. Каинды. Она начинается на склонах горы Кингус на отметках 400 м, далее прослеживается на 60 км в юго-восточном направлении. На своем пути древняя долина пересекает современную долину р. Каинды и у восточного подножия Мугоджар сливается с древней долиной р. Улыталдык. Ширина древней долины достигает 6 км на водоразделе современных рек Тулепсай и Жинишке. Современная долина врезана по отношению к древней на 15—17 м. Низовья долины расположены на высоте 220 м. Такой же характер имеют древние долины рек Ащисай и Карасай.

Характерным для всех древних долин Мугоджар является более высокое гипсометрическое положение по сравнению с современными долинами. Ширина древних долин достигает 8—10 км.

В предгорьях Мугоджар на границе складчатого фундамента с развитами к востоку мезо-кайнозойскими отложениями происходило слияние всех более мелких долин в одну общую долину юго-западного направления. Местами эта долина в современном рельефе имеет также форму понижения, в других же случаях отложения древних долин оказываются в современном рельефе столовыми водоразделами, как, например, водораздел рек Ащисай и Каинды, плато к востоку от хребта Жангана (рис. 74).

В пределах всех Мугоджар отложения, заполняющие древние долины, имеют весьма однообразный состав.

В основании неогеновых отложений иногда залегает слой серого разнозернистого песка с галькой местных пород. Но часто этот песчано-галечный горизонт отсутствует, и тогда на палеогеновые или более древние породы ложатся непосредственно глины, в нижней части опесчаненные и содержащие мелкую гальку.

Основную массу толщи неогеновых отложений составляют однородные неслоистые серые, голубовато-серые, зеленовато-серые, желтовато-серые, серо-зеленые или фиштакково-зеленые плотные, очень вязкие тонкодисперсные глины с темно-красными, красно-бурыми или охристо-желтыми пятнами и разводами (мазками). По данным А. Г. Черняховского (1963), глины Орской депрессии имеют преиму-

щественно бейделлитовый, каолинито-бейделлитовый, реже каолинито-гидрослюдистый состав. В глинах часто содержатся красно-бурые песчанистые лимонитовые бобовины размером от нескольких миллиметров до 1—1,5 см в поперечнике и мелкие буровато-черные железисто-марганцовистые бобовины, цветом и размерами напоминающие зерна черного перца. Часты также гнезда и сростки крупнокристаллического гипса.

В нижней части глинистой толщи встречаются линзы или прослои светлых желтовато-белых или желтовато-серых пористых известняков, иногда заключающих мелкие обломки палеозойских пород и лимонитовые бобовины.

В зоне окисления закисное железо глин переходит в окисленное и глины приобретают красно-бурый цвет. Основываясь на разности цветов, некоторые геологи пытались выделить даже два горизонта среди этих отложений.

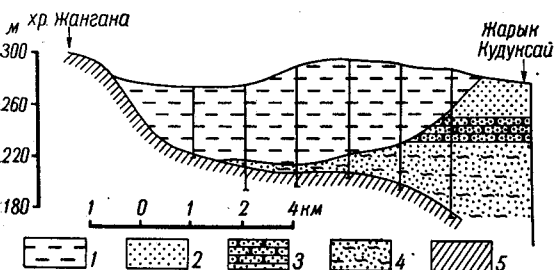


Рис. 74. Древняя (неогеновая) долина на восточном склоне хребта Жангана

1 — мергелистые глины неогена, выполняющие древнюю долину; 2 — пески саксаульской свиты верхнего эоцена; 3 — глауконитовые пески и песчаники среднего — верхнего эоцена; 4 — альбские песчано-глинистые отложения; 5 — диабазы силура

Всеми исследователями отмечается постепенный переход между сероцветной и красноцветной толщами неогена. В северной части Орской депрессии Э. Д. Джавадовым (1960 г.) отмечается значительная песчанистость верхней части глинистой толщи, а также большое количество заключенных в этих глинах карбонатных включений.

В южной части Орской депрессии, в районе Кытынадырской гряды, Х. С. Розман и Б. Е. Милецкий (1955 г.) отложения неогена условно разделяют на два горизонта, почти не отличающихся один от другого своим литологическим составом. Отмечено лишь, что в верхнем горизонте в глинах содержится меньше лимонитовых бобовин и больше карбонатных стяжений, которые местами переполняют глины.

В нижнем горизонте зеленовато-серые глины местами замещаются по простираению желтовато-серыми или зеленовато-серыми мелкозернистыми или среднезернистыми глинистыми, преимущественно кварцевыми водоносными песками с пропластками зеленовато-серых глин, содержащих железо-марганцовистые бобовины. Верхние горизонты глин, так же как и в более северном районе, часто имеют красно-бурую окраску.

Суммарная мощность описываемых отложений на левобережье р. Орь достигает 114,6 м. Вследствие неровности ложа неогеновых отложений и последующего их размыва мощность их в разных пунктах неодинакова: севернее р. Мамыт, по данным Э. Д. Джавадова (1960 г.), она достигает 90 м, в районе гряды Кытынадыр общая мощность неогеновых отложений, по данным Х. С. Розман и Б. Е. Милецкого (1955 г.), не превышает 48 м.

Мощность неогеновых отложений древних долин Восточных Мугодзар также колеблется в широких пределах в зависимости от уровня современного эрозионного среза. По восточному подножию хребта Жангана она достигает 76 м, а в верховьях р. Ирғиз — 58 м. Обычно их мощность составляет 20—30 м.

Возраст неогеновых отложений определяется их стратиграфическим положением, геоморфологическими условиями залегания, а также на основании находок остатков позвоночных, моллюсков, остракод, спор и пыльцы.

Накопленный к настоящему времени палеонтологический материал позволяет сделать вывод, что заполнение древних озерных впадин осадками началось не в одно и то же время. Начало заполнения Орского бассейна приурочено еще к раннему миоцену, так как в наиболее глубоких частях впадины, в 10—12 м от подошвы глинистой толщи, из образцов, отобранных в 1954 г. Х. С. Розман и Б. Е. Милецким, Н. Н. Сиговой выделен спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерны: резкое преобладание пыльцы (87,8%) над спорами (11,2%) и пыльцы покрытосемянных (79,1%) над пыльцой голосемянных (8,7%); разнообразный видовой состав пыльцы древесных пород с преобладанием пыльцы широколиственных (граб, клен, дуб, бук, орех, чинара, лещина, липа и др.) над пыльцой узколиственных растений (ива, береза и др.); небольшое участие пыльцы древних стеркулиевых растений (0,9%); пыльцы травянистых (1,5%). Согласно заключению Н. Н. Сиговой, этот комплекс характерен для раннего миоцена.

Соответственно более молодой возраст имеют более высокие горизонты глинистой толщи. Так, в глинах на левом берегу р. Ойсылкара выше Кудуксайского совхоза Е. Д. Тапаловым в 1964 г. найдены костные остатки носорогов *Chilotherium* sp., кости и коренные зубы *Hipparion elegans* Grom., которые, по заключению Б. С. Кожамкуловъй, определяют возраст заключающих их отложений как поздний миоцен—ранний плиоцен. Наконец, в северной части Орской депрессии, в 3 км к северо-западу от пос. Романколь, в зеленоцветных глинах найдены, по данным В. С. Шарфмана (1961 г.), раковины пресноводных пелеципод *Unio* sp. и *Anodonta* sp. средне- или позднеплиоценового возраста (определение А. Г. Эберзина). Эта верхняя часть глинистых отложений Орской депрессии может быть сопоставлена с кваркенской свитой Южного Урала.

Что касается отложений древних долин Мугоджар, тяготеющих к Каульджурскому озерному бассейну, то наиболее древний установленный их возраст определяется как поздний миоцен. В этом районе в 1959 г. П. Л. Смольяниковым собрана фауна пресноводных моллюсков *Limnoscapha* cf. *maxima* Pen. non Fuchs, *Unio transrhyphaeus* Vog., *U. kukuliievici* Brus., *U. aff. sibiricus* Lindh., *U. moldaviensis* Horn., *U. ex gr. stoliczkai* Neum., *U. inostranzevi* Vog., *Bithynia speciosa* Sob., *Anodonta* sp., *Viviparus* aff. *neumayri* Brus. (определения У. Н. Мадерни).

В озерных отложениях района верховьев р. Шетиргиз М. М. Пригоровским (1912) обнаружены моллюски *Unio* cf. *stoliczkai* Neum., *U. transrhyphaeus* Vog., *Paludina* cf. *novorossica* Sinz. (определения В. В. Богачева), обломки пиритизированной древесины, а также челюсть носорога *Rhinoceros schleiermacheri* Kaup., характерного для верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений юга европейской части СССР.

Из керна скважин, пробуренных в глинистых отложениях древних долин в районе Борсыкая, южнее р. Узынкайракты (В. В. Плошко и др., 1958 г.) и в Верхнем Прииргизье (Г. А. Дидоренко, 1958 г.), Г. И. Кармишиной определены оогонии харовых водорослей и раковины остракод *Cyprideis littoralis* Brady, *C. torosa* (Jones), *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramdohr), *Candonella albicans* Brady, *Limnocythere* sp. и др., характерных для позднеплиоценового времени.

Позднеплиоценовому возрасту не противоречит и спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Н. Н. Сиговой из образцов, отобранных в 1952 г. Р. А. Сегединым в Прииргизье. Этот комплекс содержит пыльцу травянистых растений из семейств *Chenopodiaceae* (14%), *Leguminosae* (4%), *Ranunculaceae* (10%) и древесных — из семейства *Fagaceae* (4%), споры папоротников из семейств *Polypodiaceae* (24%) и *Osmundaceae* (2%).

Более молодой возраст имеет толща коричневых глин и суглинков, залегающая с разрывом на вышеописанной глинистой толще. Эти отложения отмечены на Орь-Илекском междуречье к востоку от пос. Новороссийска и между левыми притоками р. Орь. Они занимают высокое гипсометрическое положение на современных водоразделах и, как показало бурение, заполняют неглубокие древние ложбины на поверхности неогеновых сероцветных и пестроцветных глин либо более древних мезозойских отложений и дислоцированных палеозойских пород.

В одних местах (восточнее пос. Новороссийска) они представлены тонкими коричневыми и красновато-бурыми глинами, заключающими мелкие марганцовистые стяжения и в нижней части редкие мелкие обломки палеозойских пород. Мощность этих отложений достигает 30 м.

Определимых органических остатков в этих отложениях не найдено. Их положение выше описанных уже миоценово-плиоценовых озерных отложений, а также раннечетвертичный возраст аллювия высоких террас дают основание определять их возраст как поздний плиоцен — начало раннего плейстоцена. В. С. Шарфман относит к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену также желто-бурые суглинки, слагающие водоразделы между левыми притоками р. Орь в ее нижнем течении.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА ПРИМУГОДЖАРЬЕ И СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Миоцен

Среди миоценовых отложений Примугоджарья и Северного Приаралья выделяются ниже-, средне- и верхнемиоценовые образования. Наиболее широко распространен самый низкий их горизонт — слой с *Corbula helmsereni* Mikhail, впервые выделенные в качестве самостоятельной стратиграфической единицы С. Н. Никитиным (1907). Г. П. Михайловский (1909) предложил называть их аральским ярусом, а А. Л. Яншин (1949, 1953) — аральской свитой. Отдельные сведения об отложениях и остатках животных аральской свиты периферии Мугоджар можно найти в работах Г. П. Михайловского (1909, 1912), О. С. Вялова (1934, 1945, 1965), М. Г. Прохорова (1934, 1934а), Л. Б. Рухина (1935), А. А. Борисяка (1936, 1943), А. А. Борисяка, И. А. Ефремова и А. В. Мартынова (1938), Б. П. Жижченко (1940), Е. И. Беляевой (1948), В. А. Вахрамеева (1949), А. Л. Яншина (1949, 1953), П. А. Мchedlishvili (1950), В. В. Лаврова, Н. К. Овечкина (1954), Е. Д. Заклинской (1957), Р. Г. Гарецкого (1962), Е. П. Бойцовой (1964), А. И. Коробкова (1965), В. А. Броневого (1965), В. А. Броневого и С. Г. Жилина (1966) и др. На северо-западном берегу Аральского моря Р. Г. Гарецким, Р. Л. Мерклиным и А. Л. Яншиным (1958) выделены лежащие над аральской свитой также нижемиоценовые отложения кинтыкчинской свиты.

Среднемиоценовые отложения известны в районе Северо-Восточного Устюрта, на останцах к северу от него и отдельными небольшими

участками в других более северных местах Примугоджарья и Северного Приаралья. Об этих отложениях (главным образом развитых на Устюрте) писали О. С. Вялов (1929, 1931, 1945), В. П. Колесников (1936), Б. П. Жижченко (1934, 1940), В. В. Богачев (1935, 1936, 1938), В. А. Вахрамеев (1949), А. Л. Яншин (1949, 1953), Р. Л. Мерклин (1958, 1961), Р. Г. Гарецкий (1962) и др.

Верхнемиоценовые отложения, представленные сарматским ярусом, распространены на останцах, расположенных к северу от плато Устюрт. Сведения о них имеются в названных выше работах.

Нижний миоцен

Аральская свита распространена преимущественно на участках синклинального строения Примугоджарья и Северного Приаралья выше отложений тургайской серии среднего—верхнего олигоцена.

К востоку от песков Большие Барсуки отложения слагают вершины столовых возвышенностей Алтыншокысы, Сарыбулак, Тогызкен — близ железной дороги, а южнее — сопки Бесшоки, Актау, Акшоки, венчают ряд возвышенностей, расположенных вдоль восточного и западного краев песков Малые Барсуки и горы Жельтау на северном берегу залива Бутакова. Отложения аральской свиты широко распространены к югу и несколько к северу от железной дороги по оси Чокусинской и Жиланской мегасинклиналей, в основном в наиболее прогнутых участках, а также значительно распространены в опущенном крыле Жерлыпесского разлома, где выполняют ряд приразломных мульд.

Западнее песков Большие Барсуки аральская свита почти повсеместно развита в южной части Челкарского прогиба, а в виде отдельных изолированных участков сохранилась севернее (останцы к западу от Карашулакской антиклинали, несколько значительных площадей в низовьях балки Майлисай и в районе горы Аррадунгтау и т. д.). На Северо-Восточном Устюрте аральские отложения распространены полосой вдоль северо-восточного чинка, к северу от колодца Киньяк (рис. 75).

До 1953 г. почти все исследователи, изучавшие аральские отложения, понимали под этим названием только слои с *Corbula helmersoni*. Лишь Б. П. Жижченко (1940) принял название «аральский ярус» для обозначения не только слоев с *Corbula helmersoni* Северного Приаралья, но и вообще для всех солоноватоводных отложений нижнего миоцена. В 1953 г. А. Л. Яншин включил в аральскую свиту кроме слоев с *Corbula helmersoni*, «... тесно связанные с ними... более молодые отложения, уже не содержащие этой характерной раковины...» (Яншин, 1953, стр. 509). На территории Примугоджарья, Северного Приаралья и Северного Устюрта аральская свита выделяется только в объеме слоев с *Corbula helmersoni*, тем более, что такое понимание объема этой свиты гораздо точнее отвечает смыслу определения, данного «аральскому ярусу» его автором Г. П. Михайловским (1909, стр. 58).

В Примугоджарье и Северном Приаралье выделяются два типа разрезов аральской свиты, существенно отличающихся друг от друга.

Восточнее Куландинской мегантиклинали аральская свита представлена в основном карбонатными глинами и глинистыми мергелями различных оттенков зеленого цвета (блеклые серовато-зеленые, фисташковые, голубовато-зеленые, оливково-зеленые, зеленовато-серые и т. п.) с прослоями белых, зеленовато-серых, желтовато-серых и желтых мергелей и глинистых известняков, реже — светло-серых или

желтовато-серых алевролитов, мелкозернистых песков и известковистых песчаников. В карбонатной части этих пород кроме кальцита обычно содержится до 5—12% доломита и до 1—3% сидерита. Существенно сидеритовые породы встречаются очень редко. В северной части этих районов, вблизи железной дороги, в разрезе аральской свиты иногда появляются прослой пестроцветных глин, аналогичных по внешнему

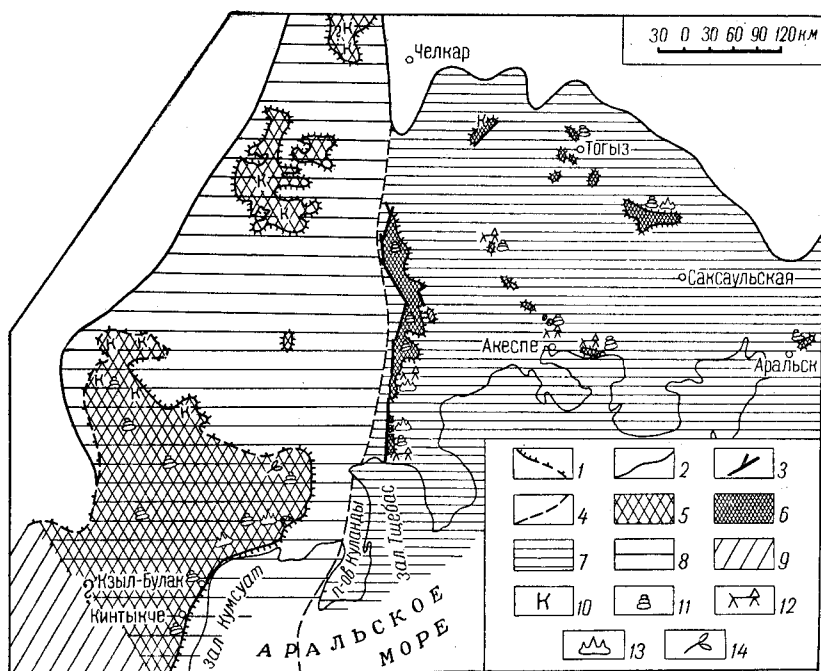


Рис. 75. Палеогеографическая карта Аральского бассейна (составлена В. А. Броневым и Л. Г. Кирюхиным)

1 — границы современного распространения отложений аральской свиты; 2 — предполагаемая граница максимального распространения отложений аральской свиты; 3 — линии разрывных нарушений, затрагивающих отложения аральской свиты в настоящее время; 4 — граница основных литолого-палеогеографических комплексов аральской свиты; 5 — западный тип разреза (песчано-алеврито-глинистые отложения с незначительным участием карбонатных пород); 6 — восточный тип разреза (глинисто-карбонатные отложения с незначительным участием песчано-алевритовых пород); 7 — внутренняя зона Аральской лагуны; 8 — внешняя зона Аральской лагуны; 9 — нормально-морские отложения, замещающие по распространению отложения аральской свиты; 10 — пестроцветные глины среди аральских отложений; 11 — раковины моллюсков; 12 — остатки позвоночных животных; 13 — зубы акул; 14 — отпечатки листьев растений

виду наурзумским глинам Тургайской равнины. По составу — это ферримонтмориллонито-каолинитовые породы. Значительным распространением среди отложений аральской свиты пестроцветные глины пользуются в опущенном крыле разлома Кособинской антиклинали, к юго-западу от Кособа, ошибочно отнесенные ранее Р. Г. Гарецким (1962) к тархан-чокракскому горизонту среднего миоцена. Судя по скважинам, пробуренным в этом районе (материалы Л. Г. Кирюхина), мощность пачки пестроцветных глин достигает 5—7 м при всей мощности отложений аральской свиты 10—15 м. Восточнее Куландинской мегантиклинали в основании аральской свиты повсеместно фиксируется небольшой эрозионный перерыв в осадконакоплении.

Западнее Куландинской мегантиклинали характер разреза аральской свиты существенно иной. В пределах Челкарского прогиба и северо-восточного замыкания Северо-Устюртского прогиба эта свита

представлена переслаивающимися глинами, алевролитами и песками. Глины обычно коричневато-лиловые, реже зеленовато-серые или красновато-коричневые, неслоистые. Алевролиты зеленовато-серые, желтовато-серые или коричневато-серые. Пески светло-серые или желтовато-серые, кварцевые, мелкозернистые, иногда с прослоями железистого песчаника. Карбонатные породы в этом типе разреза аральской свиты пользуются весьма ограниченным распространением. Изредка можно наблюдать тонкие (3—10 см) прослои зеленых карбонатных глин, и в каждом разрезе присутствует 1—2 горизонта конкреций мергеля, содержащих до 15—20% сидерита. К северу от оз. Кошкарата в разрезе аральской свиты появляются многочисленные прослои пестроцветных глин, аналогичные указанным выше. Переход от нижележащих пород к отложениям аральской свиты здесь повсеместно весьма постепенный.

Почти во всех разрезах аральской свиты встречаются раковины *Corbula helmerseni* Mikhail., образующие местами линзы ракушечника до 0,15—0,35 м мощностью (залив Бутакова, Алтыншоқысы и др.). Эти же раковины установлены и в байгубекском горизонте верхнего олигоцена, но в ассоциации с остатками морских моллюсков (*Cardium levinae* Merkl. и др.). Кроме раковин *Corbula helmerseni* Mikhail. в аральских отложениях обнаружены также раковины нового вида *Corbula rotundiovata* А. Когоб. (in msc.), описанные в диссертации А. И. Коробкова (1965), но ошибочно указанные им только из байгубекского горизонта.

Наряду с раковинами солоноватоводных моллюсков среди отложений аральской свиты обнаружены многочисленные раковины пресноводных моллюсков: *Lithoglyphus* sp., *Inversidens akbaurensis* Mader. (in msc.), *Gyraulus* cf. *subalbus* Martins., *Galba* ex gr. *truncatula* Mull., *Galba* sp., *Hydrobia* aff. *ventrosa* Mont., *H.* aff. *grimmi* Cl., *Hydrobia* sp. (определения У. Н. Мадерни). Среди аральских отложений обнаружены раковины пресноводных остракод *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. manaensis* Mandelst., *Candona merita* Vodina, *Candoniella* ex gr. *maroida* Mandelst., *Eocypris* ex gr. *accutocata* Mandelst., *Limnocythere exilis* Chochl. (in msc.), *L. longa* Chochl. (in msc.), *Cyprideis torosa* Jones (предварительные определения И. А. Хохловой).

Кости млекопитающих, кроме классического захоронения в районе пос. Акеспе, обнаружены также на горе Агалып (западнее южного окончания песков Малые Барсуки), в овраге Жерлыпес, в районе Тунгуруксора, в овраге Кызылбулак и во многих других пунктах. Списки определений по раскопкам в районе Акеспе приводятся в работах Е. И. Беляевой (1964 и др.), А. Л. Яншина (1953) и др.

Кроме остатков животных из отложений аральской свиты на горе Жаксыкоянкулак собрана большая коллекция отпечатков листьев растений. И. В. Васильев отсюда определил *Pseudolarix fossilis* Yagin., *Taxodium dulicm* (Sternb.) Heer, *T. tinajorum* Heer, *T.* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Sequoia Zangsdorfii* (Brongn.) Heer, *Glyptostrobus europaea* (Brongn.) Heer, *Podocarpus* sp., *Conites* sp., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Arundo Goeppertii* (Münst.) Heer, *Poacites* sp., *Comptonia acutiloba* Brongn., *Carya cordioides* (Iljinskaja), *Phyllites* sp. cf. *Carya tomentosifolia* Iljinskaja, *Pterocarya castaneifolia* (Goepf.) Schlecht, *Corylus* sp., *Alnus schmalhauseni* Grub., *A. kefersteinii* (Goepf.) Ung., *A.* sp., cf. *Betula prisca* Ett., *Fagus antipovii* Heer, *F. castaneifolia* Ung., *Castanea atavia* Ung., *Quercus antipovii* Kryshch., *Q.* sp., *Nothofagus* sp., *Ulmus carpinoideus* Goepf., *Liquidambar europaea* A. Br., *L.* sp.,

Sorbur proaria Pimen., *S. gabriljanae* L. Bud., *S. sp.*, cf. *Phellodendron grandifolium* Iljinskaja, *Celastrus aralensis* L. Bud., *Acer sp.*, *Rhamnus sp.*, *Nyssa zaisanica* Grub., *N. sp.*, *Diospyros sp.*, *Wiburnum sp.*, *Carpolithes sp.*

Мощность отложений аральской свиты обычно не превышает 15—20 м, только в западной части плато Сарыбулак она достигает 35 м, в овраге Кинтыкче-II — 28 м, в районе Тунгурукора — 27—35 м и т. д.

Вопрос о возрасте аральской свиты в значительной мере дискусионен, хотя, если не считать двух явно ошибочных мнений, высказанных, вероятно, по недоразумению (Яхимович, 1948; Хозацкий, 1945), все исследователи, разбиравшие этот вопрос, относили отложения аральской свиты к позднему олигоцену или к раннему миоцену (аквитанский или бурдигальский ярусы). После работ А. Л. Яншина (1953) подавляющее большинство исследователей относит аральскую свиту к нижнему миоцену (бурдигальский ярус). Новые материалы, частично изложенные выше, свидетельствуют о тесной связи комплексов видов растений и животных аральской свиты и байгубекского горизонта. Остатки всех моллюсков и остракод, встречающихся в аральской свите, обнаружены и в верхней части байгубекского горизонта, а флора аральского времени, судя по коллекции отпечатков листьев с горы Жаксыкоянкулак, весьма близка к флоре позднебайгубекского времени (Броневой и Кирюхин, 1966). Поэтому представляется, что как бы ни решался вопрос о возрасте аральской свиты — он должен решаться совместно и в зависимости от определения возраста байгубекского горизонта.

Кинтыкчинская свита. На берегах северо-западного угла Аральского моря (от чинков Устюрта до сопок Бестобе) с галечниковым слоем в основании выше пород аральской свиты развита пачка песков с подчиненными прослоями глин (кинтыкчинская свита). Она сложена кварцево-слюдистыми серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми песками с прослоями серых глин, линзами и караваями ожелезненных песчаников. В песчаниках свиты обнаружены ядра и отпечатки *Pitar (Callista) ex gr. splendida* Mer., *Cardium sp.*, *Natica sp.* и масса зубов акул. По своему стратиграфическому положению кинтыкчинская свита относится к верхней половине нижнего миоцена. Мощность отложений кинтыкчинской свиты достигает 10—13 м.

Средний миоцен

На берегах залива Кумсуат в северо-западном углу Аральского моря выше отложений кинтыкчинской свиты с разрывом и гравийно-галечниковым горизонтом в основании залегают кварцево-слюдистые, светлые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые пески с линзами и караваями песчаников с отпечатками и ядрами *Rzehakia socialis* Rzeh., говорящими об их отнесении к гельветскому ярусу. Более широко они развиты на Северо-Восточном Устюрте (Кирюхин и Плещеев, 1964), но отсюда отложения распространяются вдоль берега моря в район сопок Бестобе. Мощность ржегакиевых отложений колеблется от 1 до 13 м.

На северо-западном берегу залива Кумсуат и на ряде останцов к северу от Устюрта (Кашкарата, Аррадунгтау и др.) на ржегакиевых отложениях или на породах аральской свиты с разрывом залегают карбонатные зеленовато-серые глины с прослоями и линзами светлых известняков. В разрезах Устюрта эти отложения содержат устричники с *Crassostrea gryphoides* Schloth. и ряд горизонтов рако-

вин моллюсков, которые позволяют считать их тархан-чокракскими (Яншин, 1953). Этот возраст подтверждают определения Е. И. Беляевой костей млекопитающих, сделанные по сборам из известняков сопки Бестобе. Здесь найдены кости носорогов, мастодонтов, парнокопытных (среди них олень *Stephanocemus*), хищников, черепах и др. Мощность описываемых пород достигает 10 м.

В тех же останках к северу от Устюрта обычно постепенно, но иногда по четкому контакту, на зеленые глины налегает толща красно-бурых карбонатных неслоистых однородных глин с горизонтами мелких мергелистых журавчиков. На Устюрте эта толща содержит ряд прослоев, содержащих раковины моллюсков чокракского возраста. Ее мощность на упомянутых останках к северу от Устюрта колеблется от 5 до 20 м.

По-видимому, те же тархан-чокракские отложения распространены в приразломной зоне вдоль Алтыкудукского разлома Шошкакульской мегантиклинали, где они заполняют узкий грабен в виде сплошной полосы в северной части разлома и отдельными прерывистыми пятнами в его южной части. Их мощность достигает 40—60 м.

Верхний миоцен

На ряде останков к северу от плато Устюрт (Кошкарата, Карашоки и др.) развиты бронирующие их известняки, доломиты, мергели и глины среднего сармата, идентичные распространенным на самом плато Устюрт. Их мощность измеряется первыми метрами.

Миоцен-плиоцен и плиоцен

В долине р. Шетиргиз (юго-восточный склон Мугуджарских гор) в 1911 г. М. М. Пригоровский открыл и исследовал озерные сероцветные песчано-глинистые отложения с раковинами пресноводных моллюсков и залегающие выше красные песчаные глины, которыми сложены водораздельные возвышенности на междуречье Шетиргиза и Сарлыбая. Те и другие отложения М. М. Пригоровский (1912) рассматривал как единую толщу и считал, что по возрасту она не древнее верхнего миоцена. Среди раковин, собранных М. М. Пригоровским в нижней (сероцветной) части этих отложений, В. В. Богачев определил виды моллюсков, характерные для мэотического яруса. На этот же возраст указывали, по мнению М. В. Павловой (Pavlova, 1914, 1915), и обнаруженные отсюда костные остатки носорога *Rhinoceras (Cerato-rhinus) schleiermacheri* (Kaup), известного из верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений юга европейской части СССР.

В последующие годы палеонтологическая характеристика пресноводных неогеновых отложений бассейна р. Шетиргиз была пополнена новыми сведениями о найденных в них органических остатках. В. В. Богачев неоднократно дополнял список определенных им видов моллюсков в коллекции раковин из сборов М. М. Пригоровского. Ю. А. Орлов (1937, Orlov, 1938) упомянул о местонахождении костей позвоночных животных («фауна гиппариона»), открытых Г. И. Водорезовым в верховьях р. Шетиргиз (р. Шулдак). История накопления всех этих материалов подробно и последовательно изложена в монографии А. Л. Яншина (1953), который пришел, однако, к иным выводам относительно возрастных взаимоотношений и условий залегания рассматриваемых отложений.

А. Л. Яншин полагал, что палеонтологически охарактеризованные сероцветные слои развиты лишь в пределах речных долин Шетиргиза

и Сарлыбая и прислонены к немым красноцветным породам, которые слагают водораздельные возвышенности между ними. Большая часть этих красноцветных образований относилась, по его мнению, к нижнему мелу (неокому) и только меньшая — к прибрежной фации морских палеогеновых отложений чеганской свиты. Что касается возраста сероцветных слоев с раковинами моллюсков и костями животных, то позднемiocеновый возраст этих органических остатков представлялся А. Л. Яншину не доказанным, и он считал, что их следует относить к раннему или среднему плиоцену.

В работе В. В. Богачева (1961) опубликованы описания и приведены изображения раковин пресноводных моллюсков, определенные им в коллекции М. М. Пригоровского. Сообщается о том, что раковины вивипарид и крупных двустворок собраны в 1917 г. в верховьях р. Шетиргиз, по выходе ее из полосы изверженных пород в урочище Кызылташма. Список включает следующие виды: *Viviparus turgaicus* V. Bog., *V. turritus* V. Bog., *V. ex gr. proserpinae* V. Bog., *Limnoscapha tenera* V. Bog., *L. cf. maxima* (Pen.), *Limnoscapha* sp., *Unio inostranzevi* V. Bog., *U. pallasii* Mart., *U. kukuljevici* Brus., *U. acutus* Sob., *U. prigorovskii* V. Bog., *U. mugodjaricus* V. Bog.

По мнению В. В. Богачева, большинство перечисленных видов свидетельствует о мэотическом возрасте вмещающих отложений.

В процессе геологосъемочных работ, проведенных с достаточным объемом бурения, выяснилось, что неогеновые сероцветные и красноцветные отложения развиты значительно шире, чем это предполагалось ранее.

В районе слияния рек Шетиргиз и Сарлыбай эти отложения образуют сплошное поле, которое протягивается вдоль хребта Жангана, занимает значительную площадь в южной части Берчогурской синклинали (долины балок Бахатай, Саадысай и др.), приближается к хребту Жамантау, обходит его с юга и в северной части Шошкакольской мегантиклинали проникает по балке Даул далеко на юг.

Вторая более узкая полоса распространения этих пород начинается к югу от слияния рек Карасай и Шетиргиз, прослеживается восточнее горы Сатай в направлении к урочищу Кобаколь, далее к среднему участку балки Болгасын и замыкается, не доходя до р. Каульджур. На продолжении этой полосы в районе оз. Суттыколь расположено крупное изолированное пятно описываемых отложений.

В разных частях территории неогеновые континентальные отложения всегда несогласно и обычно с четким базальным горизонтом в основании залегают на различных горизонтах палеогеновых и меловых образований, а близ Мугоджар — на породах палеозойского возраста. Базальный горизонт (до 0,4 м мощностью) представлен прослоем грубозернистых, иногда ожелезненных полимиктовых песков с многочисленной галькой и гравием мугоджарских пород, включающим fossilized обломки древесины, костей млекопитающих и раковин крупных пресноводных пелеципод (*Unio* sp., *Limnoscapha* sp.). В тех редких случаях, когда отсутствует четко выраженный базальный конгломерат и разрез неогеновой толщи начинается переслаивающимися светло-серыми алевритистыми глинами и мелкозернистыми кварцевыми песками, нижняя часть этой пачки всегда оказывается более опесчаненной и содержит мелкую рассеянную гальку тех же мугоджарских пород.

Пачка переслаивающихся пепельно-серых алевритистых глин и мелкозернистых песков (первая снизу в разрезе), несколько изменяясь в мощности (4—18 м), встречается повсеместно в нижней части рассматриваемой толщи. Нередко переслаивание становится настолько

тонким и частым, что часть пачки приобретает облик «ленточных» глин. Местами песчаный материал образует линзы и отдельные довольно мощные (до 2 м) прослои, приуроченные чаще всего к верхам этой пачки. Из органических остатков в переслаивающихся глинах и песках встречаются единичные створки пресноводных пелеципод (*Unio inostranzevi* V. Bog., *U. cf. pallasi* Mart., *U. acutus* Sob., *Unio* sp., *Limnoscapha* sp. — определения У. Н. Мадерни), раковины остракод (*Cyprideis torosa* Jones, *Eocypris* ex gr. *grandis* Vodina, *Ilyocypris gibba* (Ramd), *Clithrocytheridea* ex gr. *modulata* Surin — определения Г. Ф. Шнейдер) и в массовом количестве раковины брюхоногих моллюсков (*Viviparus turgaicus* V. Bog.), скопления которых характерны для верхней части рассмотренной пачки.

Выше по разрезу переслаивающиеся алевритистые глины и мелкозернистые пески постепенно сменяются второй пачкой: зеленовато-серыми и темно-серыми, существенно алевритистыми, карбонатными глинами с пятнами железистых и марганцовистых соединений, включениями кристаллов гипса и обуглившихся растительных остатков. Глины обычно имеют неровный раковистый излом, но среди них встречаются и тонкоплитчатые разности. Участками в этой пачке наблюдаются прослои и линзы битуминозной некарбонатной глины черного цвета. В верхах пачки глины приобретают коричневатобурый оттенок.

Среди раковин пресноводных моллюсков, известных из этой части разреза, преобладают *Limnoscapha tenera* V. Bog., *Unio prigorovskii* V. Bog., *U. mugodjaricus* V. Bog., *Viviparus turrinus* V. Bog. (определения У. Н. Мадерни). Раковины остракод, по определению Г. Ф. Шнейдер, представлены формами, близкими к *Cyprideus littoralis* Br., а также немногочисленными видами из родов *Cypria* и *Ilyocypris* (sp. sp. *indet.*). Мощность пачки достигает 20—30 м.

Разрез неогеновой толщи заканчивается третьей пачкой, представленной карбонатными неслоистыми песчанистыми глинами буроватокрасного цвета. Переход от подстилающих зеленовато-серых глин к красноцветам повсюду постепенный. Нередко, особенно в низах красноцветной пачки, глины приобретают пятнистую, пеструю расцветку: среди красно-бурых глин здесь сохраняются пятна, карманы и разводы зеленовато-серого и серого цвета. По всей пачке наблюдаются многочисленные включения железисто-марганцовистых бобовин, а также темноцветные дендриты, пятна и примазки. Органические остатки из красно-бурых песчанистых глин неизвестны. Мощность красноцветной пачки около 50 м.

Взаимоотношения и геологический возраст как отдельных пачек, слагающих толщу, так и всей толщи в целом по-разному интерпретируются различными исследователями.

Л. И. Киселев (1958), основываясь на материалах съемочных и буровых работ, сделал вывод о существовании на юго-восточном склоне Мугоджар сети древних долин, несколько смещенных к юго-западу по отношению к современным и выполненных зеленоцветным песчаноглинистым материалом внизу и красноцветными песчанистыми глинами вверху. Предполагая среднеплиоценовый возраст зеленоцветной пачки, перекрытой красноцветами, в которые врезаны современные речные долины со среднечетвертичной II надпойменной террасой, Л. И. Киселев пришел к выводу о позднеплиоценовом—раннечетвертичном возрасте красно-бурых глин. Этим же возрастом он был склонен датировать и часть нижележащей зеленоцветной пачки: серые песчанистые глины, развитые в районах ст. Котртас и балки Бахатай.

Р. Г. Гарецкий (1962) предложил разделить эти отложения на две свиты: нижнюю, сарлыбайскую, сложенную зеленовато-серыми гли-

нами, и, верхнюю, кызылтасскую, представленную красноцветами. Возрастом первой он считал средний плиоцен, второй — средний—поздний плиоцен.

Несколько позднее А. А. Бобоедова и У. Н. Мадерни (1966) пришли к выводу о необходимости рассматривать всю толщу неогеновых отложений в бассейне р. Шетиргиз как единое геологическое тело. Было предложено именовать эти отложения кызылташминской свитой (по урочищу Кызылташма), а подразделения, установленные Р. Г. Гарецким, рассматривать как подсвиты.

В настоящее время следует считать, что все три литологические пачки, слагающие рассматриваемую толщу, залегают повсюду в одной и той же последовательности, не имеют между собой перерывов и связаны одна с другой постепенными переходами, поэтому нет оснований для разделения этой единой толщи на свиты. В то же время выделение подсвит в отложениях кызылташминской свиты представляется вполне правомерным и целесообразным. Так как нижняя из трех пачек этой свиты (пачка переслаивания) отличается по своим литологическим особенностям от средней (сероцветной) и верхней (красноцветной) пачек, имеющих ранг подсвит (сарлыбайской и кызылтасской), то следует и нижнюю пачку выделить в качестве подсвиты. Хорошие естественные обнажения этой подсвиты известны на левобережье р. Шетиргиз, в 2,0—2,5 км ниже зимовья Караешке. Исходя из этого, третью (нижнюю) подсвиту кызылташминской свиты можно назвать караешкинской.

Геологический возраст отложений кызылташминской свиты можно установить исходя из геологического возраста раковин моллюсков, известных в ее двух нижних подсвитах, а также из сопоставления с павлодарской свитой Западной Сибири.

Наличие в кызылташминском комплексе пресноводных моллюсков, по меньшей мере трех видов из рода *Limnoscapha*, таких видов из унионид, как *Unio mongolicus* Midd. (aff. *transryphaeus* V. Bog.) и *Unio acutus* Sob. (syn. *U. sturdzae*), и, наконец, встреченных в массовом количестве раковин *Viviparus turgaicus* V. Bog. (сходного с *V. tenuisculptus* Mart. и отличного от *V. polytropis* Lindh.) позволяет сопоставить этот комплекс с павлодарским ($N_1^3-N_2^1$). Такому сопоставлению не противоречат и находки костных остатков млекопитающих.

Из описанного выше следует, что кызылташминскую свиту можно датировать поздним миоценом—ранним плиоценом.

Есть основания предполагать, что возрастными аналогами кызылташминской свиты являются песчано-глинистые отложения, выполняющие межгорные понижения в Мугоджарах и слагающие средние части разреза неогена Орской депрессии и Орь-Илековского водораздела.

Летом 1965 г. А. Н. Слюсарев и В. Б. Левина открыли апшеронские отложения, сохранившиеся на нескольких останцах на островах Кокарал и Митык. Эти отложения также вскрыты скважиной на п-ове Каратюп. У кладбища Аптак на северном берегу о-ва Кокарал на глинах саксаульской свиты лежат зеленовато-серые комковатые уплотненные песчанистые неяснослоистые глины и глинистые алевроиты мощностью до 3 м. В описанных породах, размытая кровля которых залегают на абсолютных высотах около 63 м, встречены *Dreissensia turkmena* Ebers., *Adacna* sp., *Anodonta* sp., *Monodacna* sp., указывающие, по мнению А. Г. Эберзина, на среднеапшеронский возраст вмещающих пород. Такие же породы с аналогичной фауной обнаружены и на о-ве Митык.

В западной части о-ва Кокарал в 12 км восточнее пос. Аван на абсолютных высотах около 60—63 м обнаружены гравийники, состоящие из гравия песчаников, алевролитов и кварца. По условиям залегания они также отнесены к апшерону.

Наконец, в северной части п-ова Каратюп скв. 396 вскрыла пачку песков и слабых буровато-желтых песчаников, тонко- и мелкозернистых, с включениями гравия. В верхней части пачки встречен прослой (1,5 м) палевой плотной песчанистой карбонатной глины. В кровле описываемых отложений здесь лежит пласт (4,5 м) желтовато-серой, с бурями пятнами ожелезнения, песчанистой, карбонатной глины, содержащей фауну среднего (?) апшерона. Мощность апшеронских отложений равна 18 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Миоцен

Отложения миоцена в Прикаспийской впадине имеют весьма ограниченное распространение. Они представлены как морскими, так и континентальными фациями, причем последние пользуются более широким развитием.

Морские отложения миоцена

В Прикаспийской впадине только местами встречаются отложения миоцена, далеко не полные по объему. В их составе обнаружены морские отложения среднего миоцена — тортонского яруса и верхнего миоцена — сарматского яруса.

Отложения тортонского яруса представлены только чокракским горизонтом, который установлен в Абжельской и Тукбайской компенсационных мульдах. Первая из них находится в приморской части впадины, к востоку от устья р. Урал, и сопряжена с куполом Абжель, а вторая — в центральной части впадины, севернее пос. Кулагино, и разделяет вершины куполов Бектеньоба и Барханного.

В Абжельской мульде на породах абжельской свиты олигоцена с размывом залегают красноцветные карбонатные гипсосносные глины (40 м). Из них Ю. П. Никитина (1958) определила чокракскую фауну: *Leda fragilis* Chern. и *Cardium hispidiforme* Dav.

В Тукбайской мульде М. И. Богачева в 1961 г. в одной из скважин выделила толщу (55 м) светло-зеленых карбонатных глин, с размывом залегающую на породах среднего олигоцена. Из глин Р. Л. Мерклин определил *Abra* sp. (aff. *A. alba scythica* Sok., *A. telinoides* Sinz.), *Leda fragilis* Chern. и *Congeria* sp. (aff. *C. pontocaspaea* Andrus.). По его мнению, первые три вида этого списка типичны для чокракского горизонта, а четвертый встречается преимущественно в более высоких горизонтах миоцена*.

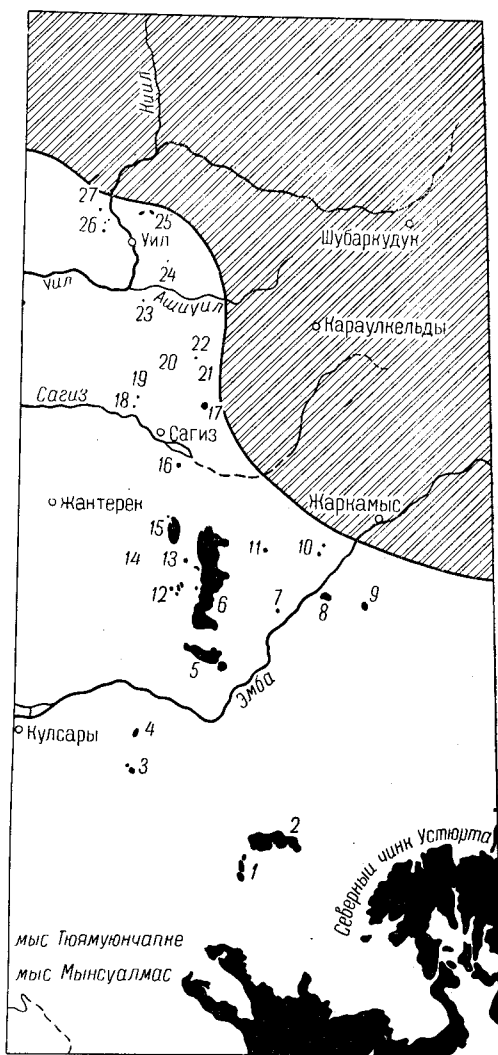
Отложения сармата известны во многих пунктах бассейнов рек Эмбы, Сагиз и Уил (рис. 76). Впервые их обнаружил С. Н. Никитин (1893) в долине р. Уил близ горы Уил. Позднее, М. В. Баярунас (1916) описал сарматские породы плато Актолагай, лежащего на междуречье Сагиза и Эмбы. В последние годы при сплошной геологической съемке пятна сарматских отложений, сохранившихся от разрушения, были обнаружены во многих пунктах восточной части Прикаспийской впадины. К северу от останцов Устюрта — от плато Кулюнкулю и Жель-

* Недавно в Тукбайской параметрической скважине установлено наличие морских отложений нижнего (713 м), среднего и верхнего (304 м) миоцена.

тау — сарматские отложения встречены на куполах Биикжал, Есекжал, Канжига, Люсун, Намазтакыр, Карасакамола, Сыргалы, Чикембай. На междуречье Эмбы и Сагиза они слагают поверхность плато Актолагай, Алатау и отмечены на куполах Каскыртау, Акшоки, Мурзажар восточный, Карасай, на куполах Таганской и Акчилекской гряд,

Рис. 76. Схема расположения выходов ракушняков среднего сармата в восточной части Прикаспийской впадины (по В. С. Журавлеву, 1960)

1 — плато Кулюнкулю; 2 — плато Жельтау; 3 — купол Алатау; 4 — купол Исекжал; 5 — купол Чикембай; 6 — плато Актолагай; 7 — купол Канжига; 8 — купол Карасакамола; 9 — купол Сыргалы; 10 — купол Каскыртау; 11 — купол Акчека; 12 — купол Мурзажар восточный; 13 — купол Карасай; 14 — купол Таганская гряда; 15 — купол Акчилекская гряда; 16 — купол Корумбет; 17 — купол Ждаля; 18 и 19 — мульда Акдала; 20 — купол Теке; 21 — верховье балки Аккольсай; 22 — купол Кардасын, оз. Акколь; 23 — плато Кусмурын; 24 — купол Игизкара; 25 — овраг Кизи; 26 — район горы Маячной; 27 — урочище Жумыртколь. Территория, не заливавшаяся водами сарматского моря, заштрихована; черным цветом показаны выходы ракушняков среднего сармата



а также на куполе Курумбет. К северу от р. Сагиз сармат известен на куполах Ждаля, Теке, Кардасын, в мульде Акдала, на плато Кусмурын. Наиболее северные обнажения сарматского яруса известны в районе горы Уил: на куполе Игизкара, в овраге Кизи, в районе горы Маячной и в урочище Жумыртколь (Журавлев, 1960). Во всех перечисленных пунктах сарматские отложения несогласно залегают на различных горизонтах палеогена и мезозоя. Они встречаются на присводовых частях куполов, в грабенах и компенсационных мульдах, а также в межкупольных депрессиях.

На юге Прикаспийской впадины наиболее полные разрезы сарматского яруса наблюдаются на склонах плато Алатау.

В основании яруса прослеживаются чередующиеся пестроокрашенные (коричнево-красные, красно-бурые, зеленые, серые), комковатые или плитчатые гипсоносные глины и желтовато-серые, розовые, светло-серые мелкозернистые слюдистые пески (8—9 м).

Выше лежат светло-серые мелкозернистые пески, известковистые песчаники и красно-бурые известковистые глины (5—6 м).

Разрез заканчивается серыми и желтовато-серыми плитчатыми известняками (5 м) с прослоями ракушечников и известковистых мелкозернистых песчаников. Общая мощность пород сармата достигает 20 м.

Из известняков определена среднесарматская фауна: *Cardium fittoni* Orb., *C. bajarunasi* Koles., *Maetra vitaliana* Orb., *M. cf. jabreana* Orb., *M. pallasi* Baily.

Такой же литологический состав отложения среднего сармата имеют и на склонах плато Актолагай. Интересно отметить, что только еще в трех пунктах (в грабенах куполов Люсун, Исекжал и Биикжал) в нижней части среднего сармата залегают красно-бурые глины и зеленовато-серые известковистые пески, перекрытые известняками. Во всех остальных разрезах сарматские отложения представлены серыми и желтовато-серыми известняками различной плотности, часто с прослоями ракушечников. Иногда они сохранились в виде глыб или щебенки в районе г. Уил, покрывающей поверхности возвышенностей.

Повсюду в известняках встречается характерная среднесарматская фауна. Кроме видов, отмеченных в известняках плато Алатау и Актолагай, обнаружены *Tapes naviculatus* (Ноегн.), *Andrus. Tapes vitalianus* Orb., *Maetra naviculata* Baily (Трифонов, 1955), *Cardium aff. plicatofittoni* Orb., *M. ponderosa* Eichw. (Авров и др., 1935). Мощность описанных отложений колеблется от 0,5 м (близ пос. Уил) до 48 м (на плато Актолагай).

Таким образом, преимущественное развитие в пределах Прикаспийской впадины имеет известняковая фация среднего сармата, выделенная В. П. Колесниковым (1940) для Юга СССР под названием днепровских слоев. Нижняя половина среднего сармата — ганаисские слои — на этой территории отсутствует. Возможно, что пестроокрашенные глины и пески плато Алатау, Актолагай и купола Люсун намечают береговую линию морского бассейна, существовавшего в нижней половине среднесарматского века.

Более широкая трансгрессия верхней половины этого века покрывала огромные пространства Прикаспия. Следы ее, как было показано, установлены в большом количестве пунктов и в общих чертах совпадают с современной горизонталью +220 м. Береговая линия этого бассейна, видимо, проходила несколько севернее урочища Жумыртколь на правом берегу р. Уил и далее следовала на юго-запад к дельте р. Волги. Однако в пределах современной Прикаспийской низменности среднесарматские отложения были впоследствии нацело размыты.

Континентальные отложения миоцена

Среди миоценовых отложений Прикаспийской впадины особое положение занимают красноцветные континентальные образования.

На Подуральском плато красноцветные миоценовые образования сохранились в нескольких мезозойских мульдах оседания по левобережью р. Илек и в грабенах куполов Аккудук, Алтынбек, Соркудук, Кумсай, Бактыгарын и др.

По левобережью р. Илек, в Новоукраинской мульде, над кварцевыми песками эоцена лежат плотные, неслоистые, свинцово-серые, гипсоносные глины с линзочками кварцевых песков, а над ними — кроваво-красные суглинки и глины с прослоями окремнелых глин. Общая мощность гипсоносных и красноцветных глин равна 15 м.

В грабене купола Аккудук аналогичные отложения также залегают на кварцевых песках эоцена и, по данным В. Е. Руженцева (1930), связаны с ними постепенными переходами. В их основании лежат серовато-зеленые глины (11 м) с марганцевыми примазками и мелкими бобовинами вада. Выше развиты карбонатные красные суглинки (15 м), выполняющие центральную часть грабена.

Подобные кирпично-красные и зеленые глины мощностью до 15 м наблюдаются в грабенах куполов Кумсай, Бактыгарын, Темирского и к югу от купола Сухур-II. На куполе Алтынбек, в овраге Кызылжар, в основании красноцветов миоцена прослеживаются розовато-бурые глинистые пески с мергелистыми журавчиками. На их размытой поверхности залегают буровато-красные комковатые глины (7 м) с включениями мергелистых журавчиков. В глинах обнаружены неогеновые остракоды *Cyprideis littoralis* Вгаду, *C. torosa* Jones, *Hydrocypria bradyi* Sars. (определения Н. Н. Найденой).

На куполе Соркудук миоценовые отложения представлены пестроцветными глинистыми песками с редкими включениями щебенки песчаников. На поверхности песков встречаются глыбы окварцованных песчаников 3—4 м в диаметре.

Такие же песчаники наблюдаются на междуречье Большой и Малой Хобды — на куполе Акраб, восточнее оз. Сарыколь и на горе Укулю, где местами видно, что они несогласно залегают на кварцевых песках верхнего эоцена. На горе Укулю породы миоцена представлены серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (6,5 м) с известковистым цементом. В южной части горы среди песчаников отмечаются прослойки пестроцветных грубозернистых песков, гравелитов и серых глин.

На Общем и Зауральском Сыртах континентальные красноцветные образования представлены глинами и песками, местами с плитами конгломератов, состоящих из окатанных обломков уральских пород, сцементированных глинисто-железистым цементом. Эти отложения заполняют древние углубления рельефа и залегают на отложениях от палеогена до юры (Востряков, 1954, 1959).

В последние годы континентальные отложения миоцена вскрыты многочисленными скважинами, пробуренными в Прикаспийской низменности (в Тукбайской компенсационной мульде купола Бектеньоба — Барханный, на куполах Санкебай-Круглый, Шалкар и др.), а также на южном склоне Общего Сырта (на куполах Озинки, Хорольском, Гремучинском, Гремячинском и др.). Во всех этих пунктах породы миоцена представлены пестроцветными, часто каолинизированными глинами с прослоями серых, желтых, бурых и красно-бурых кварцевых песков, окварцованных песчаников и конгломератов. В этих отложениях встречаются спорово-пыльцевые комплексы как олигоцена, так и миоцена (определения А. А. Чигуряевой). Залегают они в углублениях древнего эрозионного рельефа или в мульдах оседания, часто в сводах или в присводовых частях куполов. Мощность их колеблется от нескольких метров до 100 м.

Таким образом, континентальные пестроцветные образования распространены на значительной площади. По происхождению они являются пролювиальными или накапливались в озеровидных понижениях. До настоящего времени вопрос о их возрасте является дискуссионным.

П. Л. Безруков (1936) эти пестроцветы относил к миоцену. А. Л. Яншин (1943) сравнивал их с такими же пестрыми породами наурзумской свиты верхов тургайской серии, принимая верхнеплиоценовый возраст последней. Этой же точки зрения он придерживался и позднее (Яншин, 1953), хотя и не исключал возможности отнесения этих пород к миоцену. П. Е. Харитонов в 1952 г. относил их к олигоцен-миоцену, А. В. Востряков первоначально считал их также олигоцен-миоценовыми, а позднее отнес к миоцену (Востряков, 1959). И. И. Кожевников* на основании спорово-пыльцевого комплекса, определенного А. А. Чигуряевой из красноцветов хутора Гремучего, пришел к выводу о позднеолигоценном возрасте и выделил их под названием гремучинской свиты. При этом он не настаивал на повсеместном распространении этого вывода, считая, что красноцветы купола Шалкар и других районов могут быть более молодыми.

В 1963 г. А. А. Чигуряева из переданных В. А. Горяиновым образцов красноцветных отложений Букобаевской мульды Оренбургского Приуралья выделила пыльцу древесных (34,5%) и травянистых (28,7%) растений. Среди пыльцы древесных присутствует пыльца хвойных (сосна, пихта, тсуга), лиственных (ива, орех, береза, ольха, орешник, дуб, бук, вяз, ликвидамбар, падуб, клен, липа, граб), травянистых (ежеголовник, рогоз, гречишник, губоцветные, маревые). Обнаружены также споры папоротниковых (36,8%). А. А. Чигуряева пришла к заключению, что отложения, содержащие этот спорово-пыльцевой комплекс, относятся к миоцену.

Если принять во внимание, что в районе купола Шалкар обнаружены морские отложения среднего и верхнего олигоцена, то отпадают последние сомнения относительно миоценового возраста рассматриваемых красноцветов Прикаспийской впадины. Несмотря на это, некоторые возражения возможны. Во-первых, Букобаевская мульда находится в Оренбургском Приуралье и распространение данных по этому району на всю Прикаспийскую впадину могут оказаться преждевременными. Во-вторых, пока еще не обнаружены такие разрезы, в которых красноцветы непосредственно залегают на породах верхнего олигоцена.

Эти возможные сомнения представляются не существенными на основании следующего:

1. Все красноцветные континентальные отложения Прикаспийской впадины, вероятно, относятся к одной эпохе седиментации. Резкое литологическое отличие этих пород от нижележащих свидетельствует о резкой смене физико-географических условий.

2. Смена морских условий осадконакопления континентальными свидетельствует о существенных переменах в развитии данного региона. Если породы олигоцена входят в состав мезозойско-палеогенового структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины, то красноцветные отложения принадлежат уже к неогеново-четвертичному структурному этажу — они залегают горизонтально и несогласно перекрывают более древние породы.

3. В красноцветных отложениях обнаружены как неогеновые, так и смешанные олигоценно-неогеновые и даже позднеолигоценные (в так называемой гремучинской свите) спорово-пыльцевые комплексы. Это свидетельствует скорее не об истинном возрасте, а лишь о плохой изученности спорово-пыльцевых спектров красноцветных отложений.

* Мнение И. И. Кожевникова не опубликовано, но нашло отражение в сводной легенде геологических карт Прикаспийской серии.

4. Сопоставление рассматриваемых красноцветов с красноцветными образованиями других регионов подтверждает их миоценовый возраст. Наурзумская свита верхнего олигоцена сходна по окраске с описываемыми образованиями только в зоне выветривания. Между тем в составе отложений заведомо миоценовых имеются породы, близкие как литологически, так и по цвету к красноцветам Прикаспия. Это прежде всего пестроцветные тархан-чокракские отложения Северного Устюрта, а также сарматские образования Мангышлака, низовьев р. Эмбы (в грабенах куполов Исекжал, Биикжал и Люсун) и между-речья Эмбы и Сагиза (на плато Алатау и Актолагай).

5. Рассматриваемые пестроцветные образования развиты по периферии области распространения морских миоценовых отложений и, возможно, являются их континентальными аналогами. Подобные взаимоотношения доказаны для сарматских красноцветов Мангышлака.

Итак, приведенные выше данные, как нам представляется, подтверждают миоценовый возраст красноцветных отложений Прикаспийской впадины.

Плиоцен

Плиоценовые отложения Прикаспийской впадины представлены акчагыльским и апшеронским ярусами, осадки которых почти повсеместно погребены под толщей четвертичных накоплений. Естественные выходы отложений акчагыла и апшерона наблюдаются преимущественно к востоку от р. Урал.

Акчагыльский ярус

Отложения акчагыла широко развиты в пределах всей Прикаспийской низменности. Они выполняют среднеплиоценовые эрозионные врезы и залегают со следами размыва и угловым несогласием на породах палеогена, мезозоя и перми, иногда миоцена. Необходимо отметить, что в составе пород доакчагыльского ложа присутствуют также, по-видимому, среднеплиоценовые образования. Они выполняют эрозионные ложбины между-речья Урала и Волги и представлены суглинисто-глинистыми и гравийно-галечниковыми наземноводными континентальными образованиями мощностью до первых десятков метров. Возраст их условно принимается как среднеплиоценовый, причем Я. С. Эвентов, Н. Я. Жидавинов и В. И. Курлаев сопоставляют их с кинельскими слоями, а М. В. Андреева и Л. И. Громова — с балаханскими образованиями. Отложения акчагыла перекрыты либо породами апшерона, либо четвертичными осадками. В естественных обнажениях они известны восточнее долины р. Урал — на южном берегу оз. Шалкар (на горе Сасай), в районе оз. Индер, на левом берегу р. Урал у пос. Индерборского, а также западнее р. Урал, в песках Северного Прикаспия на куполе Азгир. Недавно они обнаружены на южных склонах Общего Сырта (Востряков, 1955), северо-западнее Уральска (Звягельский, 1954), а также на склонах Зауральских Сыртов (Журавлев, 1960).

Во многих участках Прикаспийской низменности акчагыльские отложения вскрыты скважинами. Ранее они были пройдены Гайсинской скважиной, скважинами в Кишкентайчале, на оз. Большой Сокрыл, в районе соляных куполов Новобогатинск-Сугур и Тегень, в г. Астрахани и в других пунктах. В результате работ, проведенных Всесоюзным аэрогеологическим трестом и ВНИГРИ (Эвентов, 1955; Курлаев и Жидовинов, 1959), они вскрыты многочисленными скважинами как на между-речье Урала и Волги, так и восточнее долины р. Урал.

Ачкагыльские отложения представлены преимущественно серыми, различных оттенков глинами, реже алевритами с подчиненными прослоями песков. Прибрежные фации их сложены песками, известняками-ракушечниками, реже конгломератами.

Подошва ачкагыла в центральной части междуречья Урала и Волги прослеживается на абсолютных отметках минус 600 м, а у восточной и северной границ распространения этих отложений воздымается до положительных отметок. Здесь происходит замещение морских осадков континентальными. От наиболее прогнутаго участка в центре низменности отходят три заливообразных понижения: первое протягивается вдоль железной дороги Астрахань—Саратов, второе совпадает с долинами рек Урал и Кушум, а третье расположено восточнее долины р. Урал.

Мощность ачкагыльских отложений в прибрежных, окраинных частях бассейна не превышает нескольких метров, но увеличивается к центру междуречья Урала и Волги до 200 м и более (282 м в районе Фурманово—Новая Казанка). Максимальная мощность отложений ачкагыла определена у г. Новоузенска и равна 350 м. Во вдавленной компенсационной мульде купола Новобогатинск-Сугур она аномально велика и достигает 1650 м (Авров, Гончаренко, Журавлев, Свиточ, 1965).

Соответственно с возрастанием мощности изменяется и литологический состав отложений ачкагыла: если у северной и восточной границ распространения они представлены прибрежными осадками, то на площадях, удаленных от прежних береговых линий, развиты их более глинистые фации.

По данным А. В. Вострякова (1953, 1955а), на южных отрогах Общего Сырта и в бассейнах рек Утва, Барабастау, Чиж-1, Чиж-2 и Мерекен ачкагыльские отложения делятся на четыре горизонта: первый горизонт (нижний) — светло-серые пески с прослоями галек палеогеновых и меловых пород и фауной *Cardium pseudoedule* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus. и др. мощностью 0—60 м; второй горизонт — зеленовато-серые пески и глины с пресноводной фауной и растительными остатками; мощностью в несколько метров; третий горизонт — светло-серые или зеленоватые карбонатные глины с прослоями песков и фауной *Cardium pseudoedule* Andrus., *C. dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., мощностью 30—35 м; четвертый горизонт — косослоистые кварцевые пески с прослоями гравия; мощностью до 20 м.

В области междуречья Урала и Волги (районы Новоузенска, Новой Казанки и др.), по данным Я. С. Эвентова (1955), в составе отложений ачкагыла преобладают глины светло-серые с зеленоватым и голубоватым оттенками, алевритистые, с подчиненными прослоями песков, с фауной *Cardium dombra* Andrus., *C. nikitini* Andrus., *Potamides caspium* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., *Clesiniola utvensis* Andrus. и др.

В районе оз. Шалкар (Жуков, 1945) ачкагыльские отложения обнажены на северном склоне горы Сасай. Они представлены светлыми зеленоватыми мергелями с фауной *Cardium ex gr. dombra* Andrus., *Avimactra* sp., *Potamides caspius* Andrus.

Ачкагыльские слои выходят на дневную поверхность в районе оз. Индер в балке Аксай (Белая Ростошь) и на левом берегу р. Урал у пос. Индерборского. Здесь развиты серые песчаники, тонкоплитчатые белые известняки с галькой и прослоями песков охристо-ржавого цвета. В песках прослеживается прослой белого вулканического пепла (Жуков, 1945). Ачкагыльские отложения дислоцированы и наклонены на

юг под углом до 20°. Они залегают на породах мела и юры. Видимая мощность их около 4 м. Акчагыл залегают под покровом четвертичных накоплений на довольно значительной территории, окаймляющей оз. Индер, о чем свидетельствует окатанная акчагыльская ракуша, заключенная в четвертичных отложениях, обнажающихся в береговых обрывах озера.

В долине р. Утва, левого притока р. Урал, развиты пески и темные песчаные глины с богатой акчагыльской фауной: *Dreissena*, *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugasica* Andrus., *A. inostranzevi* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. vogdi* Andrus., *C. konschini* Andrus., *C. pseudoedule* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clessiniola utvensis* Andrus., *Planorbis*, *Ostracoda* и др.

Далее на восток акчагыльские отложения известны в бассейне р. Илек, где они представлены глинами с остатками водорослей и ракушей: *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. venjukovi* Andrus., *A. ossoskovi* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. vogdi* Andrus., *C. pseudoedule* Andrus., *C. ex gr. konjushevski* A. Z., *Potamides caspius* Andrus. и др. Их мощность здесь достигает 100 м. Стратиграфически вверх глины сменяются песками.

В южных районах Прикаспийской низменности отложения акчагыльского яруса развиты в районе купола Тегень, где их мощность, по-видимому, не превышает нескольких десятков метров.

В районе Кишкентайчала серые, реже зеленоватые и буроватые глины акчагыла мощностью более 280 м пройдены скважинами. В толще глин имеются прослойки мелкозернистых песков и мелкой гальки. В глинах содержится фауна моллюсков, в составе которой преобладают *Dreissensia*, что, по-видимому, указывает на верхнеакчагыльский возраст заключающих их пород.

В районе оз. Большой Сакрыл, вблизи долины р. Большой Узень, акчагыльские отложения представлены темно-серыми известковистыми глинами с *Cardium dombra* Andrus., *C. pseudoedule* Andrus., *Avimactra karabugasica* Andrus. видимой мощностью 18 м.

Гайсинская скважина при глубине 169 м не дошла до подошвы акчагыла. Его отложения здесь представлены темно-серыми, слегка зеленоватыми и буроватыми глинами, содержащими прослойки и линзы песков и кристаллы гипса.

Полный разрез акчагыла хорошо охарактеризован известной скважиной в Астрахани (Богданов, 1934) и многими позднейшими. Акчагыльские осадки в районе Астрахани представлены мергелями и мергелистыми глинами зеленовато-серых тонов с фауной *Cardium*, aff. *simkevici* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. miserabilis* Andrus., *Dreissensia* sp., *Potamides* sp., *Hyalina* sp., *Textularia* sp., *Loxococoncha* sp., *Lymnocythera* и др. Мощность этих отложений превышает 80 м. Они подстилаются галечником, состоящим из галек мела, связанных серой известковистой глиной. Галечник залегают на размытой поверхности пород верхнего мела.

Богатый комплекс фауны встречен в акчагыльских отложениях, пройденных скважиной в пос. Фурманово. Здесь на глубине около 80 м залегают глины, содержащие *Dreissena simplex* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. cf. ponto-caspica* Andrus., *Dr. eichwaldi* Issel., *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugasica* Andrus., *A. pisum* Andrus., *A. inostranzevi* Andrus., *A. venjukovi* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. hovakovskii* Andrus., *Avicardium nikitini* Andrus., *A. radiiferum* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clessiniola intermedia* Andrus., *C. utvensis* Andrus., *Neritina*, *Micromelania*, *Valvata*.

Мощность глин, по-видимому, достигает 250 м, так как на глубине 330 м скважина вошла уже в немую глинистую толщу.

На некоторых соляных куполах акчагыльские отложения отсутствуют, что, по-видимому, связано с последующим их размывом. В. П. Колесников (1940) предпологал, что соляные купола вообще не покрывались акчагыльским морем и были в это время островами.

К востоку от долины р. Урал мощность акчагыльских осадков постепенно уменьшается, меняется и их литологический состав. Появляются прослой песков и галечников, которые постепенно начинают доминировать в разрезе и осадки приобретают прибрежный характер. Еще далее на восток морские осадки замещаются континентальными образованиями.

Таким образом, акчагыльские отложения широко распространены в Прикаспийской впадине. Они развиты на междуречье Урала и Волги под покровом апшеронских и четвертичных каспийских осадков и заходят за северные пределы области, где залегают в основании сыртовой толщи.

В области Общего Сырта отложения акчагыла обнажены по долинам рек Урал, Утва и Илек, а также пройдены скважинами западнее г. Уральска. Здесь они залегают под апшеронскими песками, сменяющимися выше толщей сыртовых четвертичных отложений.

Восточная граница распространения акчагыльских отложений еще не вполне ясна. Пока известно, что они ингрессионно заходят далеко на восток по долинам рек Уил, Сагиз и известны в пределах Оренбургского и Актюбинского Приуралья. Так, по Уилу и Сагизу они представлены глинами с прослоями песков общей мощностью от 20 до 150 м. В долинах рек Урал, Илек и Большая Хобда акчагыльские глины и пески достигают мощности 100 м.

Указание Н. Н. Тихоновича (1915) на наличие акчагыльских отложений на горе Иманкара на восточной окраине Прикаспийской низменности не подтвердилось последующими исследованиями. Так, в ряде работ А. Л. Яншина (1943) доказано, что железистые песчаники, развитые на поверхности горы Иманкара и принятые Н. Н. Тихоновичем за акчагыл, на самом деле относятся к миоцену.

Вполне вероятно, что акчагыльское море вторгалось по наиболее пониженным участкам севернее Устюрта, но отложения его были впоследствии денудированы или перекрыты более молодыми накоплениями.

Биостратиграфическое изучение акчагыльских отложений Прикаспийской низменности по обширным материалам, собранным за последние годы (Всесоюзный аэрогеологический трест, СГПК Главгаза, ВНИГРИ и др.), позволило расчленить их на три подъяруса (горизонта), что соответствует большинству стратиграфических схем акчагыла всей Каспийской области.

Для западной части Прикаспийской низменности такое деление хорошо обосновано по фауне моллюсков и микрофауне В. И. Курлаевым и Н. Я. Жидовиновым (1959), Г. И. Кармишиной (1960). Акчагыльские отложения восточной части Прикаспийской низменности также подразделяются на три горизонта (Бертельс-Успенская, 1963 г.).

Нижний акчагыл, представленный зеленовато-серыми и голубовато-серыми мергелистыми глинами мощностью до 55 м, содержит сравнительно бедную фауну моллюсков, свидетельствующую об опреснении этой части бассейна. Здесь встречаются *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. inostranzevi* (Andrus.), *Clessiniola utvensis* Andrus.

Средний акчагыл — зеленовато-серые и желтовато-серые глины с прослоями песков мощностью 80—100 м — содержит самую богатую фауну моллюсков, указывающую на наибольшее осолонение: *Cardium dombra* Andrus., *Avicardium nikitini* (Andrus.), *Cardium vogdi* (Andrus.), *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Avimactra venjukovi* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus.

Верхний акчагыл — пески, реже глины сероватых тонов мощностью до 40 м, содержащие бедную фауну моллюсков, представленную почти исключительно *Dreissena rostriformis* Desh. var. *utensis* Kolesn., свидетельствующими об опреснении моря.

Апшеронский ярус

Апшеронские отложения занимают в Прикаспийской низменности по сравнению с акчагылскими меньшую площадь. Однако известны они в гораздо большем числе точек и обнажены преимущественно над соляными куполами.

Под покровом четвертичных каспийских отложений осадки апшеронского яруса обнаружены многочисленными скважинами почти повсеместно, за исключением промышленного района Южной Эмбы. Они известны на Баскунчаке, Эльтоне, Малом Богдо, Каргале (в 30 км к юго-востоку от пос. Урда), Кайнартобе (в 30 км к северо-западу от Бешоки), Кокжамбае (20 км к северу от Бешоки) и Чапчачи, по долине р. Урал до устья Утвы, а также на Назбексоре (в 130 км к юго-востоку от пос. Фурманово), Жаманчулаке (в 120 км к северо-востоку от г. Гурьева). Скважинами апшеронские отложения вскрыты в Астрахани и Алтынбайарале, на междуречье Большого Узеня и Урала севернее пос. Фурманово, в нижнем течении рек Мерекен, Чиж-1 и Чиж-2, Дюра. Апшеронские отложения пройдены скважинами как по долине Урала, так и восточнее ее.

Наиболее полный разрез отложений апшерона для запада области известен по скважине в г. Астрахани (Богданов, 1934). Здесь выделяются три горизонта.

Нижний горизонт представлен зеленовато-серыми и голубовато-серыми мергелистыми глинами, переслаивающимися с песчанистыми зеленовато-серыми глинами. В самых низах глин фауна почти отсутствует, за исключением редких Ostracoda. Имеются следы отпечатков стеблей травянистых растений. Выше появляются *Dreissena* cf. *grimmii* Andrus., *Monodacna* sp., *Apscheronia raricostata* Sjoegr., *Streptocarella kalickyi* Andrus. и др. Мощность около 100 м.

Средний горизонт в основании сложен зеленовато-серыми песками с прослоями песчанистых глин, а выше — зеленовато-серыми и темно-серыми глинами с редкими прослоями песков.

Фауна присутствует только в верхней глинистой толще, где встречены *Dreissena carinato-curvata* Sinz., *Dr. distincta* Andrus., *Monodacna laevigata* Andrus., *Pseudocatillus catilloides* Andrus., *Apscheronia calvescens* Andrus., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Apscheronia propinqua* Eichw., и др. Мощность около 230 м.

Верхний горизонт образован темно-серыми и зеленоватыми известковистыми глинами с обильной фауной: *Monodacna sjoegreni* Andrus., *M. beibatica* Andrus., *Pseudocatillus catilloides* Andrus., *Dreissena distincta* Andrus., *Hyrkania intermedia* Eichw. и др. Мощность около 94 м.

В основании приведенного разреза прослеживаются континентальные отложения — глины с растительными остатками, наличие которых

указывает на перерыв в морском осадконакоплении между акчагылом и апшероном.

Апшеронские отложения вскрыты скважинами в долине р. Урал у пос. Калмыково. Здесь под четвертичными отложениями пройдены (сверху вниз) зеленовато-голубые плотные глины с *Dreissena distincta* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh., *Monodacna laevigata* Andrus., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Pseudocatillus bacuanus* Andrus., *P. catilloides* Andrus. мощностью 30,5 м; ниже идут алевроиты и глины без фауны. Мощность их равна 20—22 м; далее следуют пески с *Pseudocatillus catilloides* Andrus., *Dreissena distincta* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh., *Apscheronia raricostata* Andrus. мощностью 2—3 м; затем снова прослеживаются зеленовато-серые глины с редкой фауной *Dreissena distincta* Andrus., *Pseudocatillus catilloides* Andrus., *Apscheronia* sp. Их мощность равна 60 м.

В основании разреза залегают зеленовато-серые глины, заключающие редкие *Dreissensia distincta* Andrus. и растительные остатки. Мощность этих глин равна 24 м.

Рассмотренный разрез имеет много общих черт с разрезом скважин, пробуренных в Астрахани. Это относится как к его литологическому составу, так и к подразделению на три части. Интересно, что и здесь в основании апшерона развита глинистая толща, содержащая только *Dreissensia* и растительные остатки, накопление которых происходило, по-видимому, в континентальных условиях.

В северной половине междуречья Урала и Волги, в районе пос. Фурманово, на р. Большой Узень апшеронские отложения уже давно были пройдены скважинами треста «Востокнефть» (Богданов, 1933), а теперь обнаружены и севернее (Востряков, 1955). М. М. Жуков (1945) встретил их к востоку от долины р. Урал в бассейне Исень-Анкаты, впадающей с востока в оз. Шалкар. Здесь апшеронские отложения представлены тонкозернистыми песками и бурыми глинами с обильной фауной, типичной для этого яруса.

К северо-восточному краю Прикаспийской низменности апшеронские морские осадки постепенно сменяются пресноводными. Так, у пос. Каратобе апшеронские морские отложения замещаются песками, иногда глинистыми с пресноводной фауной: *Viviparus*, *Planorbis* и др. Все это свидетельствует о том, что береговая линия апшеронского моря по северо-восточной окраине Прикаспийской низменности, по-видимому, проходила где-то у подножия возвышенностей, расположенных к востоку от Жамбейтинского тракта.

А. В. Востряков (1955) отметил, что апшеронские отложения вскрыты скважинами в нижнем течении рек Мерекен, Чиж-1 и Чиж-2, Дюра. До широты Предсыртового абразионного уступа они залегают на размытой поверхности пород акчагыла. Здесь отложения апшерона представлены преимущественно серыми, зеленовато-серыми и коричнево-серыми глинами с подчиненными прослоями песков и алевроитов. Глины слоисты и содержат фауну: *Dreissena carinata curvata* Sinz., *Dr. aff. distincta* Andrus., *Dr. eichwaldi* Issel., *Dr. subgibba* Andrus., *Monodacna* cf. *edentula* Pall., *M. bakuana* Andrus., *M. cf. isseli* Andrus., *M. catilloides* Andrus., *M. laevigata* Andrus., *Apscheronia raricostata* Andrus., *Ap. volarovici* Andrus., *Ap. propinqua* Eichw., *Micromelania* sp., *Hyrkania* sp., *Clessiniola subvariabilis* Eichw., а также остракоды — *Bytho cypris acronasuta* Liv., *Cythere multituberculata* Liv. и др.

Севернее Предсыртового уступа апшеронские отложения встречаются только по долинам рек Мерекен, Чиж-1 и Чиж-2, Дюра, где они залегают на породах палеогена и мезозоя. Здесь они представлены

глинами с большим содержанием песков и алевроитов. К прослоям песков приурочена галька подстилающих палеогеновых и мезозойских пород. В глинах встречаются растительные остатки и фауна *Dreissena eichwaldi* Issel., *Dr. distincta* Andrus., *Valvata*, *Planorbis piscinalis* Müll., обломки *Monodacna*, *Hyrkania* и др. Мощность апшеронской толщи уменьшается от 60—70 м в районе Чижинских и Дюринских разливов до нескольких метров на широте Предсыртового уступа и севернее его.

Северная граница распространения морских апшеронских отложений на водоразделе рек Большой Узень и Урал примерно совпадает с современным Предсыртовым уступом. В Сыртовую область апшеронские отложения ингрессивно заходят по долинам рек Мерекен, Чиж-1 и Чиж-2 и Дюра и прослеживаются почти до их верховьев, причем на абсолютных отметках +50 м они скрываются под четвертичными отложениями.

На значительное расстояние отложения апшеронского яруса распространяются по долине р. Урал, достигая устья р. Утва. К востоку и северо-востоку от г. Уральска они залегают на размытой поверхности пород акчагыла и представлены серыми и серовато-коричневыми глинистыми песками с прослоями мелкого гравия и гальки. К глинистым пескам приурочена фауна: *Dreissena carinatocurvata* Sinz., *Dr. aff. bakwana* Andrus., *Pisidium amnicum* Müll., *Lithoglyphus* sp., *Melanopsis esperi* Sabb., *Clessiniola* cf. *subvariabilis* Andrus., *Valvata piscinalis* Müll., а также растительные остатки.

Мощность отложений апшерона в долине р. Урал достигает 45—50 м, а в низовьях рек Деркул, Чаган и Утва сокращается до 15—20 м и менее. В центральных частях Прикаспийской низменности мощность апшеронских отложений достигает 300 м, а местами и 400 м (Баскунчак). Огромная мощность апшерона зафиксирована в компенсационной мульдe купола Новобогатинск-Сугур, где она превышает 1270 м (Авров, Гончаренко, Журавлев, Свиточ, 1965).

Контакт отложений апшерона и акчагыла вполне отчетлив как по долинам рек Урал, Большой Узень и другим более мелким, так и на междуречье Большого Узеня и Урала (Востряков, 1959). Повсюду он выражен ясными следами размыва. Весьма характерен горизонт гравия и гальки, сгруженной в серой глине, залегающий в основании разреза и содержащий обычно пресноводную (речную) фауну *Unio*, *Viviparus* и др. Достаточно ясна граница апшеронских отложений с вышележащими четвертичными осадками, которая отмечена толщей континентального происхождения.

Апшеронские отложения Прикаспийской впадины по фациальному характеру и литологическому составу весьма близки соответствующим отложениям Нижнего Поволжья и Терско-Кумской низменности. Надо сказать и о большом сходстве в стратификации упомянутых разрезов и фаунистических характеристик отдельных их частей.

При рассмотрении апшеронских отложений Прикаспийской впадины обращает на себя внимание следующее. Во-первых, границы распространения их на севере и северо-востоке почти совпадают с современными границами Прикаспийской низменности, что несомненно указывает на древность заложения уступов, ее ограничивающих. Во-вторых, апшеронские отложения, как и отложения акчагыла, выполняют древние эрозионные ложбины, созданные еще до акчагыльской трансгрессии. Следовательно, понижения рельефа как денудационно-эрозионного, так и тектонического происхождения, сформированные в послепонтическое и балаханское время, в течение акчагыльского и апшеронского веков (а как будет видно далее и на протяжении четвертичного

периода) погребались и заполнялись толщей морских и континентальных отложений.

Апшеронские отложения восточной части Прикаспийской низменности подразделяются на три горизонта (Бертельс-Успенская, 1963).

Нижний горизонт — зеленовато-серые глины мощностью до 100 м — содержит преимущественно *Dreissensia* ex gr. *distincta* Andrus. и редкие мелкие *Cardiidae*.

Средний горизонт — глинисто-песчаные отложения мощностью 35—60 м — содержит богатую фауну моллюсков — *Apscheronia raricotata* (Sjoegr.), *A. eurydesma* (Andrus.), *Pseudocatillus bacuanus* (Andrus), *P. transcaspicus* (Andrus.), *Hyrkania* sp., *Adacna plicata* Eichw., *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Dreissena distincta* Andrus. и др.

Верхний горизонт — глины мощностью до 45 м. Здесь исчезают ребристые *Apscheronia*, появляются *Dreissensia eichwaldi* Issel., *Hyrkania hyrcana* (Andrus.), *H. intermedia* (Eichw.), *Corbicula fluminalis* Müll. var. *apscheronica* Andrus., *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и др.

Стратиграфические подразделения акчагыла и апшерона по И. А. Бертельс-Успенской сопоставляются с подразделениями этих отложений более западных районов Прикаспийской низменности.

Сыртовые отложения

Отложения, именуемые сыртовыми, распространены на севере Прикаспийской низменности. Они слагают возвышенность Общего Сырта, где обнажаются в балках и оврагах, а также пройдены многочисленными скважинами.

Сыртовые отложения подразделяются на собственно сыртовую толщу, представленную глинистыми и суглинистыми породами красноватых, желто-бурых тонов, и подсыртовую толщу, представленную преимущественно песками. Общая мощность сыртовых отложений около 50 м.

Вопросами генезиса сыртовой толщи занимались С. С. Неуструев и А. Д. Архангельский (1907), Л. И. Прасолов и С. С. Неуструев (1904). С точки зрения этих исследователей, сыртовая толща представляет собой континентальные отложения болотного и отчасти наземного происхождения. А. Н. Мазарович (1936) считал их флювиогляциальными образованиями миндельского времени, а Е. В. Милановский (1935) — осадками подпруженных талых ледниковых вод. Ф. П. Саваренский (1927) сыртовые отложения разделил на несколько горизонтов, формирование которых, по его мнению, происходило как в условиях медленно текущих вод, так и за счет делювиального сноса и образования элювия. Им были выделены: подсыртовые слоистые пески, относимые сейчас к апшерону, и сыртовые глины. Последние подразделены на: а) нижнесыртовые красно-бурые, б) среднесыртовые коричнево-бурые и в) верхнесыртовые желто-бурые. Нижнесыртовые глины он сопоставлял с бакинским, среднесыртовые — с хазарским, верхнесыртовые — с хвалынским ярусами.

И. П. Герасимов (1935) сыртовую толщу предлагал разделить на нижний и верхний горизонты.

Нижний горизонт (толща) представлен красно-бурыми плотными глинами, не обладающими отчетливой слоистостью. Глины содержат известковистые конкреции и реже включения гипса. И. П. Герасимов считал, что с этими глинами весьма сходны красно-бурые «астрахан-

ские» суглинки Нижнего Поволжья. Мощность горизонта равна 15—20 м.

Верхний горизонт (толща) весьма широко развит и занимает покрывное положение. Он представлен желто-бурыми неслоистыми глинами, а в верхах — суглинками лёссовидного характера. Мощность его колеблется от 5 до 30 м.

Нижний горизонт красно-бурых глин подстилается слоистыми песками, залегающими на размытых акчагыльских отложениях.

В настоящее время доказано довольно сложное строение сыртовой толщи. Та или иная окрашенность отдельных ее горизонтов далеко не всегда постоянна и поэтому не может иметь стратиграфического значения. В составе сыртовых глин имеются как неслоистые пористые глины и суглинистые породы явно наземного (субаэрального) происхождения, так и отдельные горизонты и прослои слоистых, более песчаных разностей, отлагавшихся несомненно в водной среде. В стратиграфическом отношении сопоставление нижней, средней и верхней частей сыртовой толщи соответственно с бакинским, хазарским и хвалынским ярусами хотя и является вероятным, но еще не обосновано палеонтологически. В последнее время в некоторых работах (Востряков, 1953, 1955, 1959) показано, что подсыртовые пески на юге переходят в апшеронские пески и, таким образом, являются их аналогами. Следовательно, нижний горизонт сыртовой толщи (красно-бурые глины) в какой-то мере могут рассматриваться в качестве континентального аналога верхов апшеронских и низов бакинских отложений (включая тюркянскую свиту).

А. И. Москвитин (1962), не соглашаясь с возможностью сопоставления апшеронских и подсыртовых песков, считает сыртовые и подсыртовые отложения акчагыльскими. Нам представляется точка зрения А. А. Вострякова более обоснованной и правильной.

МАНГЫШЛАК

Миоцен

Миоценовые отложения на п-ове Мангышлак занимают обширные площади. На западе и юге полуострова они образуют столовые плато. На востоке отложения миоцена обнажены в Западном чинке Устюрта, а в Горном Мангышлаке бронируют отдельные плосковерхие останцовые горы.

Первые сведения о миоценовых отложениях Мангышлака встречаются в работах И. Г. Гмелина (Gmelin, 1784), Э. И. Эйхвальда (Eichwald, 1834, 1841, 1871), М. И. Иванова (1847, 1849), Г. П. Гельмерсена (Helmersen, 1849, 1870), Н. П. Ломакина (1873) и др. Одним из первых попытку произвести стратиграфическое расчленение миоцена сделал Н. П. Барбот де Марни (1889). Однако стройная стратиграфическая схема миоцена п-ова Мангышлак, выдержавшая испытание временем, появилась только после многочисленных работ Н. И. Андрусова (1889, 1899, 1911, 1915, 1917, 1918, 1923). Дальнейшее уточнение и дополнение этой схемы производилось большой группой исследователей, среди которых следует отметить М. В. Баярунаса (1911, 1915, 1917, 1927, 1932), С. Н. Алексейчика (1941), Б. А. Федоровича (1931), Е. В. Ливеровскую (1960), А. П. Ильину и В. С. Уткина (1963) и коллектив геологов Всесоюзного аэрогеологического треста. Большой интерес представляют также работы А. Г. Эберзина (1928 г., 1932 г., 1958, 1960) и В. П. Колесникова (1936, 1940, 1951).

Среди миоценовых отложений Мангышлака выделяются все три подотдела. Средний миоцен представлен только тортонским ярусом,

который подразделяется на три горизонта (снизу вверх): чокракский, караганский и конкский. Гельветский ярус и тарханский горизонт тортона отсутствуют. В верхнем миоцене выделяются сарматский и мзотический ярусы.

Нижний миоцен

Нижнемиоценовые отложения на Мангышлаке выделены Р. Л. Мерклиным, В. Г. Морозовой и А. С. Столяровым (1960) в составе майкопской серии под названием кашкаратинской свиты. По литологическому составу они очень близки к породам карагинской свиты верхнего олигоцена, связаны с ними постепенным переходом и границу между ними проводят условно по появлению в глинах обильной примеси песчаного и алевритового материала. Кашкаратинская свита представлена зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми алевритистыми глинами с прослоями алевритов и песков с примесью глауконитовых зерен. Эти отложения сохранились лишь в наиболее полных разрезах Южного Мангышлака, достигая мощности 100—120 м. В отложениях кашкаратинской свиты содержатся *Nucula kalmikensis* Liwer., *Leda accepta* Liwer., *Cardium abundans* Liwer., *Solecirtus antiquatus* Putl., *Tellina planata* L., *Chlamys* aff. *incomparabilis* Risso—виды, характерные для ольгинской свиты верхнего майкопа Северного Кавказа (Ильина и Уткин, 1963).

На п-ове Бузачи А. П. Ильина и В. С. Уткин (1963) аналогами кашкаратинской свиты считают близкую свиту, представленную темно-серыми, коричневатыми глинами с редкими сидеритовыми конкрециями мощностью до 250 м. В этих отложениях содержатся *Leda accepta* Liwer., *Solecirtus antiquatus* Putl. и *Cardium abundans* Liwer.

Средний миоцен

Тортонский ярус

Чокракский горизонт. Самым древним горизонтом среднего миоцена на Мангышлаке является чокракский, который имеет весьма ограниченное распространение. Отложения отмечаются в западной части Мангышлака, в нескольких обнажениях долин рек Хангаба и Тюбеджик, в восточном месте обрыва п-ова Тюбкараган, в районе мог. Уйратам. Восточнее этих пунктов они наблюдаются в пределах Чакырганской мегасинклинали (в останцах севернее мог. Махамбет и в урочище Каракыз). На крайнем юго-востоке Мангышлака чокракские отложения известны в южной части восточных обрывов впадины Карынжарык. Последним районом, где наблюдаются эти осадки, является самый юг Мангышлака. Здесь они обнажены в северных и северо-западных обрывах залива Кара-Богаз-Гол и имеют наиболее полный объем.

В долинах Хангабаба и Тюбеджик отложения чокракского горизонта трансгрессивно и с угловым несогласием налегают на породы верхнего альба и сенона. В основании горизонта залегает слой плотного бурого конгломерата, состоящего из грубообломочного материала меловых пород, обломков фосфоритовых желваков и древесных остатков мощностью 0,75—2 м. Выше по разрезу конгломерат переходит в грубозернистые косослоистые ржаво-желтые известковистые пески и песчаники, содержащие гравий, гальку и битую ракушу—осадки прибрежной зоны. Кверху песчаники и пески становятся более мелкозернистыми и постепенно сменяются мелкозернистыми песчаниками со

Spaniodontella gentilis уже караганского возраста. Мощность отложений чокрака здесь не превышает 4—6 м.

В этих пунктах в отложениях чокракского горизонта Б. П. Жижченко по спорам С. Н. Алексейчика (1941) определены *Arca turonica* Duj. var. *giartapensis* Gr.-Ber., *Cardium hispidiforme* Davit., *C. aff. hilberi* (Andrus.) Zhizh., *Donax bajarunasi* Andrus., *Ervilia megalodon* Andrus., *Leda fragilis* Chemn., *L. pella* L. и др.

В районе могильника Уйратам раковины чокракских моллюсков* находятся во вторичном залегании и встречаются вместе со *Spaniodontella pulchella* Bailj в базальном конгломерате караганского горизонта. В районе Чакрыганской мегасинклинали чокракские отложения имеют очень ограниченное распространение и залегают несогласно на глинах олигоцена. Они представлены серыми крупнозернистыми известковистыми песчаниками с прослоями конгломератов с обильными фаунистическими остатками мощностью 2—4 м. В останцах севернее могильника Махамбет И. С. Плещеевым собрана ископаемая фауна, среди которой Н. П. Сидоровой-Парамоновой и Р. Л. Мерклиным определены *Cardium hilberi* (Andrus.) Zhizh., *Chlamys cf. pertinax* (Zhizh.), *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Ervilia cf. pusilla praepodolica* Andrus., *Venus cf. marginata* Hoern. и др.

В районе урочища Караказ чокрак представлен линзой конгломерата с *Donax* sp. Севернее колодца Баскудук найден валун, содержащий чокракскую фауну (Андрусов, 1915).

Наиболее полно представлены чокракские отложения на юге и юго-востоке Мангышлака. Здесь везде чокракский горизонт залегают трансгрессивно на размытой поверхности майкопских глин. На северо-западном побережье залива Кара-Богаз-Гол, в районе Караагаш, чокракский горизонт представлен пачкой зеленых глин с прослоями гипсов, мощность которых увеличивается вверх по разрезу от нескольких сантиметров до 5—7 м.

Юго-западнее, у Сартаса, в разрезе наблюдается более частое и тонкое чередование гипсов и глин, а в верхней части появляются прослой массивных белых и зеленых тонкоплитчатых мергелей и зеленовато-серых глинистых известняков. В глинах и известняках содержится чокракская *Spaniodontella intermedia* Andrus.

Западнее, у мыса Суе на Каспийском море, в скважине вскрыт разрез, в котором гипсы замещаются песчаниками. В основании залегают светлые алевролитистые глины, переходящие выше в зеленые глины с гнездами песка. Мощность чокракских отложений здесь колеблется от 25 до 46 м.

Восточнее, на северном побережье Кара-Богаз-Гола и в обрывах впадины Чагаласор, чокракские отложения близки к разрезам района Караагаш. Однако здесь более отчетливо выделяются две пачки: нижняя гипсово-глинистая и верхняя гипсовая. Нижняя пачка прослеживается во всех разрезах и состоит из переслаивающихся слоев гипса и глин (мощностью 0,5—3 м) с редкими подчиненными (0,1—0,2 м) прослоями загипсованных известняков. Верхняя гипсовая пачка состоит из белых и желтых гипсов, мелко- и крупнокристаллических, с редкими маломощными (0,2—0,3 м) прослоями глин и реже загипсованных мергелей с отпечатками *Spaniodontella intermedia* Andrus. Мощность отложений чокрака здесь не превышает 20 м.

Из обрывов Кара-Богаз-Гола Р. Л. Мерклиным (1954) определена следующая чокракская фауна: *Leda pella* L., *L. fragilis* Chemn., *Arca*

* В районе мог. Уйратам комплекс ископаемых чокракских моллюсков подобен вышеприведенному.

turonica bosporana David., *Donax tarchanensis* Andrus., *Macoma sokolovi* Golub., *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Cultelus produs* Merkl.; реже встречается *Cardium hilberi* (Andrus.) Zhizh.

Севернее, вблизи обрывов Карынжарык, чокракские отложения имеют несколько другой состав. У южного окончания песков Карынжарык в их основании залегают пески, вверх по разрезу переходящие в известково-глинистые образования. Еще севернее, в урочище Кусмурын и у залива Киндерли, чокрак выражен глинами.

На юго-востоке Мангышлака, в южной части восточного обрыва впадины Карынжарык, чокракские отложения представлены 10-метровой пачкой мергелистых слабо загипсованных светло-серых глин с тонкими прослоями светло-бурых известковых песчаников. В северном направлении эта пачка быстро выклинивается.

Как видно из вышеизложенного, чокракский бассейн в разных частях Мангышлака имел разный режим. В южной части Мангышлака это была обширная лагуна, где накапливались довольно мощные слои гипса. Севернее существовал мелководный морской бассейн, имевший ингрессивный характер. Грубообломочные отложения в западной части свидетельствуют о близости источника сноса. Везде чокракские отложения согласно перекрыты породами караганского горизонта, и только в двух пунктах на Тюбкарагане собраны данные, позволяющие говорить о некотором перерыве в них осадконакоплении.

Караганский горизонт. Караганские отложения распространены на Мангышлаке значительно шире чокракских. Они прослеживаются от пос. Аташ на западном побережье Тюбкарагана до Западного чинка Устюрта на востоке и от района севернее хребтов Каратау до южного окончания Мангышлака. Исключение составляет район западного окончания Беке-Башкудукской мегантиклинали, где средний миоцен начинается конкским горизонтом. Однако и здесь на отдельных останцах в подошве конкского горизонта встречается переотложенная фауна карагана. Отсутствуют отложения карагана также вдоль юго-западного обрамления Кунабайской антиклинали и на юго-востоке Мангышлака.

Везде, за исключением мест развития чокракских отложений, караганские осадки лежат трансгрессивно с размывом и угловым несогласием на нижележащих породах. Почти повсеместно в основании караганского горизонта прослеживается базальный слой. Поэтому нижняя граница горизонта устанавливается легко. Основным отличительным признаком этого горизонта является наличие раковин: *Spaniodontella gentilis* Andrus. и других *Spaniodontella* почти во всех разновидностях пород.

На Мангышлаке в караганских отложениях можно выделить два типа разрезов: преимущественно терригенный, развитый на п-ове Тюбкараган, на Южном Мангышлаке и в хребте Северный Актау, и преимущественно карбонатный, развитый в Западном чинке Устюрта и у сора Тузбаир (Ливеровская, 1960).

На п-ове Тюбкараган караганский горизонт начинается слоем мелкогалечникового конгломерата или гравелита, содержащего обильные разрозненные створки раковин *Spaniodontella pulchella* Baily и реже *Mohrensternia barboti* Andrus. Мощность слоя 1—2 м. Этот слой в большинстве разрезов сильно сцементирован известковистым цементом и выделяется в склонах в виде карниза. Выше, в разрезах долин Хангабаба и Тюбеджик, гравелит сменяется пачкой мелкозернистых кварцевых рыхлых песчаников и песков с прослоями рыхлых ракушечников общей мощностью до 4 м. Кверху они переходят в пачку серых и зеленовато-серых слоистых глин с прослоями алевроитов, мергелей и рыхлых ракушечников. В обрывах Тюбкарагана песчаная

пачка почти везде отсутствует и непосредственно на базальном слое залегает толща глин, в которой наблюдается большое количество отдельных кристаллов гипса, прослой мергелей, песков и ракушечников. Часто наблюдаются фациальные замещения отдельных слоев: пески и песчаники с удалением от осевых зон поднятий замещаются по простиранию глинистыми отложениями. Мощность отложений карагана на п-ове Тюбкараган колеблется от 2—3 до 22 м.

Близкий к вышеописанному разрез караганских отложений наблюдается в пределах Южного Мангышлака. Однако здесь в большинстве случаев отсутствует слой конгломерата. На южном борту впадины Узень караганские отложения представлены пачкой зеленовато-серых мергелей и глин с прослойками песка и известковистого песчаника мощностью 5—7 м. В глинах и мергелях встречается *Spaniodontella pulchella* Vailly. Севернее, в бортах Узенской впадины, глины постепенно сменяются песками и песчаниками с подчиненными прослоями глин; в этом же направлении происходит и сокращение мощности отложений.

В обрывах впадины Жазгурлы, в урочище Шолакам, а также в многочисленных скважинах, пробуренных в этой части Южно-Мангышлакского плато, в основании караганского горизонта залегает слой серых крепких песчаников, выше которых прослеживаются глинисто-мергелистые отложения, содержащие редкие прослой гипса и песков.

На Кугусем-Карамаинской мегантиклинали (юго-восток Мангышлака) в отложениях карагана выделяются три пачки: нижняя глинистая, средняя — гипсы с тонкими прослоями глин и верхняя глинисто-мергелистая. Общая мощность отложений достигает 40 м, почти равномерно распределяясь между этими пачками. Севернее мощность караганских отложений сокращается, а в разрезе начинает преобладать средняя (гипсово-глинистая) пачка, достигающая мощности 20 м.

Южнее колодца Кугусем, в обрывах Каясанирек (западный борт впадины Карынжарык), караган представлен 35-метровой пачкой переслаивающихся песков, песчаников, алевроитов, глин, мергелей и реже известняков. Однако в восточной части северного обрыва Кара-Богаз-Гола в разрезе караганского горизонта на небольшом участке опять появляется пачка гипсов мощностью 10 м.

Западнее развалин Чагала, в северном обрыве Кара-Богаз-Гола, а также в бортах впадины Чагаласор, обнажены серые и зеленовато-серые, иногда косослоистые песчаники, переслоенные светло-серыми известняками, реже серыми глинами и алевроитами, содержащими *Spaniodontella pulchella* Vailly, мощностью до 16 м.

В юго-западном направлении в разрезе караганского горизонта начинают преобладать песчаные отложения и уже у Сарытаса присутствуют мелкозернистые желтовато-серые песчаники с прослоями детритуса, содержащие хорошо окатанную уплощенную гальку. Мощность отложений уменьшается до 7—8 м.

Южнее, в районе гор Караманлы-амляк и Дюль-дюль-ата, на глинах чокракского горизонта залегает пачка серых оолитовых и детритусовых известняков, часто косослоистых, содержащих большое количество гравия и гальки. В известняках встречается много раковин *Spaniodontella pulchella* Vailly. Западнее, в районе мыса Суе, по данным бурения к отложениям караганского горизонта относится 8-метровая пачка гипсов, мергелей и известняков.

Грубообломочными образованиями сложен караганский горизонт севернее хребтов Каратау. На останцах Джапракты и Айракты нижняя часть разреза представлена 3-метровой пачкой конгломератов, состоя-

щих из угловатой гальки песчаников и мергелей с редкими раковинами спаниодонтелл. Выше залегают желтовато-серые средне- и крупнозернистые песчаники с линзами конгломератов и прослоями буровато-красных суглинков и мергелей мощностью около 11 м. В останцах по северному склону Северного Актау караганские отложения представлены плитой гравелита, местами переходящего в конгломерат с редкими остатками спаниодонтелл. Мощность плиты не более 1—2 м.

Своеобразен разрез караганского горизонта в Чакрыганской мегасинклинали. Так, в Сартаганской долине к караганскому горизонту относится нижняя пачка конгломератов, в которой Е. В. Ливеровской найдены отпечатки спаниодонтелл. Восточнее, в урочищах Чакрыган и Каракызкараган, этот горизонт начинается однометровым слоем конгломератов, выше которого лежат континентальные красно-бурые комковатые глины с включением мелкой гальки. Мощность глин 10 м. На глинах залегают 2-метровая пачка зеленовато-серых мергелей и песков. В слое конгломерата изредка встречаются створки спаниодонтелл.

Преимущественно карбонатные отложения карагана отмечаются в обрывах сора Тузбаир, где они представлены 7-метровой пачкой мергелей и известняков с прослоями зеленовато-серых глин. Аналогичные образования встречаются в разрезах Западного чинка Устюрта.

Конкский горизонт. Породы конкского горизонта распространены во всех тех местах, где и караганские, залегая на них согласно. Кроме того, они встречены в обнажениях долины Шат, оврага Ушкую, впадины Карагие, западнее колодца Беке. В этих пунктах конкские отложения трансгрессивно с базальным конгломератом. В основании залегают на глинах олигоцена. В обрывах Кунабай отложения конкского горизонта трансгрессивно налегают на породы нижнего, верхнего мела и эоцена. Единственным местом, где из миоценового разреза выпадают конкские отложения, являются обрывы у пос. Сенек и юго-западнее его. Нижняя и верхняя границы горизонта не четкие и во многих случаях определяются только по смене фауны.

На п-ове Тюбкараган, а также в районе колодцев Шат, Еспелисай, Торты, в разрезе гор Елыктау, Аксенгир, в овраге Ушкую, во впадинах Карагие, Узень, Тунгракшин, Каунды отложения конкского горизонта представлены довольно однообразными серыми, зеленовато-серыми и синеватыми известковистыми слоистыми глинами с прослоями (особенно в верхней части разреза) светло-серых плитчатых плотных мергелей, известняков и рыхлых ракушечников, содержащих отпечатки и раковины *Pholas bogatchevi* Ossip., *P. scrinium* Bog., *P. pseudoustjurtensis* Bog., *Pectinariopsis* sp. и др.

В кровле караганского горизонта, а иногда несколько ниже на п-ове Тюбкараган, в разрезе горы Аксенгир и в некоторых других пунктах залегают прослой крепких светло-серых мергелей. В ряде случаев они образуют конкреции с «курчавой» поверхностью, которые Н. И. Андрусов (1917) назвал строматолитами. Эти конкреции просверлены фоиладами (*Barnea bulgarica* Toulou).

В отложениях конкского горизонта западной части Мангышлака Е. В. Ливеровская (1960) отметила фауну сарматского типа, содержащую в то же время элементы средиземноморской фауны. Из фауны сарматского типа встречены *Syndesmia alba* Wood., *S. cf. reflexa* Eichw., *Donax dentiger tanaica* Gat., *Ervilia dissita* Eichw., *E. trigonula* Sok., *Cardium cf. ruthenicum* (Hilb.) Lask., *C. praeaplicatum* Hilb., *Maetra konkensis* Lask., *Tapes vitalianus* Orb., *Trochus confessus* Liwer. Из средиземноморских элементов фауны присутствуют *Corbula gibba* Ol., *Aporrhais pespellicani* L., *Turritella atamanica* Bog.

Слои, содержащие отмеченную выше фауну, Н. И. Андрусов (1917) отнес к коккупской фации, по названию горы Коккуп (Елыктау) на Южном Мангышлаке. Мощность конкских отложений в описанных районах колеблется от 6—8 до 27,5 м.

В обрывах впадины Карагие, в овраге Ушкую, а также в разрезе останцовых гор на западном окончании Беке-Башкудукской мегантиклинали, отличительным признаком конкского горизонта является наличие в его основании слоя мелкогалечникового конгломерата мощностью от 0,5 до 2 м, содержащего обильную типичную ископаемую фауну фоладовых слоев. В этом базальном слое встречаются иногда переотложенные раковины спаниодонтелл.

На крайнем юге Мангышлака, в обрывах Кара-Богаз-Гола, в подошве конкского горизонта на границе с караганом наблюдается слой галечника, имеющий ограниченное распространение. Галечники отмечаются в западной части северных обрывов залива и прослеживаются вплоть до Сартаса. Выше галечника залегают крепкие темные, иногда крупнозернистые песчаники. Мощность конкских отложений здесь не более 7,5 м. В песчаниках найдена *Barnea ustjurtensis* Eichw., характеризующая низы разреза.

Южнее, в районе горы Дюль-дюль-ата, на спаниодонтелловых ракушечниках лежит толща переслаивающихся желто-серых мелкооолитовых известняков и светлых плитчатых мергелей мощностью 11 м. В основании залегают слои ракушечника с *Erovia pusilla trigonula* Sok.

В районе мыса Суе по данным бурения к конкскому горизонту относится слой гипсов, бронированный 1,5-метровой пачкой песчанистого ракушечника с *Maetra* cf. *konkensis* Sok., *Abra alba* Sok., характерными для верхней части конкского горизонта (верхи веселянских слоев).

Для северного побережья Кара-Богаз-Гола в районе мыса Казахского Р. Л. Мерклин (1954) в отложениях конкского горизонта выделил картвельские (фоладовые) слои, к которым относится 5,5-метровая пачка плотных мергелей и глин с *Barnea kubanica* Zhizh. и *Barnea ustjurtensis pseudoustjurtensis* Eichw. Выше залегают 0,5-метровый слой темно-зеленых алевритовых глин с фауной сартаганских слоев: *Corbula gibba* Ol., *Gastrana fragilis* L., *Abra* sp., *Loripes niveus* Eichw., *Aporrhais alatus* Eichw., *Chlamys sartaganicus* Andrus. и *Lingula menneri* Merkl. Выше залегают 2-метровый слой желтобурых алевритов и светло-серых мергелей с фауной веселянских слоев: *Maetra* sp. (cf. *basteroti konkensis* Sok.), *Erovia pusilla trigonula* Sok., *Abra* cf. *scythica* Sok.

В разрезах гор Айракты, Джапракты, а также в останцах на хребте Северный Актау конкский горизонт представлен оолитовыми, часто песчанистыми известняками, переходящими в ракушечники розовых тонов. В этой пачке встречаются прослои зеленовато-серых глин, белых мергелей и красноцветных суглинков.

Мощность отложений колеблется от 19 м на горе Жапракты до 1—2 м в останцах на Северном Актау. В этих разрезах Е. В. Ливеровская (1960) отмечает присутствие стеногалинной фауны.

В Сартаганской и Чакырганской долинах конкские отложения представлены пестрым литологическим составом пород. Здесь выше базального конгломерата залегают слои мергелистых известняков с фауной фолад. Этот слой перекрывается маломощным (0,5 м) ракушечником с многочисленными *Chlamys (Pecten) sartaganicus* Andrus., вместе с которым встречается *Erovia trigonula* Sok. Выше следует грубый известняк с *Erovia* и *Maetra* и покрывающие его глины с нижнесарматской фауной. Ракушечник с *Chlamys* выделяется в осо-

бые сартаганские слои, характеризующие в чинках Устюрта среднюю часть разреза конкского горизонта.

Севернее эти отложения переходят в грубые конгломераты, содержащие гальку и валуны пермотриасовых, меловых и палеогеновых пород мощностью до 15 м. Здесь к конкскому горизонту относится средняя пачка конгломератов мощностью 3,5 м, отделенная от нижней и верхней пачек прослоями разнозернистого песка. Подобными образованиями представлен конкский горизонт в урочище Каракыз, где в 10—15-метровой толще конгломератов, песчаников и рыхлых ракушечников встречена ископаемая фауна конкского горизонта.

В разрезах Западного чинка Устюрта и сора Тузбаир конкские отложения представлены в основном карбонатными фациями. По содержащимся в них остаткам моллюсков, определенных Н. П. Сидоровой-Парамоновой, они четко разделяются на три подгоризонта.

В верховьях оврагов Богдо и Бюурбас разрез конкского горизонта начинается плотным зеленовато-серым мергелем с мелкими включениями бурого железняка. В мергелях Н. П. Сидоровой-Парамоновой определена ископаемая фауна картвельских (фоладовых) слоев: *Barnea ustjurtensis* Eichw., *B. ustjurtensis sinzovi* Ossip., *Ervilia pusilla trigonula* Sok. Мощность этих слоев достигает 10 м. Выше по разрезу следуют светло-розовые оолитовые известняки, иногда косослоистые, в подошве содержащие светло-серую известковую гальку. Мощность слоя не более 1,2 м. Несколько севернее галечники местами цементированы в конгломерат. Галечники, видимо, связаны с внутриформационным размывом. По всему слою известняков в большом количестве содержатся *Arca turonica* Duj., *Tellina planata* L., *Venus cincta* Eichw., *Anomia ephippium* L., *Cardium hispidum* Eichw., *Oxystele orientalis* Cossmann et Peyrot. Этот комплекс моллюсков указывает на принадлежность вмещающих отложений к сартаганским слоям конкского горизонта.

Верхнюю часть разреза слагают оолитовые светло-розовые и серые мергелистые известняки с несколькими прослоями ракушечников. Для этой части разреза определены *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Loripes* cf. *niveus* Eichw., характеризующие веселянские слои. Их мощность 4 м.

Верхний миоцен

Сарматский ярус

Из всех образований миоцена сарматские отложения на Мангышлаке имеют максимальное распространение. Весь район, за исключением отдельных вершин хребтов Каратау, покрывался водами сарматского моря. Сарматские отложения на Мангышлаке представлены всеми тремя подъярусами, выделение которых производится главным образом на основании ископаемой фауны.

Нижнесарматский подъярус. Отложения нижнего сармата в большинстве районов Мангышлака залегают согласно на породах конкского горизонта. Переход от конкских к нижнесарматским образованиям литологически не выражен и устанавливается лишь по смене руководящей ископаемой фауны. Только в отдельных пунктах северо-западного обрыва Кара-Богаз-Гола и в разрезах южнее пос. Сенек нижний сармат трансгрессивно ложится на более древние караганские отложения.

Почти на всем Мангышлаке, за исключением отдельных участков Центрального Мангышлака и чинков Устюрта, нижний сармат пред-

ставлен однообразными отложениями. Наиболее полные его разрезы наблюдаются на п-ове Тюбкараган и в пределах Южного Мангышлака. Обычно это серые и зеленовато-серые известковистые, иногда песчаные и тонкоплитчатые глины с прослоями темно-серых мергелей (0,05—0,15 м), плотных известняков-ракушечников и рыхлых ржавобурых ракушечников, переполненных остатками фауны.

В нижней части нижнего сармата, представленной глинами с прослоями песков, ракушечников и мергелей, содержатся *Modiola sarmatica* Gat., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Tapes aksaicus* Bog., *Cardium plicatum* Eichw., *C. praeplacatum* Hilb., *C. ruthenicum* Hilb. (Жижченко, 1940; Колесников, 1940). Отложения такого типа с указанной ископаемой фауной В. П. Колесников (1940) выделил как аксайские слои. Эта фация имеет наибольшее распространение.

Е. В. Ливеровская (1960) верхнюю часть нижнего сармата, выраженную тонкими слоистыми известковистыми глинами с *Syndesmia reflexa* Eichw., выделила в эрасконские или синдесмиевые слои, мощность которых не более 6—12 м. Полная мощность отложений нижнего сармата достигает 40—45 м.

В обрывах залива Кара-Богаз-Гол нижнесарматские отложения имеют более пестрый состав. В районе горы Дюль-дюль-ата обнажены светлые крепкие, иногда окремелые мембранипоровые известняки, залегающие линзообразно в глинах и содержащие *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. ruthenicum* Hilb., *C. sarmaticum* Warb., *Ervilia dissita* Eichw.

Севернее, у Сартаса, нижний сармат представлен пачкой пестрых сланцевых глин со слоем белесых мергелей и пропластками детритусового известняка в верхней части. Мощность отложений нижнего сармата здесь колеблется от 11 до 35 м.

В Центральном Мангышлаке на глинах конкского горизонта согласно лежат красно-бурые суглинки с прослоями известняков и белой мергелистой гальки, которые относятся к нижнему сармату. Выше они перекрыты мощным пластом известняков. Из известняковых прослоев Е. В. Ливеровская (1960) привела список нижнесарматских раковин моллюсков: *Cardium ustjurtense* Kol., *Tapes vitalianus* Orb., *Mactra eichwaldi* Lask., *Bulla lajonkai* Bast. и др.

Мощность отложений нижнего сармата достигает в долинах Кара-кыз и Чакрыган 40 м, сокращаясь на горах Айракты и Жапракты до 5—6 м.

В пределах Западного чинка Устюрта нижнесарматские отложения представлены мелкоолитовыми, детритусовыми и ракушечниковыми розовыми, желтыми и светло-серыми известняками с прослоями светлых мергелей. В этих отложениях содержится богатый комплекс нижнесарматской ископаемой фауны. Их мощность здесь колеблется от 5—6 до 30 м.

Среднесарматский подъярус. Отложения среднего сармата имеют наиболее широкое распространение. Они постепенно сменяют нижнесарматские породы. Граница между ними нечеткая и фиксируется только по смене руководящей фауны. Однако в некоторых разрезах средний сармат трансгрессивно с угловым несогласием налегает на более древние отложения. Так, в урочище Кандыбас известняки среднего сармата лежат на значительно дислоцированных отложениях верхнего альба, а на горе Кокала эти известняки также с большим угловым несогласием налегают на породы пестроцветной свиты нижней юры и даже пермотриса.

Везде на Мангышлаке, за исключением самых крайних восточных разрезов, в отложениях среднего сармата выделяются две пачки: нижняя глинистая и верхняя известняковая. Глинистая пачка (переходная между мелководными и глубоководными осадками) названа В. П. Колесниковым (1940) танаисскими слоями, а известняковая (мелководная) — днепровскими слоями.

Танаисские слои принадлежат к нижней части среднесарматского разреза. Это серые и зеленовато-серые известковистые глины с прослоями светло-серых мергелей, алевролитов, песков и рыхлых ракушечников мощностью 0,05—0,2 м. Часто в основании этой пачки залегает слой ржаво-бурых рыхлых ракушечников. Прослой не выдержаны по простиранию и выклиниваются на небольших расстояниях. В этих слоях встречены *Cryptomactra pseudotellina* Andrus., *Modiola sarmatica* Gat., *Tapes naviculatus* Höern., *Tapes vitalianus* Orb., *Mactra fabreana* Orb., *Mactra vitaliana turkmena* Nev., *Cardium michailowi* Toula, и др. (Колесников, 1940).

Мощность нижней части среднего сармата на п-ове Тюбкараган, на горе Елыктау, у колодца Беке достигает 20 м, в обрывах впадины Карагие — 40 м, в обрывах Кара-Богаз-Гола — 25 м, в районе Сартагана — 8 м, а в районе колодцев Карасязь и Таспас эта пачка совсем отсутствует, как и в разрезах горы Кокала и урочища Кандыбас. Здесь средний сармат представлен известняками.

Днепровские слои залегают на нижележащих согласно, но с четкой литологической границей, а в местах отсутствия нижней части среднего сармата — трансгрессивно и с угловым несогласием на древних породах. Представлена верхняя часть среднего сармата серыми, желтоватыми оолитовыми и ракушечниковыми известняками. В известняках имеются прослои светло-зеленых и серых мергелей и реже глин. В этих слоях встречаются нубекулярные желваки, образование которых Н. И. Андрусов (1923) связывал с облеканием постороннего ядра колониями фораминифер — нубекулярных. Б. Н. Можаяв (1955 г.) отметил в известняках среднего сармата п-ова Тюбкараган несколько рядов колоний литотамниевых водорослей.

В днепровских слоях содержатся крупные толстостенные раковины *Mactra fabreana* Orb., *M. pallasii* Bailly, *M. vitaliana* Orb., *Cardium fittoni* Orb., *C. plicatum* Eichw., *Tapes vitalianus* Orb., *T. gregarius* Partsch., *Trochus podolicus* Dub., *Buccinum torpidum* Koles., *Barbotella hornesi* Barb., *Solen subfragilis* Höern. и др. (Колесников, 1940).

Мощность верхней части среднего сармата изменяется от 5—12 м на горах Айракты и Жапракты до 30—55 м в обрывах впадины Карагие и залива Кара-Богаз-Гол.

В пределах Западного чинка Устюрта средний сармат представлен серыми, розовыми и коричнево-серыми оолитовыми известняками, перемежающимися с известняками-ракушечниками. В нижней части разреза встречаются прослои мергелей, общая мощность осадков 15—20 м. Комплекс фауны аналогичен вышеприведенному.

В урочище Кызылтуран, а также севернее колодца Беке, в Чакырганской мегасинклинали, наблюдается несколько плоских широких возвышенностей, сложенных буровато-красными суглинками и глинами, залегающими на среднесарматских известняках, которые ранее относились к плиоцену. В 1955 г. на поверхности этих суглинков найдены плиты известняков с обломками крупных *Mactra* среднесарматского облика, которые являются спроектированными остатками некогда существовавшего пласта известняка. Таким образом, возраст буровато-

красных глин и суглинков является среднесарматским. Их мощность достигает 35 м.

Верхнесарматский подъярус. Отложения верхнего сармата на Мангышлаке значительно меньше распространены, чем среднего. Эти отложения соответствуют эпохе регрессии сарматского моря. Они развиты на п-ове Тюбкараган, на горе Унгоза, в пределах Южного Мангышлака и континентальными фациями представлены в районе Чапырганской мегасинклинали.

Верхний сармат залегает согласно на известняках среднего сармата и лишь в разрезах сармата районов Каясанирек, мыса Киндерли, мыса Мазарлы и на Киндерли-Каясанском плато отмечается размыв в основании верхнего сармата. Нижняя граница верхнего сармата обычно не четкая и проводится на основании смены руководящей фауны.

В верхнем сармате развиты мелководные фации, которые на п-ове Тюбкараган выражены грубыми толстоплитчатыми известняками и известняками-ракушечниками, переходящими друг в друга как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. Ракушечники состоят в основном из ядер и битой ракушки *Mastra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz. и *M. bulgarica* Toula. Известняки серые, светло- и темно-серые, реже желтоватые и розоватые, иногда рыхлые. Изредка в известняковой толще встречаются прослой зеленоватых мергелей и еще реже тонкие (до 0,2—0,3 м) прослой темно-зеленых плотных плитчатых глин. Мергелисто-глинистые породы в толще верхнего сармата не выдержаны по простиранию и фашиально замещаются на небольших расстояниях известняками. Мощность отложений верхнего сармата на Тюбкарагане изменяется от 24 до 60 м.

Такой же разрез верхнего сармата наблюдается в верхней части обрывов, окружающих бессточные впадины Карагие, Каунды, Гурлы, но здесь несколько больший объем занимают мергелистые породы. Мощность отложений верхнего сармата в этих местах достигает 70 м.

У залива Киндерли в основании верхнего сармата лежит пачка рыхлых желтовато-серых тонкозернистых песчаников, переслаивающихся с мергелями и оолито-детритусовыми известняками. Выше залегает мощная толща серых и желто-серых мактровых ракушечников с подчиненными прослоями белых мергелей и глинистых известняков. Общая мощность разреза 40 м.

Южнее, у мыса Мазарлы, нижняя песчаная пачка отсутствует и разрез верхнего сармата начинается пачкой ракушечников, в основании которых на контакте со средним сарматом залегает галечник. Мощность пород верхнего сармата здесь достигает 60 м. Из этих мест Б. П. Жижченко и Л. А. Невеской определены *Mastra bulgarica* Toula и *M. crassicolis* Sinz.

В обрывах Каясанирек и на Киндерли-Каясанском плато в разрезе верхнего сармата выделяются две пачки: нижняя известняково-мергелисто-глинистая и верхняя песчано-алевритовая. Нижняя пачка выражена белыми, светло-серыми и желто-серыми оолитовыми известняками с прослоями зеленовато-серых и голубовато-серых мергелей и глин, в которых В. П. Колесников (1940) отметил *Mastra naviculata* Vailly. Выше залегают серые и желто-серые тонкозернистые пески, песчаники и алевриты с прослоями серых, розовых, желтых и коричневых известняков, реже мергелей и глин. Известняки часто по простиранию переходят в песчаники. Из этой пачки В. П. Колесниковым (1940) определены *Mastra crassicolis* Sinz., *M. naliokini* Koles., *M. bulgarica* Toula. Общая мощность верхнесарматских отложений изменяется от 11 до 40 м.

Мэотический ярус

Отложения мэотиса представлены на Мангышлаке как нижним, так и верхним подъярусом. Мэотические отложения протягиваются узкой и прерывистой полосой вдоль склонов плато п-ова Тюбкараган и на Южно-Мангышлакском плато. Они встречаются в сохранившихся от размыва останцах за пределами плато, наиболее восточные из которых расположены уже на Западном и Юго-Западном Устюрте.

Мэотические отложения всюду с размывом ложатся на верхне-сарматские, а восточнее — на средне- и нижнесарматские отложения.

Нижний мэотис распространен главным образом вдоль берега Каспийского моря и заходит на восток только в Северном Прикарабогазы, но не достигает впадины Карынжарык. Он в основном представлен светлыми, иногда зеленовато-и розовато-белыми известняками, местами детритусовыми и оолитовыми, с прослоями мергелей и известнякового гравия и разнообразной ископаемой фауной: *Modiolus minor* Andrus., *Cardium* sp., *Venerupis abichi* Andrus., *Dosinia maeotica* Andrus., *Lucina pseudonivea* Andrus., *Eroilia minuta* Sinz., *Sphenia cimmeria* Andrus., *Tapes curtus* Andrus. В некоторых местах это известняки, содержащие исключительно *Potamides disjunctoides* (Sinz.).

Верхний мэотис распространен шире нижнего и сложен чаще всего светлыми мелоподобными мергелями с прослоями органогенно-детритусовых известняков-ракушечников и известковистых глин. Эти отложения охарактеризованы обедненным комплексом фауны: *Congeria novorossica* Sinz., *C. modiolopsis* Andrus., *Abra tellinoides* Sinz., *Micromelania* cf. *gorianovičii* Andrus., *Hydrobia* sp., *Neritina* sp.

Основные разрезы мэотических отложений находятся в береговых обрывах п-ова Тюбкараган и Южного Мангышлака либо во впадинах, расположенных недалеко от моря.

Мощности и фациальный состав мэотических отложений находятся в тесной зависимости от структурного положения разреза. На сводах поднятий мощность мэотических отложений резко сокращается, а иногда отложения нацело размывты. В прогибах происходит значительное увеличение мощностей и изменение состава отложений (среди известняков появляются прослойки известковистых глин). Наибольшие мощности мэотических отложений (60 м) известны в южных береговых обрывах п-ова Тюбкараган, в Южно-Мангышлакском прогибе они не превышают 17 м, а в Северном Прикарабогазы сокращаются до 5—7 м.

Плиоцен

Среди плиоценовых отложений Мангышлака известны понтический ярус и на юге полуострова — небольшие фрагменты акчагыльского.

Понтический ярус

Отложения понтического яруса, представленные на Мангышлаке только нижним (новороссийским) подъярусом, слагают значительные пространства п-ова Тюбкараган и поверхность двух обширных плато в пределах Южно-Мангышлакского прогиба. Одно из них тянется от мыса Мазарли на юге до залива Киндерли на севере. Другое расположено между впадинами Карагие и Каунды. Понтические отложения, как и мэотические, встречаются также в останцах, расположенных за пределами этих плато.

Нижнепонтические отложения обычно связаны с мэотическими постепенным переходом, но распространены на значительно большей площади, трансгрессивно перекрывая также сарматские, и расчленяются на евпаторийские и одесские слои.

В основании новороссийского подъяруса залегают евпаторийские слои, распространенные только в Южно-Мангышлакском прогибе и представленные переслаивающимися известняками белыми, буровато-желтыми и желтыми, иногда оолитовыми, местами детритусовыми, рыхлыми, с белыми мергелями. Реже встречаются прослой зеленовато-серой плотной известковистой глины. Ископаемая фауна сравнительно бедная: *Dreissena tenuissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *Prosodacna* ex gr. *littoralis* Eichw., *Congeria novorossica* Sinz., *Abra tellinoides* Sinz., *Micromelania* cf. *gorianoviči* Andrus., *Hydrobia* sp., реже *Parvivenus widhalmi* Sinz.

Одесские слои трансгрессивно ложатся на евпаторийские, а также на породы верхнего мэотиса и верхнего сармата. Они подразделяются на две пачки: нижнюю известняково-мергелистую и верхнюю известняковую.

Нижняя пачка сходна с евпаторийскими отложениями и представлена светло-серыми мелоподобными мергелями и известковистыми глинами с прослоями парвивенусовых известняков-ракушечников и оолитовых ярко-бурых известняков. В основании пластов известняков отмечаются незначительные следы размыва, редкие обломки мергелей и известняков.

Верхняя известняковая пачка сложена крупнооолитовыми светло-желтыми и белыми известняками. Породы очень крепкие, устойчивые к эрозии; тем самым они сохраняют от размыва поверхность понтического плато. В основании известняковой пачки повсеместно наблюдается обогащение галечником, а местами известняк переходит в конгломерат, в котором иногда присутствует галька мэотических и верхне-сарматских пород. Оолитовые известняки верхней пачки распространены значительно шире, чем нижней пачки, и обнаруживают ярко выраженный трансгрессивный характер залегания, с размывом перекрывающая все более древние отложения.

Одесские слои содержат более разнообразную ископаемую фауну, среди которой значительное место занимают кардииды. Общий ее состав таков: *Parvivenus widhalmi* Sinz., *Dreissena tenuissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *Congeria novorossica* Sinz., *Pseudocatillus pseudocatillus* Barb., *Monodacna* sp., *Didacna novorossica* Barb., *Prosodacna* ex gr. *littoralis* Eichw., *Limnocardium* ex gr. *odessae* Barb., *Abra tellinoides* Sinz., *Neritina* sp., *Melanopsis* sp., *Hydrobia* sp., *Micromelania gorianoviči* Andrus., *Lymnaea* sp.

Как мощности, так и фаунальный состав понтических отложений находятся в тесной зависимости от структурного положения разреза. Наибольшие мощности наблюдаются в центральной части Южно-Мангышлакского прогиба (до 40 м во впадине Каунды и 30—33 м во впадине Карагие). Южнее мощности колеблются от первых метров до 20 м в зависимости от положения разреза по отношению к структурным элементам второго порядка. Севернее, на п-ове Тюбкараган, мощности понтических отложений в синклиналих достигают 12—15 м, сокращаясь на сводах поднятий до 1—3 м (Можаев, 1958). Часто в том же направлении происходит последовательное выклинивание сначала нижней части одесских, а затем и евпаторийских слоев за счет трансгрессивного срезания их крупнооолитовым известняком верхней пачки одесских слоев, которым обычно и представлены понтические отложения на сводах поднятий.

Ачкагыльский ярус

Ачкагыльские отложения известны лишь в двух точках Мангышлакского побережья Каспийского моря. Наиболее значительные по площади выходы отмечены на Мысе Песчаном (Эберзин и Клейнер, 1958). Серовато-белые крепкие раковинно-детритусовые, раковинно-оолитовые и оолитовые известняки ачкагыльского яруса, перекрывающие здесь понтические отложения, образуют покров морской цокольной террасы. В известняках содержатся остатки раковин * *Cardium dombra* Andrus., *C. kutuchicum* Andrus., *C. konschini* Andrus., *C. sp. sp. ex gr. dombra* Andrus., *Avimactra karabugasica* (Andrus.), *A. subcaspia* (Andrus.), *Clessiniola intermedia* (Andrus.), *C. utvensis* (Andrus.). Судя по обилию раковин *Cardium konschini* Andrus., встречающихся в больших количествах в среднем горизонте ачкагыльского яруса, можно предполагать, что возраст вмещающих пород скорее всего среднеачкагыльский. Их мощность 8—10 м.

Второе местонахождение ачкагыла, установленное Б. А. Федоровичем (1932), расположено в районе залива Киндерли. Это маломощные (0,2—0,3 м) светлые, залегающие в волноприбойной нише, мергели с остатками раковин *Avimactra cf. subcaspia* (Andrus.), *A. cf. karabugasica* (Andrus.), *Clessiniola utvensis* (Andrus.), *C. vexatilis* Andrus., *Theodoxus sp. sp.*

При геологической съемке С. Е. Петровым условно отнесен к позднему плиоцену комплекс озерных и пролювиально-аллювиальных отложений впадины Карынжарык, представленных песками, песчаниками, галечниками, конгломератами с прослоями и линзами супесей, песков и глин.

Эти отложения, которые связываются с эпохой относительного увлажнения климата, параллелизуются с фаунистически охарактеризованными верхнеплиоценовыми отложениями близрасположенных впадин Сарыкамыш, Ассакеаудан и др. Последние имеют, в общем, то же происхождение, что и Карынжарык, но в отличие от нее соединялись с верхнеплиоценовыми бассейнами, которые подступали к окраинам Устюрта и Южно-Мангышлакского плато. С. Е. Петров выделил три озерные террасы на абсолютных отметках до 60, 70—130 и 135—160 м. К этим озерным уровням привязаны террасы оврагов Комбаксай и Елысай. В озерных отложениях, особенно по их периферии, отмечается значительная примесь пролювиального материала. Общая мощность континентальных отложений верхнего плиоцена превышает 100 м.

УСТЮРТ

Миоцен

Обширное плато Устюрт с поверхности сложено породами миоцена и частично плиоцена. Прекрасные их обнажения прослеживаются в чинках (обрывах) плато.

Отдельные сведения о миоцене Устюрта появились еще в конце прошлого века (Андрусов, 1899, 1905; Барбот де Марни, 1889). Более подробное описание миоценовых отложений приведено в работах (Баярунас, 1927; Вялов, 1929; Домбровский, 1938; Жижченко, 1940, 1947; Колесников, 1940; Яншин, 1953; Эберзин, 1960; Мерклин, 1953, 1953а, 1958; Богданович, 1954; Мерклин и Невеская, 1955; Гарецкий, Мерклин и Яншин, 1958; Ливеровская, 1960; Размыслова, 1962;

* Остатки моллюсков в обоих пунктах определены А. Г. Эберзиным.

Шолохов и Чельцов, 1960). Однако все авторы основывались на изучении миоцена в обнажениях. В последние годы стратиграфия, мощности и фации миоценовых отложений Устюрта хорошо изучены при геологической съемке, сопровождавшейся бурением большого количества скважин. Съемка проводилась главным образом Всесоюзным аэрогеологическим трестом и Союзной геологопоисковой конторой (В. С. Алексеев, Л. Ф. Астафьева, И. И. Бляхер, В. В. Буклин, В. С. Егупов, Н. В. Житкова, В. В. Иштуин, Л. Г. Кирюхин, Ю. М. Клейнер, В. Н. Кравчук, В. А. Кручинин, Н. Е. Невзоров, Г. Ф. Пантелеев, И. С. Плещеев, А. Н. Слюсарев, А. И. Шарапов, Б. З. Урецкий и др.). Результаты этих геологосъемочных работ частично опубликованы (Астафьева, 1961; Васильев и Мильничук, 1961; Пантелеев и Киченко, 1961; Гарецкий, 1962; Мильничук, 1962; Интербух, 1964; Алексеев, Фокин, 1964; Кирюхин и Плещеев, 1964 и др.).

Отложения нижнего миоцена почти на всей территории плато Устюрт тесно связаны с нижележащими верхнеолигоценовыми породами и трудно от них отделимы. Только на Северо-Восточном Устюрте их удается выделить самостоятельно. Поэтому здесь описаны отложения нижнего миоцена Северо-Восточного Устюрта, а нижний миоцен остальных районов плато освещен в разделе, касающемся палеогена Устюрта, под названием «Отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена».

Нижний миоцен

Бурдигальский ярус

Отложения нижнего миоцена обнажены в северо-восточных чинках Устюрта на северо-западном берегу Аральского моря, а также вскрыты многочисленными скважинами в пределах Северо-Устюртского прогиба. Эти отложения лучше всего изучены в северо-восточных чинках Устюрта и вблизи их. Здесь они подразделены на две свиты: нижнюю — аральскую и верхнюю — кинтыкчинскую.

Аральская свита. Отложения аральской свиты фациально очень изменчивы и вблизи северо-восточных чинков Устюрта как на плато, так и на участках, прилегающих к нему, сложены преимущественно глинами светлых тонов (зеленовато-серыми, голубовато-серыми, голубыми, коричневыми, бурыми, розовыми и белесыми) с прослоями алевроитов и песков. Глины чаще всего карбонатные, иногда содержат мелкие известковистые желваки, а в верхней части (до 25 м) местами замещаются белыми мергелями.

В коричневых, розоватых и зеленоватых глинах местами встречается ископаемая фауна: скопления раковин *Corbula helmersenii* Mikhail и реже *Hydrobia acuta* Дгар. Хотя *Corbula helmersenii* Mikhail встречаются и в верхнем олигоцене, их большое скопление без примеси раковин других моллюсков (кроме *Hydrobia*) считается характерным для аральской свиты нижнего миоцена (Яншин, 1953).

Мощность отложений аральской свиты у северо-восточных чинков Устюрта вблизи Аральского моря достигает 60 м.

Кинтыкчинская свита. На северо-западном берегу Аральского моря в районе оврага Кинтыкче над отложениями аральской свиты лежит пачка желто-серых песков с подчиненными прослоями зеленовато-серых и буроватых глин общей мощностью 10—15 м. В основании нижнего слоя песков местами встречаются включения мелкой гальки и зубы акул *Odontaspis acutissima* Ag., *Lamna* sp. и др., а также найдены раковины *Pitar* (*Callista*) ex gr. *splendida*.

(Merian) — представителя стеногалинной фауны, свидетельствующей о существовании здесь после отложения аральской свиты бассейна с нормальной (или близкой к нормальной) соленостью (Гарецкий, Мерклин, и Яншин, 1958). Возраст отложений кинтыкчинской свиты условно принимается как раннемиоценовый, хотя не исключена возможность, что время ее формирования захватывает и самые низы среднего миоцена.

Вблизи северо-восточных чинков Устюрта отложения нижнего миоцена сравнительно хорошо отделяются литологически от отложений верхнего олигоцена, представленного темно-серыми глинами с прослоями песков и алевроитов. Но по мере продвижения к западу и юго-западу отложения нижнего миоцена постепенно переходят в такие же фации, в каких представлен верхний олигоцен, и отделить их по литологическому составу становится невозможным, а фауна в них встречается редко. Тем более невозможно выделение в них свит аральской и кинтыкчинской. Лишь изредка по фауне устанавливаются нижнемиоценовые отложения, но определить их нижнюю границу не удастся, поэтому на Устюрте, как правило, нижний миоцен объединяют с верхним олигоценом (см. описание верхнеолигоценно-нижнемиоценовых отложений).

Средний миоцен

Отложения среднего миоцена, включающие гельветский и тортонский ярусы, с перерывом и несогласием залегают на различных слоях нижнего миоцена, палеогена и мела. Под поверхностью перерыва, как правило, обнаруживается слабо развитая кора выветривания (Богородский, Кравчук и Черняховский, 1963).

Гельветский ярус (ржегакиевые слои)

Отложения гельветского яруса были давно известны в обрывах северо-западных берегов Аральского моря (Яншин, 1953). В последние годы установлено, что гельветские отложения на Северном Устюрте широко развиты и обнажены на всем протяжении северных чинков от урочища Мынсуалмас на западе до берега Аральского моря на востоке (рис. 77); они также вскрыты многочисленными скважинами в пределах Северо-Устюртского прогиба (Кириухин и Плещеев, 1964).

Гельветские отложения (ржегакиевые слои) несогласно залегают на породах нижнего миоцена, верхнего и среднего олигоцена. На северо-востоке Устюрта они сложены песками кварцево-слюдистыми, мелкозернистыми, желтовато-серыми или светло-серыми, с включениями стяжений песчаников причудливой формы, в которых встречаются отпечатки *Rzehakia (Oncophora) socialis* Rzeh. На севере Устюрта они представлены зеленовато-серыми и коричневатыми глинами и желтовато-серыми песками, причем местами преобладают глины. В районе сора Асмантай-Матай они целиком состоят из зеленоватых глин. В основании гельветских отложений по всему чинку прослеживается базальный слой галечника мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. Среди гальки нередко встречаются зубы акул. Галька состоит из кварца, кварцитов, зеленокаменных пород, иногда попадаются крупные угловатые глыбы кварцитов и зеленокаменных пород размером до 1 м. Второй участок развития ржегакиевых слоев расположен на Юго-Восточном Устюрте, к северу от урочища Айбугир, в районе кладбища Курунбай (Мерклин, 1953, 1958; Мерклин и Невеская, 1955). Здесь

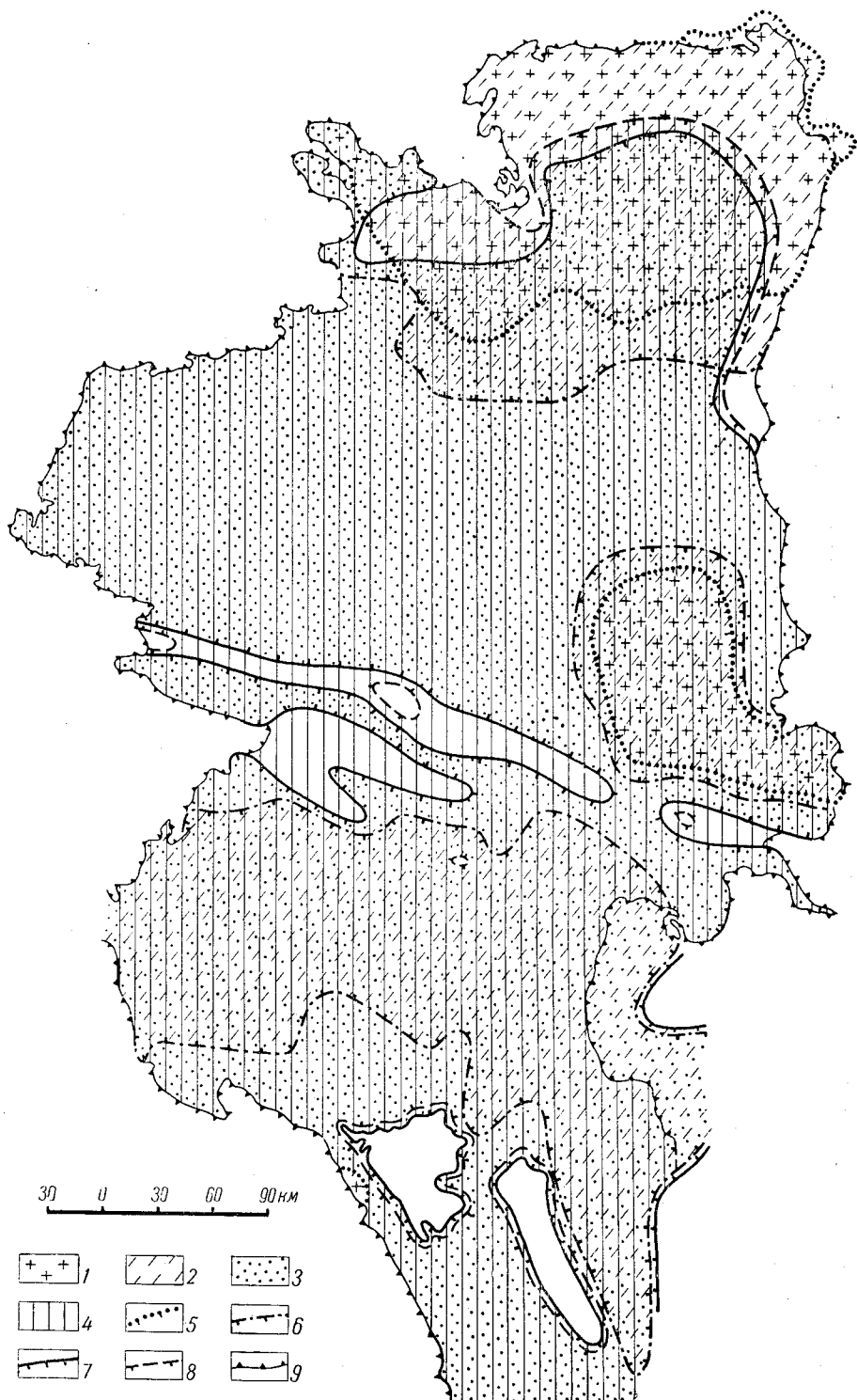


Рис. 77. Схема современного распространения среднемиоценовых отложений Устюрта
 Площади распространения отложений: 1—гельветского яруса, 2—тарханского и чокракского горизонтов, 3—караганского горизонта, 4—коньского горизонта; границы распространения отложений: 5—гельветского яруса, 6—тарханского и чокракского горизонтов, 7—караганского горизонта, 8—коньского горизонта; 9—чинки (обрывы) плато Устюрт

они представлены такими же песками с песчаными псевдоморфозами раковин *Rzehakia socialis kesae* Merkl.

Мощность гельветских отложений у оврага Қинтыкче 20 м, к северу, на Базайско-Аккулковском поднятии, сокращается до 6 м, затем в районе оврага Каракулка увеличивается до 15 м, а несколько севернее — в чинках Устюрта — снова сокращается до 6 м. У урочища Шомыштыколь их мощность равна 12—16 м, а на мысе Мынсуалмас 0,5—1 м. К югу от северных чинков, на самом плато, мощность гельветских отложений, как правило, не превышает 10—15 м, только у сора Асмантай-Матай увеличивается до 20—25 м, а в песках Сам — до 30—40 м. На Юго-Восточном Устюрте их мощность составляет 6—8 м.

Тортонский ярус

Отложения тортонского яруса на Устюрте широко распространены и включают тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Тортонские отложения залегают на различных горизонтах нижнего миоцена и палеогена, а на Музбельской и Карабаурской мегантиклиналях — даже на разных слоях меловых пород вплоть до альбских.

Тарханский и чокракский горизонты. Эти горизонты при геологическом картировании обычно объединяются, так как переход между ними постепенный и граница нечеткая. Они распространены на значительной части Устюрта. Наиболее полные их разрезы известны в пределах Северо-Устюртского прогиба, по окраинам которого в северных и северо-восточных чинках Устюрта имеются прекрасные обнажения тархан-чокракских отложений.

В большинстве разрезов отложения тархан-чокрака подразделяются на две толщи: нижнюю — зеленых глин с прослоями мергелей и известняков и верхнюю — бурых глин с включениями мелких мергелистых журавчиков. Однако такие взаимоотношения зеленых и красно-бурых глин выдерживаются не всегда. Так, например, в одном из наиболее полных разрезов, расположенном к северу от сора Шомыштыколь, на отложениях верхнего олигоцена — нижнего миоцена несогласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|--|--------------|
| 1. Глины красно-бурые, известковистые, с включениями известковых журавчиков и желваков (местами они образуют линзообразные скопления), с банками устриц <i>Crassostrea gryphoides</i> Schloth., характеризующих тарханский возраст слоев, и с <i>Ostrea digitalina</i> Dub., которые есть и выше по разрезу в чокраке | 4—6 |
| 2. Глины зеленовато-серые, известковистые, прослойками близкие к мергелям. В этом слое, особенно в нижней части, много остатков моллюсков (определения А. А. Стеклова и Р. Л. Мерклина): <i>Spaniodontella intermedia</i> Andrus., <i>Cardium pseudomulticostatum</i> Zhizh., <i>C. cf. impar</i> Zhizh., <i>C. cf. centupanum</i> Andrus., <i>C. cf. hilberi</i> (Andrus.) Zhizh., <i>Venus marginata</i> Нёерн., <i>Leda fragilis</i> Chemn., <i>Ervilia praepodolica</i> Andrus., <i>Abra</i> ex gr. <i>alba</i> (Wood), <i>Macoma sokolovi</i> Golub., <i>Musculus cf. conditus</i> (May) Нёерн., <i>Maetra bajarunasi</i> Koles., <i>Chlamys pertinax</i> (Zhizh.), <i>Cultellus cf. probus</i> Merkl., <i>Balanus</i> sp. и др., определяющих чокракский возраст слоев | 7—8
14—15 |
| 3. Красно-бурые глины с включениями известковистых желваков | 2 |
| 4. Зеленовато-серые глины, известковистые, слабо песчанистые | 2 |
| 5. Пески серые, ржавые, ожелезненные, с включениями гальки известняков и мергелей, с окатанными раковинами устриц. Пески, по-видимому, образуют линзу | 1,5 |
| 6. Глины красно-бурые, пятнами зеленоватые, песчанистые, известковистые, с известковистыми желваками (0,3—1 см) | 2,5 |
| 7. Мергели комковатые, розоватые, пятнистые, с гнездами красно-бурых глин и зеленовато-серых мергелей | 1,3—2 |
| 8. Мергели комковатые, светло-серые, с гнездами зеленовато-серых глин | 1—2 |
- Выше расположены сарматские известняки и мергели.

К югу от приведенного выше разреза происходит постепенное замещение зеленовато-серых глин слоя 2 и красно-бурых глин слоя 3 песками и срезание верхних слоев. У юго-восточного края сора Шомыштыколь мощность пачки светло-серых кварцевых песков достигает 20—25 м; в верхней части песков хорошо прослеживается прослой известковистых конгломератов с гальками кварца и кварцитов мощностью до 6 м, с обильной ископаемой фауной, аналогичной фауне слоя 3 в приведенном разрезе. К западу эти пески срезаются, к югу по скважинам они прослеживаются до северного берега сора Сам. В районе песчаного массива Сам тархан-чокракские отложения представлены лишь пачкой красновато-бурых глин небольшой мощности. Интенсивность окраски красно-бурых глин меняется в широких пределах. На восток от района сора Шомыштыколь прослой зеленовато-серых глин замещают красно-бурыми глинами, и вблизи Аральского моря тархан-чокракские отложения почти целиком представлены однообразной толщей красно-бурых глин с известковыми желваками, в основании которых прослеживается пачка светлых глин с прослоями мергелей и известняков (мощностью до 10 м), с гастроподами и планорбисами. На горах Жаманкоянкулук и Биштобе, на северо-западном берегу Аральского моря, в их основании встречены скопления костей млекопитающих.

Общая мощность тархан-чокракских отложений севернее и северо-восточнее сора Шомыштыколь местами достигает 40 м, к западу, у мыса Мынсуалмас сокращается до 10 м, а затем они полностью срезаются. В северных чинках Устюрта, у оврага Ащайрык, она равна 20—25 м, на северо-востоке Устюрта, вблизи Аральского моря, — 40—60 м. В осевой зоне Северо-Устюртского прогиба, в районе сора Асмантай-Матай и песков Сам их мощность сокращается до 6—10 м (реже 15 м). Южнее песков Сам, а также к западу, на широте северного берега сора Каратюлей, отложения тархан-чокрака совсем выклиниваются. На Кассарминской мегантиклинали их мощность не превышает 10—16 м.

Таким образом, на Северном Устюрте распределение мощностей тархан-чокракских отложений не согласуется со структурным положением тех или иных участков. Максимальная мощность (50—60 м) отмечается в относительно приподнятых северной и северо-восточной частях Северо-Устюртского прогиба. На юг и запад происходит региональное сокращение мощности пород. Вдоль северного крыла прогиба она сокращается на западе примерно до 10 м, а на большой площади приосевой зоны Северо-Устюртского прогиба колеблется в пределах 6—10 м (участками до 15 м). На южном крыле западной части прогиба тархан-чокракские отложения сравнительно быстро выклиниваются.

В восточной части Южно-Мангышлакского и в Ассакеауданском прогибах, а также на Юго-Восточном Устюрте тарханские отложения отсутствуют и тортонский ярус начинается с чокракского горизонта, который представлен здесь мергелями, чередующимися с глинами, известняками и гипсами. На Юго-Восточном Устюрте ниже их сохранилась пачка (до 8 м) красно-бурых глин. Известняки и мергели белые, светло-серые, сахаровидные; глины зеленовато-серые и буроватые. В них изредка встречаются *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Chlamys pertinax* (Zhizh.) и др. (определения А. А. Стеклова). Более полные списки остатков моллюсков приведены Р. Л. Мерклиным и Л. А. Невеской (1955) и А. Г. Эберзиным (1960). Наибольшие мощности чокракских отложений (до 25—30 м) приурочены к осевой зоне прогибов, а на крыльях к северу и

югу их мощность (за исключением восточной части Устюрта) постепенно сокращается до нуля.

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта пользуются на Устюрте несколько большим распространением, чем породы тарханского и чокракского. На северо-востоке Устюрта эти отложения занимают меньшую площадь, но на остальной части распространены повсеместно, за исключением большинства площадей в присводовых участках Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (Карабаур, Музбель, Айбугир). На северо-востоке Устюрта, в полосу шириной 10—20 км вдоль чинка Устюрта, к востоку от колодца Молкудук и далее на восток, примерно к северу от линии, идущей от горы Болябай к северному берегу сора Қосбулак и далее к мысу Байгубекмурын, караганские отложения отсутствуют.

Караганские отложения обнажены в Северном чинке Устюрта западнее колодца Молкудук и далее почти на всем протяжении Западного чинка вплоть до залива Кара-Богаз-Гол.

В пределах Северо-Устюртского прогиба, на северо-востоке Устюрта, караганские отложения залегают с размывом на отложениях тархан-чокрака, а на остальной его площади — на более древних породах. В Ассакеауданском и Южно-Мангышлакском прогибах и в присевых их частях они, по-видимому, согласно залегают на отложениях чокракского горизонта, а на крыльях — с размывом на более древних породах.

Отложения караганского горизонта в Северо-Устюртском прогибе представлены зеленовато-серыми, голубоватыми и буроватыми глинами с включениями гипса, с прослоями мергелей и белых, грязно-серых и реже розоватых гипсов. В западной части Северо-Устюртского прогиба наблюдаются прослой известняков, песчаников и алевролитов. Ближе к увалу Карабаур роль гипсов уменьшается.

В Бусагинской мегасинклинали караганский горизонт сложен гипсами, чередующимися с буроватыми глинами и с подчиненными прослоями известняков. В восточной части Южно-Мангышлакского прогиба и в Ассакеауданском прогибе караганские отложения также представлены гипсами, чередующимися с зеленовато-серыми и буроватыми глинами и белесыми мергелями.

На крыльях поднятий в основании караганских отложений местами залегают маломощный базальный слой конгломератов.

В глинах и мергелях нередко содержатся раковины моллюсков (определения А. А. Стеклова и Н. П. Сидоровой-Парамоновой): *Spaniodontella pulchella* Bailly, *S. tapesoides* Andrus., *S. gentilis* Eichw., *S. squamigera* Andrus., *S. umbonata* Andrus., *Barnea ujraticum* (Andrus.), *Cerithium lingiformis* Eichw., *Mohrensternia barboti* Andrus. и др.

Мощность караганских отложений изменяется в зависимости от структурных условий. На северо-востоке Устюрта, в районе сора Асмантай-Матай, она достигает 20—30 м, к северо-востоку и северу отсюда сокращается до 5—10 м, а затем — до нуля. В восточной части песков Сам мощность караганских отложений составляет 10—15 м, на западе Устюрта, у сора Ащиктайпак, — 10 м, у сора Каратюлей — до 25 м, южнее этого сора мощность сокращается до 10—15 м и у сора Тузбаир составляет 7 м, а в большей части свода Карабаурской мегантиклинали сокращается до нуля. В Ельтеджинской синклинали, расположенной между Карабаурской и Каратегинской мегантиклиналями, в обнажениях чинков мощность караганских отложений достигает 20—25 м (преобладают гипсы); в центральной зоне Бусагинской мегасинклинали по данным бурения равна 20—30 м, а на крыльях прогиба сокращается до полного срезания. В осевой зоне Южно-Мангышлакского прогиба,

в чинках Устюрта, мощность караганских отложений достигает 35 м в районе Кызылсая (Кендырлисора) и 40 м у колодца Консу, в Ассакеауданском прогибе — до 60 м. К югу и северу от осевой зоны этих прогибов мощность сокращается до полного срезания караганских отложений.

Конкский горизонт. Конкские отложения имеют наиболее широкое распространение из всех горизонтов среднего миоцена. Они отсутствуют лишь на северо-востоке Устюрта, несколько севернее линии распространения караганского горизонта, а также на большей части свода Карабаурской мегантиклинали. Конкские отложения вскрыты большим количеством скважин, разбросанных по всему плато Устюрт. В чинках Устюрта они обнажены почти на всем протяжении от южного края сора Шомыштыколь до Кара-Богаз-Гола. Они залегают без видимого перерыва на караганском горизонте и с разрывом — на более древних отложениях от тархан-чокракских до меловых (Музбель, Карабаур). Впрочем, вполне возможно, что между караганскими и конкскими отложениями также был небольшой перерыв, но вследствие литологического сходства этих отложений перерыв не улавливается.

На крыльях Северо-Устюртского прогиба конкские отложения представлены светло-серыми, зеленоватыми и белесыми мергелями, оолитовыми и ракушечниковыми известняками и доломитизированными известняками, причем в нижней части преобладают мергели. В мергелях встречаются прослой зеленовато-серых глин, реже — светло-серых мелкозернистых песков. Местами в основании конкских отложений лежит прослой конгломератов (у сора Шомыштыколь, у ручья Монаши — в северо-западном чинке и изредка на северном склоне увала Карабаур). В осевой зоне Северо-Устюртского прогиба конкские отложения представлены зеленоватыми или слабо-голубоватыми мергелями с прослоями глин (последние местами загипсованы).

В Бусагинской мегасинклинали в нижней части конкского горизонта лежат глины зеленовато-серые, чередующиеся с мергелями и известняками, с подчиненными прослойками гипсов (11—17 м). Выше расположены желто-серые известняки (около 1 м) и в самой верхней части — песчанистые карбонатные глины (до 1,5 м).

В Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах (на их крыльях) конкские отложения представлены в нижней части белыми мергелями с прослоями светлых зеленоватых глин (10—25 м), в средней — белыми оолитовыми известняками и ракушечниками с прослоем конгломератов (10 м), в верхней части — светло-желтыми комковатыми мергелями, известняками и известковистыми песчаниками. В осевой зоне прогибов увеличивается роль глин, которые местами преобладают в разрезе; глины зеленоватые и серые с различными оттенками, иногда загипсованные.

В целом конкские отложения фациально довольно изменчивы. По комплексу ископаемой фауны в ряде мест Устюрта в обнажениях (у сора Кендырли, в Бусагинской мегасинклинали, у мыса Мынсуалмас, в районе урочища Айбугир и др.), а также в некоторых скважинах в конкских отложениях могут быть выделены три пачки (снизу вверх): картвельские (фоладовые), сартаганские и веселянские слои. В нижней пачке (картвельских слоях) содержатся раковины моллюсков (определения А. А. Стеклова и Н. П. Сидоровой-Парамоновой): *Barnea ujraticum* (Andrus), *B. kubanica* Zhizh., *B. ustjurtensis* (Eichw.), *B. sihzovi* Ossip. и др. В сартаганских слоях встречается довольно богатый стеногалинный комплекс фауны: *Arca turonica* Du j., *Cardium hispidum* Eichw., *C. multicostratum* Broc., *C. cf. platovi* Bog., *Pitar italica* (Defr.), *Dosinia exoleta* (L.), *Phacoides columbella* (Lmk.),

Tellina planata L., *Venus cincta* Eichw., *Chlamys malvinae* (Eichw.), *C. sartaganica* (Andrus.), *Glycymeris pilosus* (L.), *Aporrhais* sp. и др. В веселянских слоях встречены *Venus konkensis* Sok., *Loripes niveus* (Eichw.), *Cardium andrussovi* Sok., *Maetra basteroti konkensis* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *Abra alba scythica* (Sok.) и др.

Однако далеко не везде удается произвести такое расчленение, особенно в Северо-Устьюртском прогибе, где на большей части территории ископаемая фауна в конкских слоях встречается (по скважинам) очень редко и представлена главным образом фолладами, причем последние развиты в разных частях разреза снизу доверху.

Мощность конкских отложений на северо-востоке Устьюрта, восточнее сора Косбулак 4—10 м, в осевой зоне прогиба у сора Асмантай-Матай достигает 15 м, южнее пос. Сам — 20 м, у сора Каратюлей — 28 м. На северном крыле Северо-Устьюртского прогиба, на участке мыс Мынсуалмас — сор Шомыштыколь, она составляет 10—15 м, у сора Тузбаир сокращается до 7—8 м и до полного срезания на своде Карабаурской мегантиклинали. В Бусагинской мегасинклинали мощность конкского горизонта 18—21 м, восточнее этого участка в Ельтеджинской синклинали 2—10 м. В осевой зоне Южно-Мангышлакского и Асакееауданского прогибов максимальная мощность составляет 50 м (скв. 201); в сторону поднятия она сокращается: к югу — до 20 м, к северу — до 30 м в Кендырлисае и до 5 м в Кугусеме, на своде Музбельской мегантиклинали до 2 м, а местами — до нуля.

Верхний миоцен

Сарматский ярус

Отложения сармата на Устьюрте представлены нижним и средним подъярусами. Верхний подъярус отсутствует, хотя, возможно, что в наиболее глубоких прогибах верхнесарматские отложения существовали, но затем были уничтожены размывом в предпонтическое время.

Нижнесарматский подъярус. Нижнесарматские отложения распространены на всей площади плато Устьюрт, за исключением его самой северо-восточной части. В Западном и Северном чинках они обнажены от залива Кара-Богаз-Гол до горы Токсанбай, в Восточном чинке — к югу от того места, где чинки подходят к берегу Аральского моря. В ряде участков они выходят на поверхность в центральных частях плато. В прогибах они залегают без видимого перерыва на конкских отложениях, а на крыльях прогибов между породами нижнего сармата и конкскими наблюдается небольшой размыв. На Северо-Восточном Устьюрте и на поднятиях Центрального Устьюрта они залегают несогласно на более древних породах.

На Северном Устьюрте в обнажениях у сора Шомыштыколь нижнесарматские отложения представлены плитчатыми известняками с прослоями оолитовых, детритусовых и ракушечниковых известняков и плитчатых мергелей. Известняки и мергели преимущественно серовато-белые, желтоватые, реже зеленоватые. На северо-востоке Устьюрта, близ Аральского моря, в нижнесарматских отложениях наряду со светлыми и розоватыми мергелями наблюдаются прослои буроватых карбонатных глин, а в основании — базальный слой конгломератов. В осевой зоне Северо-Устьюртского прогиба, северо-восточнее сора Косбулак, нижний сармат представлен пачкой однообразных мергелей почти без ископаемой фауны. На юго-запад от этой территории, ближе к сору Асмантай-Матай, мергели почти полностью замещаются глинами. В районе песков Сам и у мыса Мынсуалмас нижний сармат делится на

две пачки: нижнюю, состоящую преимущественно из карбонатных зеленовато-серых глин с прослоями мергелей, и верхнюю — мергелисто-известняковую с подчиненными прослоями глин. На некоторых участках (например, на северном берегу сора Сам) встречаются прослой светлых песков.

Аналогичная картина наблюдается и на южном крыле Северо-Устьюртского прогиба. В сторону Карабаура происходит замещение мергелей и глин известняками, появляются прослой песчанистых известняков с включениями известняковой гальки. На Карабауре и Музбеле преобладают известняки, на участке между этими поднятиями — известняки с прослоями мергелей, глин, песчаников и конгломератов (в верхней части). В Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах преобладают оолитовые детритусовые ракушечниковые известняки светло-серые, белые, розоватые, буроватые и желтоватые, с подчиненными прослоями светлых плитчатых мергелей и зеленовато-серых карбонатных глин. На Кассарминской мегантиклинали, на плато и в чинках Устьюрта, а также в ряде других мест нижнесарматские отложения частично загипсованы. На всей площади Устьюрта известняки и мергели нередко доломитизированы, а местами даже переходят в доломиты.

Нижнесарматские отложения, за исключением некоторых участков на северо-востоке Устьюрта, Кассарминской мегантиклинали и осевой зоны Северо-Устьюртского прогиба, всюду содержат много ископаемой фауны. По определениям А. А. Стеклова и Н. П. Сидоровой-Парамоновой, в них содержатся *Maetra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles., *Ervilia dissita* Eichw., *Abra reflexa* (Eichw.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium ustjurtense* (Andrus.) Koles., *C. plicatum* Eichw., *C. praeplicatum* Hild., *C. ruthenicum* Hilb., *C. lithopodolicum* Dub., *C. obsoletum* Eichw., *Tapes vilalianus* (Ord.), *T. aksajicus* Bog., *T. tricuspis* (Eichw.), *Donax lucidus* Eichw., *Duplicata duplicata* Sow. и др. Многочисленные списки ископаемой фауны приводятся в ряде работ (Колесников, 1940; Яншин, 1949; Эберзин, 1952, 1960; Мерклин и Невеская, 1955; Ливеровская, 1960 и др.).

К югу от крайнего северо-восточного участка Устьюрта нижнесарматские отложения отсутствуют, их мощность постепенно возрастает до 17 м у северного края сора Шомыштыколь и до 25 м у северного отрога сора Асмантай-Матай. В осевой зоне Северо-Устьюртского прогиба она достигает 50 м у сора Косбулак, 60 м у восточной части сора Асмантай-Матай и 30—40 м юго-западнее сора Каратюлей. Между Карабауром и Музбелем мощность нижнесарматских отложений достигает 30—40 м, на самих поднятиях сокращается до 8—10 м. В Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах в осевой зоне максимальная мощность отложений нижнего сармата достигает 65 м, к югу она сокращается до 30 м.

Среднесарматский подъярус. Отложения среднего сармата распространены по всей территории плато Устьюрт и обнажены на всем протяжении его чинков, а также выходят на поверхность на большей части площади плато. Они согласно залегают на отложениях нижнего сармата и лишь на крайнем северо-востоке несогласно — на отложениях тархан-чокрака.

Среднесарматские отложения представлены преимущественно известняками с прослоями мергелей, реже — карбонатных глин. Известняки светло-серые, желтоватые и розоватые, детритусовые, оолитовые, оолито-детритусовые, ракушечниковые, рыхлые или плотные, мергели белые, глины зеленовато-серые. Известняки и мергели нередко доло-

митизированы и даже переходят в доломиты. В низах разреза местами преобладают мергели. Такой тип осадков распространен на большей части Устюрта.

Однако на некоторых участках наблюдаются значительные фациальные изменения. Так, в районе гор Болябай и Токсанбай, северо-западнее сора Асмантай-Матай, детритусовые известняки являются сильно песчанистыми, с включениями мелкой гальки кварцитов и с прослоями кварцевых песков. У северного, восточного и южного берегов сора Асмантай-Матай нижняя часть среднесарматских отложений представлена известняками и мергелями, а верхняя — песками и известковистыми песчаниками с прослоями известняков и алевролитов. Аналогичное явление наблюдается на площади к северо-западу от сора Асмантай-Матай и Донгелексора, однако там верхняя песчаная часть отложений сохранилась лишь на отдельных возвышенностях. У сора Косбулак среднесарматские отложения в нижней части представлены известняками с прослоями зеленовато-серых глин, в верхней — глинами коричневатобурными, коричневыми и зеленовато-серыми, с включениями в некоторых прослоях гальки и линз грубозернистого песка.

На юго-западе Северо-Устюртского прогиба, у сора Монаши средний сармат состоит из зеленовато-бурых глин и розовых рыхлых ракушечников.

В районе увалов Карабаур и Музбель среди известняков иногда встречаются маломощные линзы конгломератов, состоящие из галек местных пород (известняков, мергелей).

В Южно-Мангышлакском и Ассакеауданском прогибах вплоть до южного чинка Устюрта средний сармат представлен различными разновидностями известняков с единичными прослоями мергелей, а в осевой зоне — с подчиненными прослоями карбонатных глин.

Граница между нижним и средним сарматом проводится исключительно по ископаемой фауне, по подошве слоев, содержащих крупные тапесы и мактры: *Tapes gregarius* (Goldf.), *Maetra vitaliana* Orb. В отложениях среднего сармата, как правило, содержатся многочисленные раковины моллюсков (определения Н. П. Сидоровой-Парамоновой и А. А. Стеклова): *Maetra vitaliana* Orb., *M. fabreana* Orb., *M. pallasi* (Bailey), *M. podolica* Eichw., *M. naviculata* Bailey, *Tapes gregarius* (Goldf.), *T. vitalianus* (Orb.), *T. aksajicus* Bog., *Cardium fittoni* Ord., *C. plicatofittoni* Sinz., *C. plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* (Andrus.) Koles., *C. suessi* Barb., *C. michailovi* Toula, *C. dōngingki* Sinz., *Donax lucidus* Eichw., *D. priscus* Eichw., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Solen subfragilis* Eichw., *Duplicata duplicata* Sow. и др.

Мощность отложений среднего сармата очень изменчива и зависит от глубины современного размыва. Интересно, что в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба, в районе массива песков Сам, на большей площади среднесарматские отложения отсутствуют, тогда как к северо-востоку от песков Сам до северных и восточных чинков, а также на южном крыле Северо-Устюртского прогиба они распространены на значительных площадях. Такое их распространение связано со специфической избирательностью денудации, в какой-то мере характерной для неогена Северного Устюрта. Здесь обычно более интенсивно размывались отложения в осевой зоне прогиба, нежели на его крыльях. В северных чинках Устюрта, у сора Донгызтау и пос. Актумсык, отложения среднего сармата имеют сохранившуюся от размыва мощность 15—25 м, на северо-востоке Устюрта, в чинках у песков Кошкарата, 10—15 м; 25 м — близ северо-западного угла Аральского моря; в осевой зоне северо-восточной части Северо-Устюртского прогиба, в районе оврага

Каракулка и у сора Косбулак, до 40 м, у сора Асмантай-Матай до 45 м, на останцовых высотах Токсанбай и Болябай 30—40 м, а у песков Сам они срезаются. Севернее песков Сам сохранившаяся их мощность достигает 10 м, юго-западнее песков Сам — 29 м, недалеко от берега сора Кайдак — 15—20 м, в юго-западном заливе Северо-Устьюртского прогиба — до 36 м, на увалах Карабаур и Музбель — 15—20 м, между увалами — до 38 м. В осевой зоне Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов максимальная их мощность достигает 40 м, а на южном крыле она сокращается до 20—25 м.

Мэотический ярус

Отложения мэотиса известны на Устьюрте лишь на небольшом участке чинка к югу от Кендырлиса (Шолохов и Чельцов, 1960). Они залегают здесь с размывом на известняках нижнего сармата в основании невысоких останцов и представлены зеленовато-серыми оскольчатыми карбонатными глинами, в верхней части — песчанистыми.

В глинах содержатся раковины моллюсков: *Congeria navicula* Andrus., *C. modiolopsis* Andrus., *Abra tellinoides* Sinz., *Micromelania* sp., *Hydrobia* sp., *Neritina* sp. По определению Ю. Г. Чельцова, этот комплекс ископаемой фауны характеризует верхнемэотический возраст пород. Мощность мэотических отложений около 4 м.

Плиоцен

На Устьюрте известны отложения нижнего, а также предположительно среднего и верхнего плиоцена, причем первые представлены морскими фациями и развиты на обширных площадях прогибов, а вторые, преимущественно озерные, приурочены к замкнутым денудационным впадинам и древним долинам.

Нижний плиоцен

Понтический ярус

Отложения понтического яруса обнаружены на Устьюрте в результате геологической съемки, проводившейся экспедицией № 11 Всесоюзного аэрогеологического треста (Ишутин и Клейнер, 1960; Клейнер и др., 1961). Они развиты в виде небольших останцов на Северном Устьюрте (рис. 78) от восточной оконечности Мертвого Култука почти до западного берега Аральского моря у мыса Байгубекмурын и в меньшей степени в западной части Центрального Устьюрта несколько восточнее впадины Карынжарык (Шолохов и Чельцов, 1960). В первом случае они приурочены к Северо-Устьюртскому прогибу, а во втором — к Южно-Мангышлакскому.

Понтические отложения залегают на эродированной поверхности средне- и нижнесарматских, а в районе Карынжарыка и верхнемэотических пород и представлены преимущественно известняками ракушечными, детритусовыми, с прослоями мергелей и реже глин. Мощность прослоев глин в разрезе понтических отложений Устьюрта заметно увеличивается по направлению к осевой части Северо-Устьюртского прогиба. Окраска известняков на Северном Устьюрте серовато-желтая или желтоватая, местами ржаво-бурая и розоватая. На юге они чаще имеют более светлую — белую, розовую и желтовато-белую окраску. Известняки часто имеют хорошо выраженную косую слоистость.

В основании понтических отложений местами залегает слой конгломерата мощностью до 1,5 м, состоящего из мелких галек известняков сармата. В понтических отложениях, развитых восточнее впадины Карынжарык, конгломераты отсутствуют. Но и здесь в низах разреза известняков содержится большое количество мелкой гальки и редкие включения неокатанных известняковых обломков.

По составу и характеру ископаемой фауны, представленной почти исключительно отпечатками и ядрами раковин моллюсков или их обломками, А. Г. Эберзин подразделяет понтические отложения Северного Устьярта на два горизонта. Нижний горизонт — преимущественно буровато-ржавые известняки — содержит сравнительно бедную в видовом отношении фауну, из которой им определены *Parvoivenus widhalmi* Sinz., *Prosodacna* ex gr. *littoralis* Eichw., *Congerina* ex gr. *novorossica*

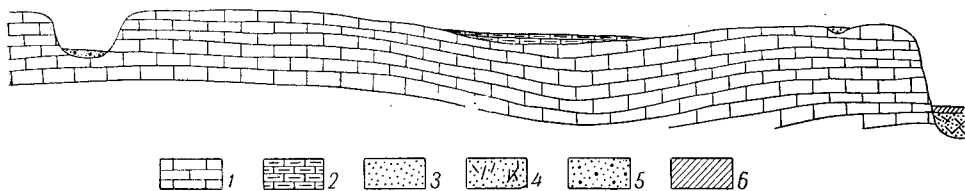


Рис. 78. Схема соотношений отложений плиоцена на Устьюрте

1 — сармат (N_1s); 2 — понт (N_2pn); 3 — средний плиоцен — аллювий (alN_2^2); 4 — средний плиоцен — оползневые отложения (N_2^2); 5 — верхний плиоцен (N_2^3); 6 — акчагыл (N_2^3ak)

Sinz., *Dreissena tenuissima* V a r b., *Dreissena* cf. *simplex* V a r b., *Pseudocatillus pseudocatillus* V a r b., *Abra tellinoides* Sinz. Верхний горизонт, сложенный обычно серовато-желтыми и желтыми известняками, имеет меньшую мощность, чем нижний. Здесь перечисленные выше формы отходят на второй план, а местами полностью сменяются иными. А. Г. Эберзин определил *Didacna*? ex gr. *novorossica* V a r b., *Limnocardium* (*Euxinocardium*) cf. *subodessae* Sinz., *L.* (*E.*) cf. *paululum* Ebers., *Limnocardium* (? *Tauricardium*) cf. *odessae* V a r b., *Limnocardium* (?) cf. *subpapyraceum* Sinz., *Congerina* cf. *galisgensis* Andrus., *Viviparus* sp., *Melanopsis* cf. *acicularis* F e r., *Theodoxus* sp. sp., *Micromelania* sp.

Остатки фауны, содержащиеся в понтических известняках района Карынжарык, в общем тождественны фаунистическому комплексу, который характеризует нижний горизонт понтических отложений Северного Устьярта.

На основании перечисленной выше ископаемой фауны все описанные отложения относятся к нижнему (новороссийскому) подъярису, причем нижняя их часть сопоставляется с евпаторийскими, а верхняя — с одесскими слоями Юга СССР и сопредельных стран юго-востока Европы. Средний и верхний подъярису понта на Устьюрте отсутствуют.

Распространение и литологический состав понтических отложений Устьярта подтверждают, что нижнепонтический бассейн вдавался сюда по Северо-Устьюртскому и Южно-Мангышлакскому прогибам двумя мелководными заливами.

Сохранившаяся мощность понтических отложений на северо-востоке Устьярта составляет 5—16 м (северо-западнее и восточнее сора Косбулак), юго-восточнее сора Асмантай-Матай — до 10 м, в останцах северо-западнее этого сора — 4—8 м, юго-восточнее песков Сам — до 12 м, северо-западнее песков Сам — 8—10 м, в южной части Северо-Устьюртского прогиба — до 10 м, на юге Устьярта, в районе Кендырли-сая, — 4—5 м.

Средний (?) плиоцен

К среднему плиоцену предположительно отнесены отложения, выполняющие долины древних рек Северного Устюрта. Эти долины заложены здесь после отступления понтического бассейна и, вероятно, были связаны с древней гидросетью Северного Приаралья (Яншин, 1953).

Наиболее обширной была речная сеть, приуроченная к Северо-Устюртской долине с озеровидными расширениями, располагавшимися в отдельных мульдах. Песчаные отложения массивов Сам, Асмантай-Матай и др., вероятно, сформировались в этих озерных расширениях в среднем плиоцене (Клейнер и Плещеев, 1964).

Об их первично аллювиальном происхождении помимо палеогеографических данных свидетельствует характер окатанности песчинок, который был проанализирован по фракциям и по отдельным минералам в лаборатории экспедиции № 11 ВАГТа Д. П. Афанасьевым. Он пришел к выводу, что лишь верхи песчаной толщи, судя по интенсивности разрушения зерен полевых шпатов, подвергались вторичному перевеванию. В целом пески отложены водой. Водное происхождение этой толщи доказывается наличием в основании рассматриваемых отложений галечников, обнажающихся в районе котловин Косбулак, Донгелексор и вскрытых скважинами в других местах. Галечники на 90% состоят из обломков сарматских и понтических известняков средней, реже плохой окатанности и преимущественно хорошо окатанной гальки кварца, кварцита и других пород «уральского типа». Севернее Донгелексора А. И. Шарапов встретил баритовую и целестиновую гальку.

В северо-восточной части урочища Косбулак и к востоку от него эти отложения носят озерный характер. Они представлены здесь коричнево-серыми и буроватыми песчанистыми глинами с прослоями и линзами мощностью до 1 м гравия и гальки. В основании толщи залегает пласт грубого песка с включениями гальки и гравия. Толща грубо-слоистая. Выходы ее на поверхность усеяны высыпками гальки известняков сармата и понта, а также белой кварцевой хорошо окатанной гальки. Еще восточнее (севернее сопки Актау) рассматриваемые отложения представлены главным образом средне- и мелкозернистыми, преимущественно кварцевыми песками с прослоями и линзами глин в нижней части толщи. Мощность этих отложений достигает 30 м.

Самая восточная часть Северо-Устюртской долины прослеживается между урочищем Косбулак и северо-восточным чинком Устюрта (Узынтакырская долина на современных картах). Она выполнена песками с кварцевой и кварцитовой галькой, содержащими переотложенную меловую пыльцу и споры. Следует отметить, что меловые отложения на поверхности Устюрта не обнажены.

С севера в Северо-Устюртскую реку впадали еще три крупные реки с разветвленной сетью притоков, долины которых хорошо сохранились. Отложения, выполняющие эти долины, пройдены скважинами. По данным Л. Г. Кириухина, они представлены 10-метровой пачкой переслаивающихся желтых мелкозернистых кварцевых песков и светло-желтых супесей, обогащенной в основании галькой.

Верхний плиоцен

Апшеронский ярус

Апшеронские отложения развиты во впадине Ассакеаудан (Эберзин, 1960), лишь западной оконечностью входящей в пределы Казахстана. Они сохранились в виде небольших останцов на абсолютных от-

метках 80—90 м и представляют собой остатки озерной террасы. Апшеронские отложения лежат на размытой поверхности известняков нижнего и среднего сармата. Они представлены слоистой пачкой галечников, конгломератов, песков и известняков. Галька состоит из известняков сармата. Конгломерат серо-желтый, с гипсовым цементом, кослоистый. Пески светло-серые и серо-зеленые, кварцево-карбонатные, тонкозернистые, хорошо сортированные, с включениями гальки. Известняки серые оолитовые и ракушечные, также с включениями гальки. В этих отложениях А. И. Шараповым собраны остатки фауны, среди которой А. Г. Эберзиным определены *Dreissensia eichwaldi* Isel., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Clessiniola major* Andrus., характерные для раннего апшерона. По мнению А. Г. Эберзина (1960), в раннеапшеронское время впадина Ассакеаудан была занята обширным солоноватоводным озерным бассейном, соединявшимся с Сарыкамышским. В. В. Буклин высказал предположение, что этот бассейн через Верхнеузбойский коридор соединялся с Каспийским и представлял собой, таким образом, обширный залив, захватывавший Арало-Сарыкамышскую низину.

Мощность солоноватоводных отложений апшерона в Западном Казахстане не превышает 10 м, восточнее, у северных склонов Ассакеаудана, она достигает 15 м.

Континентальные отложения верхнего плиоцена. К апшеронской террасе привязаны, по-видимому, крупные древние овражные долины, прорезающие западные склоны впадины Ассакеаудан и выполненные крупнозернистыми несортированными серо-желтыми песками, изобилующими обломками известняков сармата диаметром до 5—8 см. Эти отложения, примерно одновозрастные с апшеронской террасой, А. Н. Слюсарев и С. Е. Петров условно относят к позднему плиоцену. Их мощность 8—12 м.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Отложения неогена, представленные различными генетическими типами, широко распространены в Западном Казахстане. Особенности их распространения, состав и мощности определялись характером тектонического развития и региональными событиями геологической истории юга России, Казахстана и Средней Азии. Для большей части Западного Казахстана, примыкающей к Каспийскому бассейну, миоценовая эпоха характеризовалась накоплением значительных (свыше 200 м) толщ солоноватоводных и морских осадков, среди которых наибольшую роль играют отложения наиболее широкой сарматской трансгрессии. На периферии Мугуджар в раннем миоцене существовал солоноватоводный бассейн, отложивший «аральскую свиту».

Главным образом со среднего миоцена в Мугуджарах, на их периферии и на окраинах Прикаспийской впадины происходило накопление различных комплексов в основном континентальных отложений, из которых сохранились от последующей денудации (прежде всего среднеплиоценового размыва) почти только отложения погребенных долин миоцена и плиоцена, шире всего развитых в Мугуджарах. Их мощность обычно не превышает первые десятки метров, в ряде случаев достигает 80—100 м.

Эпоха континентального осадконакопления почти для всей территории Западного Казахстана началась с начала плиоцена.

В среднем плиоцене были сформированы основные черты эрозионной сети. Только в раннем понтоне и позднем плиоцене она была прервана морскими трансгрессиями, которые далеко вторгались в Прикас-

пийскую низменность, а наиболее высокая (понтическая) заходила, кроме того, в понижения, приуроченные к Южно-Мангышлакскому и Северо-Устюртскому прогибам. Позднеплиоценовые моря в этом районе лишь омывали чинки Южно-Мангышлакского плато, которые образовались в среднем плиоцене.

Широкий размах геологической съемки, поискового и разведочного бурения привел к тому, что обобщение фактического материала значительно отстает от его накопления. Поэтому основной задачей является комплексное изучение неогеновых отложений Западного Казахстана на базе надежной региональной стратиграфической схемы. Большое внимание должно быть обращено на сопоставление морских и континентальных отложений, взаимоотношения которых во многих случаях остаются окончательно невыясненными. Поскольку те и другие очень часто не удается наблюдать в местах непосредственных их контактов, постольку особое значение приобретает изучение остатков сухопутной фауны, все еще сильно отстающее от изученности морской фауны неогена.

Большие возможности при исследовании отложений неогена открывает изучение истории развития рельефа, так как важнейшие этапы его формирования приходятся именно на неогеновый период, отложения которого тесно связаны с определенными геоморфологическими условиями.

Среди наиболее важных и интересных проблем стратиграфии третичных отложений Западного Казахстана в первую очередь необходимо отметить проблему выяснения нижней границы неогеновых образований. Ряд ее аспектов при этом выходит за пределы региональной стратиграфии. К ним, например, относятся вопросы проведения нижней границы неогена по подошве аквитанского или бурдигальского ярусов, вопросы соотношения хатта и аквитана и т. д. Однако многие вопросы этой проблемы, сохраняя межрегиональное значение, решаются именно на территории Западного Казахстана. В первую очередь это касается возраста отложений аральской свиты. Обычно условно принимается раннемиоценовый возраст отложений аральской свиты, по крайней мере в ее выходах на Северо-Восточном Устюрте, имеющих, по-видимому, стратотипическое значение. Однако этот вопрос дискуссионен. Должны в первую очередь решаться вопросы, касающиеся синхронных аналогов аральской свиты Устюрта и Северного Приаралья, с одной стороны, на востоке, где они представлены все более континентальными образованиями, и с другой — на западе, где они должны быть выражены морскими горизонтами. Все эти вопросы требуют специальных тематических исследований.

Нерешенные проблемы нижнемиоценовых бассейнов не кончаются стратиграфией аральской свиты. Р. Г. Гарецким, Р. Л. Мерклиным и А. Л. Яншиным (1958) на северо-восточном чинке Устюрта описаны морские и нижнемиоценовые отложения, залегающие выше солоноватоводных осадков аральской свиты. Они выделены под названием кинтыкчинской свиты. Однако до настоящего времени морские образования еще не прослежены по простиранию на запад, и только на Мангышлаке известны синхронные им отложения кашкаратинской свиты.

Некоторые более частные вопросы, которые требуют изучения, связаны со стратиграфией среднемиоценовых образований. Устюрт интересен тем, что на его территории проходила береговая линия ряда сменявших друг друга среднемиоценовых бассейнов. Это была как бы северо-восточная окраина этих бассейнов, позволяющая наблюдать причудливые очертания их берегов. И все же, несмотря на полные разрезы,

вскрываемые чинками, встает много вопросов, которые нуждаются в разрешении.

В районе холмов Бестобе на берегу залива Кумсуат на северо-западном побережье Аральского моря, на северных и северо-восточных чинках Устюрта обнажается пачка кварцевых песков с причудливыми кварцевыми стяжениями и раковинами онкофор (*Rzehakia socialis*). Это солонатоводные, очень мелководные образования гельветского возраста. Однако синхронные им отложения более открытой части того же гельветского бассейна к западу или к югу от северных чинков пока остаются неизвестными.

Пожалуй, то же можно сказать и о перекрывающих онкофоровые слои зеленых глинах с крупными устрицами *Crassostrea gryphoides*, которые обычно объединяются совместно с выше залегающими красноцветными в тархан-чокракские слои или выделяются в качестве тарханских. Иногда в кровле глин развивается устричная фация в виде рыхло сцементированных устричников. В последних может встречаться комплекс морских стеногалинных моллюсков очень плохой сохранности, но отличающийся по составу от комплекса того же устричника из Закавказья или Украины. Мы не знаем, какие фации и с какими комплексами фауны сменяют слои с *Crassostrea gryphoides*.

Наконец, следует обратить внимание еще на один интересный горизонт, представленный обычно маломощной песчанистой пачкой на границе между караганскими и фоладовыми слоями. Это так называемые эрвилиевые слои. В этих слоях, перекрывающих караганские породы со спаниодонтеллами, помимо большого количества мелких эрвий встречается иногда довольно обильный комплекс моллюсков и фораминифер, содержащий стеногалинные морские элементы. В Туркмении на эти слои обратил внимание М. М. Судо и выделил на их базе даже самостоятельный «туркменский горизонт». Распространение этих слоев на Устюрте еще совсем не выяснено.

Еще больше различных невыясненных вопросов в стратиграфии континентальных неогеновых отложений, наиболее широко развитых в Мугоджарах и на их периферии. Необходимо в процессе изучения взаимоотношений морских и континентальных отложений неогена, а также изучения редких органических остатков, встречаемых в последних, более определенно решить проблемы их возраста и расчленения.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения четвертичной (антропогеновой) системы широко распространены в Западном Казахстане. Практически они перекрывают почти всю его территорию, за исключением наиболее крутых обрывов (чинков), хотя и не везде отображаются на геологических картах из-за малой их мощности.

Четвертичные отложения в Западном Казахстане представлены в морских и континентальных фациях, причем первые развиты лишь в районах, прилегающих к Каспийскому и Аральскому морям. Изучены четвертичные отложения крайне неравномерно: наиболее полно изучены морские осадки, гораздо меньше — континентальные.

Первые сведения о четвертичных отложениях Западного Казахстана содержатся в материалах экспедиции Ф. Ф. Берга, лишь недавно полностью обнаруженных в архивах («Первые русские научные...», 1963). Участвовавший в этой экспедиции Э. Эверсманн довольно под-

робно охарактеризовал состав песков, образующих песчаные массивы Сам, Матайкум и др., и сделал правильный вывод о происхождении этих песков за счет разрушения коренных пород.

В 1841 г. А. И. Леман, прошедший вдоль берегов Аральского моря к низовьям Сырдарьи, впервые у северо-восточных берегов Аральского моря отметил современные отложения, содержащие раковины «маленького *Cardium*» (*C. edule* L.), который водится и в Каспийском море.

В этом же году появились работы Э. И. Эйхвальда, заложившего вместе со своими предшественниками П. С. Палласом и С. Г. Гмелиным основы современных представлений о фауне моллюсков Каспийского моря. Им была установлена среди каспийских моллюсков группа *Didacna Eichw.*, имеющая большое биостратиграфическое значение.

Морские террасы с современной аральской фауной по западным берегам Аральского моря наблюдал в 1842 г. Ф. И. Базинер (Basiner, 1848; Мейер и Гельмерсен, 1848).

Разрозненные и весьма краткие данные о четвертичных отложениях Западного Казахстана были представлены при публикации результатов топографических работ (Ивашенцев, 1854; Макшеев, 1856; Бутаков, 1857; Мейер, 1861).

Ценные материалы о четвертичных отложениях Северного Прикаспия собраны в 1853—1856 гг. Каспийской экспедицией, возглавлявшейся К. М. Бэром. Им впервые детально исследованы чрезвычайно характерные для этого района бугры-гряды, впоследствии названные «бэровскими».

В 1856 и 1857 гг. Г. Киреевский сообщил о существовании в Северном и Восточном Приаралье соленых озер с садкой поваренной соли, сульфата натрия, сульфата магния и гипса.

Отдельные сведения о новейшей геологической истории и четвертичных отложениях приводятся в работах Н. А. Северцова и И. Г. Борщова (Borzczow, 1861; Борщов, 1865; Северцов, 1860, 1862, 1862a и 1873; Sewerzow, Borzczow, 1860).

В 1862 г. Е. И. Шуровский составил подробный обзор гипотез о былом соединении Каспийского и Аральского морей и причинах их разъединения.

Л. Н. Мейер (1864) охарактеризовал песчаные массивы Западного Казахстана, являющиеся, по его мнению, перевейными морскими осадками, и впервые подробно описал «мии» — грязевые сопочки, образующиеся на выходах напорных вод.

Н. П. Барбот де Марни (1889) отметил, что лишь самая нижняя терраса западного берега Аральского моря является морской, а верхние — оползневые. В. Д. Аленицын (1874, 1875, 1876, 1877, 1880, 1885) описал три террасы тех же мест, причем нижней террасой он именовал полосу пляжа, а верхней — прилегающие к морю плато. Лишь вторая терраса, по его описанию, представляет собой морскую и охарактеризована современной фауной. В. Д. Аленицын отметил разную высоту этой террасы, объяснив ее тектоническими причинами. Песчаные массивы, прилегающие к берегам Аральского моря, он считал развеянными морскими отложениями.

Г. Д. Романовский (1878, 1884, 1890) считал, что песчаные массивы Приаральских Каракумов и Кызылкумов образовались в результате размыва водами Арало-Каспийского моря коренных песчаных отложений и последующего их перевевания. И. В. Мушкетов (1886) полагал, что перевевались не только коренные отложения, но и арало-каспийские осадки. На геологических картах Туркестана и Закаспийской области, изданных этими исследователями в 1884, 1886 и 1900 гг., цве-

том четвертичных отложений закрашены неоправданно большие территории (в частности, почти все Северное Приаралье).

Г. П. Гельмерсен (1879) изложил данные об изменении климата Средней Азии (становится более сухим), широком распространении четвертичных морских отложений к северу от Аральского моря и о недавнем соединении его с Каспийским морем.

С 1887 г. начал исследования Н. И. Андрусов (1889, 1905), который предложил используемую до настоящего времени первую стратиграфическую схему четвертичных отложений Каспийского бассейна (бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы).

С 1899 по 1902 г. Аральское море изучал Л. С. Берг (1908), который описал четвертичные отложения Аральского моря и его побережья.

С 1903 по 1908 г. морские отложения, слагающие Прикаспийскую низменность в пределах Нижнего Поволжья, детально изучал П. А. Православлев, который выделил (снизу вверх): бакинский, сингильский, астраханский косожский, хазарский, ательский, хвалынский ярусы; кемрудскую, джарджанскую и саринскую свиты. П. А. Православлев развил впервые высказанную еще А. П. Карпинским (1887) мысль о связи трансгрессий Каспийского моря с таянием покровных ледников на Восточно-Европейской равнине и дал в 1926 г. совершенно определенную схему синхронизации обоих явлений, в общем которую принимали последующие исследователи (Мазарович, 1936; Милановский, 1935). По их схемам бакинский, хазарский и хвалынский ярусы сопоставлялись соответственно с миндельским, рисским и вюрмским оледенениями.

В 1907 г. Л. С. Берг опубликовал заметку, в которой доказывал, что песчаный массив Большие Барсуки образовался в результате перевеивания третичных песков и песчаников.

В 1909 г. В. А. Дубянский со ссылкой на Северное Приаралье повторил мнение о происхождении песчаных массивов за счет перевеивания коренных третичных отложений.

В 1912 г. С. С. Неуструев подробно описал почвенные процессы в низовьях р. Сырдарьи и, основываясь на своих наблюдениях в Приаральских Каракумах, высказал предположение об аллювиальном происхождении песчаных массивов Северного Приаралья.

В 1925 г. И. М. Крашенинников, развивая точку зрения С. С. Неуструева об аллювиальном происхождении песчаных массивов Приаралья, высказал предположение, что эти пески были отложены в ледниковую эпоху западносибирскими реками, которые, будучи подпружены надвигавшимися с севера льдами, нашли себе временный сток в Приаралье через долины Абуга, Улькайка и Тургая.

В 1928 и 1930 г. И. П. Герасимов опубликовал статьи о почвах, рельефе и четвертичных отложениях долины р. Чеган и Устюрта, а также большие обобщающие работы, посвященные послетретичным отложениям западной части равнин Туркестана и почвенным зонам в области закаспийских степей и пустынь. В 1932 г. И. П. Герасимов и Е. В. Лобова составили ландшафтную характеристику песков Большие Барсуки и Приаральские Каракумы. Авторы пришли к выводу, подтвержденному впоследствии А. Л. Яншиным (1953), о генетической разнородности этих песков, которые образовались как за счет перевеивания древнеаллювиальных осадков, так и в результате разрушения коренных третичных пород.

С 1933 по 1945 г. отложения Северного Прикаспия изучал М. М. Жуков, который несколько упростил стратиграфическую схему П. А. Православлева и выделил бакинский, хазарский, хвалынский

ярусы и послехвалынскую свиту (новокаспийский ярус в общепринятом сейчас понимании).

В эти годы вышли в свет работы, затрагивающие вопросы генезиса песчаных массивов Западного Казахстана (Коровин и Кашкаров, 1934; Гаель, 1934; Дубянский, 1930, 1932, 1933; Пригоровский, 1935; Гаель и Коликов, 1937).

В 1937 г. И. П. Герасимов опубликовал большую работу, посвященную истории развития рельефа Турана. В ней окончательно сформулированы выводы о чередовании двух плювиальных и двух ксеротермических фаз в четвертичной истории Турана. И. П. Герасимов полагал, что песчаные массивы Западного Казахстана образовались за счет перевевания аллювиальных накоплений первой плювиальной фазы. Дается в книге описание некоторых генетических типов четвертичных отложений Западного Казахстана и особенности формирования на них современного почвенно-элювиального покрова.

В том же 1937 г. И. П. Герасимов, подвергнув критике разработанные П. А. Православлевым и другими исследователями схемы сопоставления каспийских трансгрессий с покровными оледенениями Европы, выделил в четвертичной истории Каспия два крупных этапа: ледниковое время, с которым сопоставляются бакинский и нижнекаспийский (хазарский) ярусы, и послеледниковое время, которому отвечают верхнекаспийский (хвалынский) и современный ярусы. Отметив малые изменения фауны каспийских моллюсков в четвертичное время по сравнению с огромным размахом колебания его уровня, И. П. Герасимов пришел к выводу о тектонической причине этих колебаний.

С 1939 г. изучением четвертичных отложений Каспийского моря занимался П. В. Федоров, который в 1957 г. опубликовал монографию, содержащую наиболее полную сводку о четвертичных морских отложениях Западного Казахстана.

В 1941 г. Б. А. Петрушевский пришел к выводу, что песчаные массивы Приаралья образовались в основном в результате перевевания коренных песчаных пород мелового и третичного возраста, происшедшего в раннечетвертичное время.

В 1943 г. И. П. Герасимов составил схему геоморфологического районирования Казахстана и рассмотрел происхождение столово-останцового рельефа, четвертичной палеогеографии, генезиса и эволюции песчаных массивов в связи с новейшей геологической историей края. Впоследствии И. П. Герасимов (1946) снова затрагивал эти вопросы, в особенности проблему истории развития рельефа Казахстана.

В 1946 г. Б. А. Федорович в работе о палеогеографии равнин Средней Азии впервые привел данные о современной трансгрессии Аральского моря, связываемой автором с таянием ледников Памира и Тянь-Шаня.

В 1951 г. опубликована монография А. Г. Гаеля, М. С. Коликова, Е. А. Малюгина и Е. С. Останина о песчаных пустынях Северного Приаралья, содержащая подробное описание Приаральских Каракумов, Больших и Малых Барсуков, которые авторы рассматривают в соответствии с гипотезой И. М. Крашенинникова как отложения сибирских рек, подпёртых в четвертичное время ледником и стекавших в палео-Арал. В этой книге впервые приводятся очень подробные сведения о минеральном и механическом составе золотых песков Приаралья.

В 1950 г. Б. А. Федорович в двух сводных работах изложил результаты своих наблюдений в Приаралье. Он считал, что образование массивов золотых песков происходит в основном за счет перевевания коренных песчаных толщ. В этом же году В. И. Елисеев (1950) описал

аллювиальные отложения р. Урал и ее притоков в пределах Орь-Илекского междуречья.

Большое внимание четвертичным отложениям и палеогеографии четвертичного периода уделено в монографии А. Л. Яншина. В этой работе приводятся подробные доказательства происхождения песчаных массивов Приаралья, главным образом за счет переведения коренных отложений; рассматривается роль тектоники в формировании бессточных котловин; отмечается нарушение в залегании современных террас Аральского моря, связанные с развитием тектонических структур района; убедительно доказывается, что климат Казахстана на протяжении последних столетий становится все более и более засушливым, и т. д.

Описание морских террас северных берегов Аральского моря и данные о нарушении их залегания опубликовал В. И. Лымарев (1958).

В 1961 г. кайнозойские отложения Орского Зауралья описаны А. Д. Наумовым. В 1960—1964 гг. вышли из печати работы Н. Н. Костенко (1960, 1961, 1963), В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко (1960, 1962), посвященные вопросам стратиграфии антропогена Казахстана, а также Атлас руководящих форм млекопитающих этого периода. Н. Н. Костенко выделил в антропогене Казахстана четыре отдела: нижний, средний, верхний и современный. Нижний отдел подразделяется на два яруса. Авторы сопоставляют выделенные ими биостратиграфические комплексы с ледниковыми отложениями Европы и четвертичными отложениями зарубежной Азии. В 1962 г. унифицированная схема стратиграфии четвертичных отложений Казахстана, предложенная Н. Н. Костенко, была одобрена II Республиканским межведомственным совещанием по вопросам антропогена.

В истории изучения четвертичных отложений Западного Казахстана намечаются три этапа. На первом этапе (XIX и начало XX века) рассматривались главным образом проблемы физико-географического характера — происхождение песчаных массивов, Аральского моря, времени и характера его былой связи с Каспийским морем и т. д. При этом приводились очень краткие данные о литологическом составе четвертичных отложений. На обзорных геологических картах отложения четвертичной системы («послетретичные») показывались нерасчлененными.

После Октябрьской социалистической революции в результате широкого размаха работ, связанного с освоением Западного Казахстана, начал накапливаться огромный фактический материал главным образом о составе и природе песчаных массивов. Однако и на этом этапе вопросы стратиграфии и картирования не получили еще должного внимания. Лишь в конце этапа, в 1946 г., в результате широко развернувшейся геологической съемки мелкого масштаба впервые четвертичные отложения начали картироваться на значительных пространствах Западного Казахстана.

Полистная геологическая съемка средних масштабов, широко развернувшаяся с 50-х годов, знаменует начало третьего этапа. На геологических картах, как правило, применяется общепринятое четырехчленное деление четвертичных отложений.

Среди четвертичных отложений Западного Казахстана развиты различные генетические типы: морские, аллювиально-морские, озерные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, пролювиальные, эоловые, элювиальные, делювиальные, пролювиально-делювиальные, соровые и такырные. Морские и аллювиально-морские отложения распространены в Прикаспийской низменности и на территориях, непосредственно прилегающих к Каспийскому и Аральскому морям. В Мугоджарах наиболее широко развиты делювиальные, пролювиальные и пролювиально-

делювиальные генетические типы. По всей территории равнин Западного Казахстана неизменно встречаются золотые, соровые, такырные, озерные и аллювиальные отложения.

В соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета, четвертичные (антропогенные) отложения Западного Казахстана подразделены на нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные. Граница четвертичной системы, принимаемой по-старому, проводится по подошве бакинских отложений и их аналогов.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА И ЕЁ ПЕРИФЕРИЯ ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ И АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ

Четвертичные (антропогенные) отложения Орь-Илекской возвышенности и Актюбинского Приуралья изучены недостаточно. Из опубликованных работ, содержащих конкретный фактический материал по литологии и палеонтологическому обоснованию возраста интересующих нас отложений, следует указать лишь статью В. И. Елисеева (1950), посвященную молодым тектоническим движениям Орского Урала. Специальное изучение четвертичных отложений этого района началось в 1961 г. в связи с геоморфологическим картографированием (Е. Д. Тапалов, Ю. И. Эйдинов и др.).

На территории Орь-Илекского междуречья отложения четвертичной системы распространены почти повсеместно. Более или менее точной датировке поддаются лишь аллювиальные, отчасти пролювиальные и озерные отложения. Образования других генетических типов (элювиальные, элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные) относятся к породам ближе не определенного возраста.

Нижнечетвертичные отложения

Отложения раннечетвертичного возраста слагают III надпойменную террасу рек Урал, Орь, Илек, Жаксыкаргала и их притоков. Они залегают на палеозойском цоколе или на размытой поверхности неогеновых песчано-глинистых отложений, реже на породах мезозоя и палеогена.

В долине р. Урал они представляют темно-бурые и красновато-бурые загипсованные суглинки и глинистые пески с галькой и гравием, а также галечники, состоящие из слабо и средне окатанной гальки кварца, кварцитов, кремнистых сланцев и песчаников размерами от 1 до 10 см в поперечнике. Нижнечетвертичные отложения, приуроченные к долинам рек Орь и Илек, сохранились в виде небольших изолированных участков. Они представлены вверху суглинками и супесями светло-бурого цвета, а ниже — разнотерными песками с включениями гравия и гальки. Мощность нижнечетвертичных аллювиальных отложений колеблется от 1,5 до 15 м. В. И. Елисеев (1951 г.) указывает на увеличение мощности нижнечетвертичных отложений в устье р. Жаксыкаргала до 40 м.

Отложения, формирующие третьи террасы рек Орь-Илекского междуречья, палеонтологически не охарактеризованы. Обнаруженные в них небогатые спорово-пыльцевые комплексы не позволяют точно определить возраст пород. Раннечетвертичный возраст аллювия III террасы условно определяется ее геоморфологическим положением в общем ряду террас рассматриваемой территории, а также на том основании, что эти отложения залегают между фаунистически охарактеризованными верхнеплиоценовыми (IV терраса) и среднечетвертичными (II терраса) отложениями.

К нижнечетвертичным отложениям относятся также аллювиальные песчаные глины, заполняющие мертвую долину в верховьях р. Уртабуртя.

Среднечетвертичные отложения

Отложения среднечетвертичного возраста участвуют в строении II надпойменной террасы рек Урал, Илек, Орь, Жаксыкаргала и их многочисленных притоков. В долинах перечисленных крупных рек они распространены довольно широко, а на малых реках встречаются лишь в виде фрагментов. Отложения среднелейстоценового возраста имеют мощность 5—25 м.

Нижняя часть аллювия сложена галечниками и разнозернистыми гравелистыми песками. Галька встречается самого разнообразного состава: кварц, кремнистые сланцы, яшмы, кварциты, серпентиниты, песчаники и др. Размер ее колеблется в пределах от 1 до 15 см в поперечнике. Верхняя часть разреза представлена толщей мелко- и среднезернистых светло-желтых песков, суглинков и супесей.

Естественные разрезы среднечетвертичных отложений встречаются довольно часто. Так, на левобережье р. Урал, в борту ручья Киргельды, близ пос. Крепшак, обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок темно-бурый, с корнями растений	0,3
2. Супесь светло-желтая	0,5
3. Суглинок светло-бурый, слоистый, участками со столбчатой отдельностью и прослоями погребенной почвы	2,7
4. Песок слабо глинистый, желто-бурый, с прослоями разнозернистых песков и галечников	0,65
5. Галечник с песчаным заполнителем. Обычный размер гальки 2—5 см, реже встречаются валуны до 15 см в поперечнике.	

В 3 км к югу от пос. Косистек, на правом берегу одноименной реки, отложения II надпойменной террасы имеют следующий разрез:

	Мощность, м
1. Суглинок темно-бурый, с корнями растений	0,5
2. Суглинок желто-бурый, плотный, со столбчатой отдельностью	0,8
3. Песок полимиктовый, мелкозернистый, серый	0,2
4. Суглинок темно-бурый, с погребенным почвенным горизонтом	0,4
5. Суглинок желто-бурый, плотный, известковый	0,35
6. Гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем. Галька размером 1—2 см в поперечнике, средней окатанности, состоит из кварцитов, серпентинитов, кварца и различных кремнистых пород	0,3

Из отложений II надпойменной террасы р. Косистек В. И. Елисеевым (1951 г.) обнаружен зуб *Mammuthus primigenius* (Blum.) (ранний тип), указывающий на формирование II террасы в среднечетвертичное (рисское) время.

В образце, отобранном В. И. Гохштейном из аллювия этой же террасы, обнаружены споры и пыльца *Picea*, Pinaceae, *Pinus*, Betulaceae, *Alnus*, *Ulmus*, *Ephedra*, Gramineae, *Compositae*, *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Dicotyledonae*, *Lonicera*, Caryophyllaceae, Superaceae, Turfuceae, Sparganiaceae, Plumbaginaceae, Malvaceae, *Bryales*, Polypodiaceae. Из них древесной пыльцы — 17%, травяной — 75% и спор — 8%. Приведенный комплекс спор и пыльцы, по заключению Э. В. Чалыхьян (Институт геологических наук АН КазССР), также указывает на среднечетвертичный возраст вмещающих отложений.

Отложения II надпойменной террасы р. Жаксыкаргала хорошо наблюдаются на левом обрывистом берегу, в 6 км северо-восточнее пос. Александровки. Разрез ее следующий:

	Мощность, м
1. Почвенный слой — темно-бурый суглинок с корнями растений	0,4
2. Суглинок желто-бурый, плотный, со столбчатой отдельностью, с включением сильно выветрелого мучнистого гипса	1,3
3. Глина светло-желтая, карбонатная, сильно песчанистая, внизу с включением редкой гальки кремнистых сланцев и кварца размером 0,5—2 см	1,8
4. Глина желтовато-серая, песчанистая, карбонатная, с включением щебня и мелкой слабо окатанной гальки кварца, с тонкими прослоями глины	0,6
5. Глина зеленовато-серая, плотная, песчанистая, бескарбонатная, с включением щебенки и мелкой гальки	0,4
6. Песок грубозернистый, желтовато-бурый, с прослоями темно-бурого железненного песка, с включениями по всей мощности галек и валунов. Гальки средней и хорошей окатанности. Размер их составляет 0,5—7 см; валуны достигают 15—20 см в поперечнике. Они представлены кварцем, кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, ультраосновными породами	1,9

Ниже залегают палеозойские глинистые сланцы.

Из аллювия II надпойменной террасы р. Жаксыкаргала (образцы В. И. Елисеева) А. И. Животовской обнаружены споры и пыльца: *Pinus*, *Pinus* (мелкая форма), *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Alismataceae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Potamogetonaceae*, *Labiatae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Convolvulaceae*, *Violaceae*, *Ericaceae*, *Musci*, *Fungi*, *Bryales*. Из них древесной пыльцы — 17,1%, кустарниковой — 4,8%, травяной — 57% и спор — 21,1%. Приведенный комплекс спор и пыльцы, по мнению А. И. Животовской, указывает на риский возраст вмещающих осадков. На среднечетвертичный возраст аллювиальных отложений II надпойменной террасы р. Урал и его притоков указывают К. В. Никифорова (1948), В. И. Елисеев (1950), А. Д. Наумов (1961) и др.

Ряд исследователей Южного Урала (Яхимович, 1965; Вербицкая, 1964) возраст аллювия II надпойменной террасы бассейна р. Урал считают более молодым — позднеплейстоценовым (вюрмским), а фауну, содержащуюся в нем, относят к верхнепалеолитическому комплексу (по В. И. Громову). Этот вывод для территории Орь-Илекского междуречья пока не находит подтверждения. К тому же отложения II надпойменной террасы речных систем Среднего Урала также фаунистически охарактеризованы и датируются как среднечетвертичные (Сигов, 1948а, б), а отложения I террасы с верхнепалеолитическим комплексом фауны — как позднечетвертичные. Последнее, как будет показано ниже, подтверждается для Орь-Илекского междуречья значительным количеством фауны и данными спорово-пыльцевого анализа.

Верхнечетвертичные отложения

Отложения позднечетвертичного возраста, слагающие I надпойменную террасу почти всех рек Орь-Илекского междуречья, относительно широко распространены. Они представлены темно-бурыми, темно-серыми и желтовато-серыми суглинками, супесями, песками, глинами и галечно-гравийным материалом. Часто благодаря чередованию прослоев песка, суглинков и супесей обрыв I надпойменной террасы приобретает характерный ступенчатый вид: суглинки образуют выступы, а пески и галечники — ниши. В суглинках часто наблюдаются светлые карбонатные пятна типа «белоглазки» и мергелистые стяжения — «журавчики».

Позднеплейстоценовый возраст отложений I надпойменной террасы доказывается находками остатков фауны и флоры. В глинах, слагающих I террасу р. Катынадыр, Е. Д. Тапаловым обнаружены раковины позднеплейстоценовых моллюсков *Galba palustris* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus* sp. (определения М. В. Бажановой).

В песчанистых глинах одноименной террасы р. Орь в 1,2 км ниже устья р. Миндыбай Е. Д. Тапаловым собраны костные остатки бобра *Castor fiber fossilis* L., а несколько южнее совхоза «Полевой» в основании берегового обрыва I надпойменной террасы р. Орь — остатки *Equus caballus fossilis* L. (определения Б. С. Кожамкуловой). В. И. Елисеев (1951 г.) указывает на находку зубов *Equus hemionus* Pall. (определение В. И. Громова) из отложений I надпойменной террасы (по В. И. Елисееву, III терраса) р. Косистек в 2 км ниже одноименного поселка*.

Из отложений I надпойменной террасы р. Урал Э. В. Чалыхьян определены следующие споры и пыльца: Pinaceae, *Pinus*, *Alnus*, Betulaceae, *Ephedra*, Gramineae, *Compositae*, Plumbaginaceae, *Salsola*, *Artemisia*, *Bryales*. Из них древесной пыльцы — 6%, травяной — 92% и спор — 2%. По мнению Э. В. Чалыхьян, данный спорово-пыльцевой комплекс и соотношение его групп позволяют отнести заключающие его осадки к позднечетвертичному времени. Мощность верхнечетвертичных отложений составляет 10—20 м.

Современные отложения

К современным отложениям относятся аллювий комплекса пойменных террас, русел рек и всех более или менее заметных временных водотоков, а также озерные отложения.

Аллювиальные современные отложения отличаются преимущественно серым цветом и представлены суглинками, супесями, разнозернистыми гравелистыми песками и галечниками самого разнообразного состава, формы и степени окатанности. Размер галек изменяется от 1 до 10 см, иногда встречаются мелкие валуны до 0,2—0,3 м в поперечнике. Мощность современных аллювиальных отложений достигает 6 м, а в долине Урала — 10 м.

Голоценовый возраст описанных отложений доказывается находками костных остатков: *Bos taurus* L., *Equus caballus* L., *Ovis aries* L., *Canis familiaris* L., *Saiga imberbis* Gmel., *Capra hircus* L. и др., а также неолитических орудий (определение А. Г. Медоева, Институт археологии и этнографии АН КазССР).

Озерные отложения не пользуются широким развитием. Они приурочены к немногочисленным озерным котловинам и отдельным блюдцеобразным озерно-солончаковым понижениям и образуют пляжи и низкие надпляжные террасы озер. Они представляют собой обогащенные гумусом отложения с фауной современных моллюсков. Для этих пород характерна темно-серая и серая, иногда желто-бурая окраска. Мощность их обычно не превышает 5 м, реже достигает 8 м. Нередко в отдельных пересыхающих озерных понижениях развиты плотные засоленные алевролитистые глины светло-серого и серого цвета. Сверху они прикрыты своеобразной мелкокристаллической соляной коркой — «пушонкой».

Проллювиальные отложения приурочены к прирусловым частям современных логов и мелких суходолов. Они представлены суглинками и супесями, в местах пересечения логами выходов коренных пород они обогащаются слабо окатанными гравием и галькой. По отношению

* В. И. Елисеев, принимая за I террасу в одном случае (1950) высокую пойму, а в другом (1951 г.) — низкую пойму, на территории Орь-Илекского междуречья насчитывает 6—7 террас, причем позднечетвертичная терраса в первом случае по счету является второй, а во втором — третьей.

к аллювию I надпойменной террасы отложения эти являются вложенными или наложенными, что определяет их современный возраст. Мощность их не более 4—6 м.

Нерасчлененные четвертичные отложения

Элювиальные образования связаны с процессами почвообразования и морозного выветривания. Залегают они на вершинах плосковерхих холмов и гряд и представляют собой суглинки и супеси, содержащие в большем или меньшем количестве щебень и дресву, а иногда и гальку в зависимости от состава материнских пород.

Мощность элювиальных образований колеблется от 0,1 до 1,5 м, редко достигает 2,5 м и зависит от длительности выветривания, геоморфологических условий и физических свойств исходных пород.

Элювиально-делювиальные образования. При картировании в одном разрезе часто наблюдается постепенный переход от делювия, залегающего в верхней части, к подстилающим элювиальным образованиям. Элювиально-делювиальные образования распространены на площади развития пологоувалистых денудационных (цокольной и пластовой) равнин, мелкопочного рельефа и платообразных возвышенностей, где они маломощным чехлом перекрывают породы палеозоя и мезо-кайнозоя. Литологический состав элювиально-делювиальных образований также зависит от характера субстрата. На складчатом фундаменте они представлены щебнем и дресвой с супесчаным или суглинистым заполнителем, на породах мезо-кайнозоя — уплотненными карбонатизированными суглинками и супесями с редкими включениями дресвы и щебня. Мощность этих образований меняется от 0,5 до 3 м, реже достигает 5 м.

Делювиально-пролювиальные отложения слагают шлейфы конусов выноса, пологие склоны хребтов и сопок, склоны и днища межгорных и межсочных понижений, речных долин, логов и озерных котловин. Литологический состав их определяется составом пород, слагающих водоразделы. Это — суглинки, супеси со щебнем и дресвой, глинистые пески с включением и линзами слабо окатанной гальки и гравия допалеозойских и палеозойских пород. В генетическом отношении они являются продуктами аккумуляции серии слабых водотоков (плоскостной снос). По мере удаления от склонов эти отложения становятся более глинистыми и постепенно переходят в типичные осадки аккумулятивных равнин. Песчано-глинистые отложения с включениями гальки и гравия, более близкие по типу к пролювиальным, слагают склоны и днища суходолов и лощин. Мощность описываемых отложений составляет 3—5, реже 8—12 м.

МУГОДЖАРЫ И ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

На территории Мугоджар и юго-западной части Тургайской равнины отложения четвертичного возраста распространены широко. Они представлены различными генетическими типами: элювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными, делювиально-пролювиальными, пролювиальными, аллювиальными, озерно-аллювиальными, золовыми и отложениями сорос, солончаков и такыров. Наиболее изученными из них являются аллювиальные отложения, сравнительно слабо — озерно-аллювиальные, озерные и пролювиальные отложения (Яншин, 1953; Кошелев, 1960; Тапалов, 1966).

Нижнечетвертичные отложения

Отложения раннечетвертичного возраста слагают III надпойменную террасу р. Иргиз и ее крупных притоков, а также соответствующую III террасе аккумулятивную поверхность — днище мертвых раннеплейстоценовых долин. Отложения эти с размывом залегают на породах складчатого фундамента, а часто — палеогена и неогена.

Аллювиальные отложения III надпойменной террасы представлены преимущественно разнозернистыми песками с прослоями и линзами гравия и галечников, песчанистыми глинами, супесями и суглинками. Последние обычно слагают верхнюю часть разреза и, по-видимому, являются полигенетическими — делювиально-пролювиально-аллювиальными отложениями. Отложения такого генезиса широко развиты в Мугоджарах и на Тургайской равнине и слагают днища широких древних долин, нередко погребенных под более молодыми аллювиальными отложениями.

Описываемые отложения широко распространены на широтном участке р. Иргиз, по правобережью р. Шетиргиз, а также встречаются в скважинах у зимовья Кодарсай (долина р. Иргиз) и юго-западнее зимовья Каражар (долина р. Шетиргиз).

Аллювиальные отложения III надпойменной террасы фаунистически не охарактеризованы, и раннечетвертичный возраст их устанавливается методом сопоставления с аллювиальными отложениями смежных районов (Кошелев, 1959; Костенко, 1963 и др.), а также по геоморфологическим признакам.

По П. Я. Кошелеву (1959), из аналогичных аллювиальных отложений на р. Убаган известны остракоды *Cytherissa cascusa* M and. и представители вида, близкого к *Candona kisilagadjica* Aslam, характерные, по мнению И. А. Хохловой, для бакинского горизонта Кавказа. Из этих же отложений по сборам К. П. Удриса были определены пресноводные моллюски раннечетвертичного возраста (по заключению Г. Г. Мартинсона).

Озерно(?)—аллювиальные нижнечетвертичные отложения известны в ограниченном числе пунктов. А. Д. Наумов (1961) отметил их в мертвых долинах между озерами Шалкар-Егакара и Айке, Жетыколь и Шалкар-Егакара. Исследованиями последних лет (Е. Д. Тапалов, Ш. З. Кауламбаев, Е. Г. Малышев и др., 1963—1964 гг.) аналогичная долина установлена также между озерами Айке и Шалкар-Карашатау. Отложения, выполняющие указанные долины, в основном представлены песчанистыми глинами и песками, содержащими в нижних горизонтах гравелисто-галечный материал, реже — супесями и суглинками. Из этих отложений Г. И. Кармишиной определены раннеплейстоценовые остракоды *Ilyocypris bella* (Schagar.), *Caspiciopsis subellipsoida* (Schagar.), *Limnocythere* sp. и единичные формы *Ilyocypris* ex gr. *bradyi* Sars (Наумов, 1961). Мощность нижнечетвертичных отложений колеблется от 5 до 40 м.

Отложения, синхронные вышеописанным, Е. Д. Тапаловым и др. установлены на левобережье р. Иргиз в мертвой долине южнее пос. Улгайсын, а также за пределами описываемой территории, в шурфах в районе оз. Мельдеколь. Отложения эти содержат следующий раннеплейстоценовый комплекс спор и пыльцы: *Polypodiaceae* — 2,9%, *Sphagnum* — 0,9%, *Pinus* — 74,9%, *Pinaceae* — 8,6%, *Piceae* — 2,9%, *Ephedra* — 0,9%, *Chenopodiaceae* — 5,7%, *Compositae* — 0,9%, трехлопастные формы — 1,9% (определения Э. В. Чалыхьян).

Среднечетвертичные отложения

Породы среднечетвертичного возраста пользуются широким распространением в пределах как Мугоджар, так и рассматриваемой части Тургайской равнины. К ним относятся отложения II надпойменной речной и II озерной террас.

Аллювиальные отложения развиты в долинах рек Иргиз, Шетиргиз, Каинды, Каульджур и их крупных притоков (Баксайс, Улыталдык, Узынкайракты, Карабутак, Сарлыбай и др.). В аллювии II террасы преобладают разнозернистые пески с прослоями и линзами гравия и галечников, супеси и суглинки занимают явно подчиненное положение и слагают обычно верхнюю часть разреза. В зонах и локальных участках новейших тектонических опусканий (Жиланский, Тогызский и Челкарский прогибы, Богеткольская, Карабутакская и другие локальные впадины) II надпойменная терраса сложена глинами, глинистыми песками и алевритами. Ближе к Мугоджарам и в Мугоджарах отложения II надпойменной террасы становятся более грубозернистыми. Здесь в их составе преобладают слабо окатанная галька и иногда валуны мугоджарских пород.

В отложениях II надпойменной террасы р. Сарлыбай Е. Д. Тапаловым (1966) обнаружены остатки *Saiga imberbis* Gmel. (определение Б. С. Кожамкуловой). Из II же надпойменной террасы, по-видимому, происходят остатки *Megaloceros giganteus ruffi* (Nehr), найденного П. П. Сушкиным. На основании приведенной фауны, а также геоморфологических условий залегания возраст отложений II надпойменной террасы определяется как среднечетвертичный. Мощность среднечетвертичных аллювиальных отложений изменяется от 3 до 20 м.

Озерные отложения слагают II террасу оз. Белькопа. Они представлены разнозернистыми песками с прослоями гравия и галечников, реже песчаных глин. Среднечетвертичный возраст отложений II озерной террасы принимается на том основании, что в них вложены фаунистически охарактеризованные позднечетвертичные отложения I озерной террасы.

Верхнечетвертичные отложения

Породы позднечетвертичного возраста на рассматриваемой территории пользуются наиболее широким распространением и представлены аллювиальными и озерными отложениями.

Аллювиальные отложения обнажены повсюду в уступах первых надпойменных террас р. Иргиз и ее притоков — Баксайс, Карабутак, Балаталдык, Улыталдык, Шолаккайракты, Шетиргиз и др. Отложения эти отличаются очень сложным литологическим составом. В долинах рек, протекающих в Мугоджарах, они обычно являются разнозернистыми песками и галечниками. На Тургайской равнине они представлены мелко- и среднезернистыми песками, супесями и суглинками, галечники имеют подчиненное значение. Эти различия часто наблюдаются в пределах долины одной и той же реки, когда долины расположены в разных геоморфологических районах.

Примером являются все правые притоки р. Иргиз, верховья которых расположены в Мугоджарах, а низовья — на Тургайской равнине.

В районе г. Кызылшоки из отложений I надпойменной террасы р. Сарлыбай известны раковины моллюсков *Bithynia lechi* Sherr., *Bithynia* sp., *Vallonia pulchella* Müll., *Radix* sp., *Gyraulus* sp. Эти отложения содержат костные остатки *Equus hemionus* Pall. (Тапалов, 1966).

На р. Иргиз в отложениях интересующей нас террасы Э. В. Чалыхьян установлен следующий позднеплейстоценовый комплекс спор и пыльцы: *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Tilia*, *Quercus*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Compositae*, *Sparganium*, *Polygonaceae*, *Monocotyledoneae*, *Umbelliferae*, *Plumbaginaceae*, *Sphagnum*.

Озерные отложения слагают I террасу озер Белькопа, Шалкар-Карашатау и др. Это преимущественно илестые глины, мелко- и среднезернистые пески с редкими включениями гравия и гальки.

Из отложений I террасы оз. Белькопа Е. Д. Тапаловым собраны, а М. В. Бажановой определены раковины моллюсков *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium* sp., *Hydrobia ventrosa* Mont, позволяющие вмещающие их отложения отнести к верхнечетвертичным.

Современные отложения

Современные (голоценовые) отложения описываемой территории весьма разнообразны по генезису и составу. К ним относятся аллювиальные отложения комплекса пойменных (низкой и высокой) террас и русел рек, пролювиальные отложения мелких логов и суходолов, озерные отложения пляжей и низкой надпляжной террасы, а также отложения соров, солончаков и такыров.

Наиболее древние голоценовые отложения слагают высокую пойменную и низкую надпляжную террасы. В зонах тектонических погружений они нередко формируют также верхние части I надпойменной и I озерной террас. В последнем случае голоценовые осадки хорошо выделяются характерным темно-серым и серовато-бурым цветом и нередко содержат прослой торфа или погребенный почвенный горизонт с комплексом спор и пыльцы и фауну голоценового возраста.

В горной части Мугоджар аллювий комплекса пойменных террас обычно представлен песчано-галечными и валунными образованиями, выше которых лежат серые, серовато-бурые гравелистые супеси. Русловые отложения преимущественно являются валунно-галечными образованиями. В верховьях рек обломки пород плохо окатаны, ниже по течению окатанность их улучшается, изменяется и гранулометрический состав: валуны отсутствуют, галька уменьшается в размерах, доминирующую роль играют разнозернистые пески, супеси и суглинки. Мощность осадков не превышает 4—8 м.

Пролувиальные отложения приурочены к прирусловым частям днищ современных логов и суходолов. Литологический состав их определяется составом размываемых коренных пород: при пересечении логам скальных пород они представлены гравелисто-галечными отложениями из плохо окатанных обломков, а в районах развития менее стойких рыхлых платформенных отложений — песками, супесями и суглинками с редкими включениями плохо окатанных галек и гравия. Мощность их колеблется от 1,5 до 8 м.

Озерные отложения слагают пляжи и низкие надпляжные террасы озер Белькопа, Шалкар-Карашатау и других, более мелких. Они представляют темно-серые илестые и песчаные глины, желтовато-серые и бурые глинистые пески с раковинами современных моллюсков. Мощность озерных отложений колеблется от 3 до 8 м.

Современные осадки сухих бессточных впадин, известные под названием отложений соров, солончаков и такыров, встречаются довольно часто на востоке и юго-востоке и несколько реже на юго-западе рассматриваемой территории. На дне сорово-солончаковых впадин залегают обычно соленые грязи различного состава (засоленные илы, глины и песчаные глины), включающие тонкие прослой солей.

Прослой соли в виде корки наблюдаются и сверху. Мощность отложений соров и солончаков достигает 10 м. Такыры обычно сложены светло-желтыми и палевыми глинами и суглинками. Мощность их не более 2—4 м.

Нерасчлененные четвертичные отложения

Нерасчлененные четвертичные отложения пользуются широким площадным распространением. В пределах Мугоджар и плоских водоразделов рассматриваемой части Тургайской равнины широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования, представленные щебнем, дресвой, супесями и суглинками. Мощность их не более 5 м, часто 1,5—2 м.

Делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения покрывают пологие склоны хребтов и сопок, склоны и днища межгорных и межсопочных понижений, а также склоны долин рек и логов. Литологический состав и мощность различны и зависят от условий их накопления и состава коренных пород. На склонах хребтов и сопок — это супеси и суглинки мощностью 2—3 м, с различным содержанием щебня и дресвы. В межгорных депрессиях и в присклоновой части долин рек делювиально-пролювиальные отложения представлены суглинками, песчанистыми глинами с незначительным содержанием дресвы и щебня. Мощность их колеблется от 2 до 10 м.

К нерасчлененным четвертичным отложениям относятся и эоловые пески, образующие крупные песчаные массивы (Теректыкум, Талдыкум и др.). Это — обычно бугристо-лунковые закрепленные или полужакрепленные пески с глубиной расчленения до 20 м. Пески обычно желтые, серовато-желтые, желтовато-бурые, от тонко- до грубозернистых, со средней или хорошей окатанностью зерен. Нередко в отдельных понижениях и котловинах, расположенных между песчаными буграми, наблюдаются скопления галечника. Состав песков в различных массивах разный, что зависит от генезиса и возраста исходных пород, подвергшихся развеванию. Исходными породами в основном явились отложения (пески) верхнего эоцена, континентального олигоцена, неогена и четвертичные аллювиальные отложения.

ЗАПАДНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ

Четвертичные отложения Западного Примугоджарья весьма разнообразны и пользуются повсеместным распространением, за исключением отдельных обрывов — чинков. Они представлены различными генетическими типами: аллювиальными, озерными, пролювиальными, делювиально-пролювиальными, элювиально-делювиальными и эоловыми. Наиболее изученными из них являются аллювиальные отложения (Аристархова и др., 1961, 1962; Тапалов, 1966), которые и использованы в качестве основы для стратиграфического расчленения.

Нижнечетвертичные отложения

Нижнечетвертичные отложения слагают III надпойменную террасу рек Эмбы и Темир.

В верховьях р. Темир III терраса размыва, и отложения ее сохранились лишь фрагментами в незначительных понижениях цоколя террасы. Мощность их не более 5 м. В низовьях р. Темир отложения этой террасы широко развиты и имеют мощность более 20 м. Обнажаются они в береговых обрывах р. Темир и ее притоков и представлены

разнозернистыми светло-желтыми преимущественно кварцевыми песками с включениями гравия и мелкой гальки. Местами в песках хорошо выражена косая слоистость, но на значительной площади отложения III террасы с поверхности переработаны эоловыми процессами. Здесь расположены крупные массивы эоловых песков: Аккум, Кокжиде и др.

На р. Эмбе III надпойменная терраса развита гораздо шире, чем на р. Темир, и в виде прерывистой полосы прослеживается, начиная от широты ст. Эмба по обе стороны реки к юго-западу (вниз по течению реки) далеко за пределы Западного Примугоджарья. Морфологически она выражена не всегда отчетливо: бровка террасы обычно размыта, а тыловой шов скрыт под плащом делювиально-пролювиальных склоновых отложений. Разрез ее наблюдается в нескольких пунктах севернее и южнее устья р. Темир, северо-западнее ст. Эмба (Тапалов, 1966), но больше известен по шурфам и скважинам.

Отложения III надпойменной террасы р. Эмбы представлены преимущественно разнозернистыми светло-серыми песками, с прослоями глин, перекрытыми светло-желтыми и светло-бурыми супесями и суглинками иногда с мергелистыми стяжениями. Мощность их изменяется от 5 до 30 м.

Южнее устья р. Темир из отложений III надпойменной террасы р. Эмбы Е. Г. Малышевым обнаружены костные остатки носорога из отряда *Rhinocerotidae*, указывающие на ранне-среднеплейстоценовый возраст вмещающих пород (заключение Б. С. Кожамкуловой).

На ранне-среднеплейстоценовый возраст отложений III надпойменной террасы рек Эмбы, Сагиз, Уил и других рек восточной части Прикаспийской впадины указывают Л. Б. Аристархова и др. (1961, 1962).

Отложения III надпойменной террасы лежат на фаунистически охарактеризованных верхнеплиоценовых отложениях или прислонены к последним, а на них в свою очередь наложены или вложены в них отложения II надпойменной террасы с фауной *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo*.

Принимая во внимание стратиграфическое и геоморфологическое положение описываемых отложений, представляется более вероятным датировать их как ранний плейстоцен. К тому же, как указывает Л. Б. Аристархова (см. очерк в настоящем томе), из аллювия III надпойменной террасы одного из притоков р. Сагиз и из отложений древних речных разливов южнее р. Эмбы известен комплекс спор и пыльцы, характерный для отложений низов четвертичной системы (не ниже верхов апшерона и не выше низов хазарского горизонта).

Среднечетвертичные отложения

Среднечетвертичные отложения широко развиты в долинах рек Эмбы и Темир, несколько меньше — в долинах рек Кумжарган и Атжаксы (притоки р. Эмбы). Они представлены внизу разнозернистыми светло-серыми, светло-желтыми песками с прослоями и линзами гравия и галечников в основании, а сверху — супесями и суглинками нередко со столбчатой отдельностью и включениями карбонатных новообразований типа «белоглазки» и «журавчиков». Мощность аллювия от 5 до 25 м, чаще 5—10 м.

На р. Темир II терраса морфологически хорошо выражена и известна под названием Бестамакской террасы (Проничева, 1958—

* Эта форма, приведенная в ранней работе Е. Д. Тапалова (1966) как *Mammuthus trogontherii*, впоследствии была уточнена. Здесь и в дальнейшем приводится уточненное название.

1961). Она прослеживается по обе стороны реки, прерываясь лишь местами, и сложена сверху суглинками и супесями, а внизу — мелко- и среднезернистыми песками, содержащими прослой и линзы крупнозернистого песка с включениями гравия и мелкой гальки.

На р. Эмбе II терраса хорошо сохранилась в ее верховьях. Здесь она развита в виде прерывистой полосы по обе стороны реки; нередко она обрывается к самому руслу. Южнее устья р. Темир описываемые отложения частично переветрены, и на поверхности террасы расположены довольно крупные массивы эоловых песков, слившихся с массивами таких же песков III надпойменной террасы.

Характерный разрез II надпойменной террасы наблюдается в левом береговом обрыве р. Эмбы у одноименной ж.-д. станции, южнее здания водокачки. Разрез имеет следующий вид:

	Мощность, м
1. Суглинок темно-каштановый, с корнями растений	0,3
2. Суглинок лёссовидный, светло-бурый, с редкими пятнами карбонатных новообразований, типа «белоглазки»	1,0
3. Супесь светло-желтая, с включениями гравия и линзами разнозернистого песка	0,6
4. Песок светло-желтый, косослойный, мелко- и среднезернистый, с мелкими линзами и маломощными прослоями гравия и гальки	1,4
5. Галечник серый, гравелистый, внизу с прослоями мелко- и среднезернистого глинистого песка, с костными остатками <i>Mammuthus trogontherii chosaricus Dubrovo</i> , характерного для среднего плейстоцена	2,8
6. Песок разнозернистый, светло-серый, участками желтовато-бурый, интенсивно ожелезненный. Вскрытая мощность	1,2

Аналогичный разрез наблюдается в береговых обрывах рек Кумжарган и Атжаксы.

Верхнечетвертичные отложения

Среди аллювиальных отложений Западного Примугоджарья наиболее широко распространены верхнечетвертичные. Они слагают I надпойменную террасу рек Эмбы, Темир, Кумжарган, Атжаксы и их притоков. Разрез их хорошо наблюдается в береговых обрывах и вскрыт шурфами.

Отложения I надпойменной террасы более разнообразны, чем II и III террас. Состав их определяется не только составом древнеаллювиальных отложений, но и характером пород, слагающих водораздельную поверхность. Они представлены разнозернистыми гравелистыми песками, галечниками, супесями, суглинками, глинами и их сочетаниями в виде линз и прослоев. В верхней части разреза нередко наблюдается слабо окатанная галька местных пород. Мощность аллювия составляет 5—10 м, реже достигает 20 м.

В аллювии I надпойменной террасы р. Эмбы у ст. Эмба обнаружен астрагал представителя подсемейства *Bovinae* (Тапалов, 1966). Кроме того, из I надпойменной террасы в устье р. Темир известны остатки *Castor fiber fossilis* *.

В 3 км ниже устья р. Ащисай в образцах, отобранных из I надпойменной террасы р. Эмбы, Э. В. Чалыхьян установлен позднечетвертичный комплекс спор и пыльцы. Для этого комплекса характерно абсолютное преобладание пыльцы травянистых растений (89—99%) над пыльцой древесных (1—11%). В составе травянистых растений преобладает пыльца *Ephedra* (3%), *Gramineae* (0,5—3%), *Chenopodiaceae* (33—34%), *Compositae* (5—14%), *Artemisia* (3—4%), трехпластовые формы (10,37%), *Superaceae* (0,5—1,5%), *Polygonaceae* (1,5%),

* Устное сообщение Б. С. Кожамкуловой.

Labiatae (0,5%), *Caryophyllaceae* (2,5%), *Umbelliferae* (0,5%). Пыльца древесных представлена единичными зернами *Pinaceae*, *Pinus*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Tilia*, *Ulmus*.

Таким образом, отложения I надпойменной террасы р. Эмбы, во всяком случае в ее верховьях, являются синхронными отложениям хвалынской трансгрессии Каспия. Это, по-видимому, имеет место в отношении других рек Подуральского плато.

Современные отложения

Современные отложения находятся еще в стадии формирования, поэтому разрез их почти всегда отличается неполнотой, преимущественно серым или темно-серым цветом пород, крайне разнообразным литологическим составом, встречаются илы и пылеватые суглинки, а также галечники из плохо окатанной гальки местных пород. Отложения эти весьма разнообразны и по генезису. На территории Западного Примугоджарья они представлены аллювиальными, озерными и пролювиальными отложениями.

Аллювиальные отложения слагают комплекс пойменных (низкой и высокой) террас и русел рек бассейна р. Эмбы, залегают они обычно на более древних аллювиальных четвертичных отложениях, реже на отложениях неогена. В основании разреза, как правило, залегают русловые песчано-гравийно-галечные накопления из обломков песчаников и карбонатных пород мезо-кайнозоя и скальных мугоджарских пород; выше они постепенно переходят в грязно-серые гумусированные разнотернистые пески, наконец, в темно-бурые супеси и суглинки. Суммарная мощность их составляет 2—6 м, реже 10 м.

Самыми молодыми из аллювиальных отложений описываемой территории являются русловые галечники и пески речных кос и островков, которые продолжают формироваться и в настоящее время.

Озерные отложения не пользуются широким распространением и приурочены к немногочисленным современным озерам Кандыколь, Каиршақтыколь, Батпакколь и др., а также мелким блюдцеобразным западинам типа «бидаиков». Они образуют пляжи и низкие надпляжные террасы озер, слагают днища «бидаиков» и представляют собой обогащенные органическими остатками мелко- и среднетернистые глинистые пески, илы и глины с фауной современных моллюсков. Мощность их достигает 10 м.

Пролувиальные отложения слагают русла многочисленных логов, лощин и ручьев. Они представлены суглинками, супесями, гравелисто-галечными образованиями, часто с включениями плохо окатанной гальки и щебня. Мощность пролювиальных отложений не более 8 м, чаще 2—3 м. Отложения эти охарактеризованы комплексом спор и пыльцы современного возраста.

Нерасчлененные четвертичные отложения

Нерасчлененные четвертичные отложения представлены элювиально-делювиальными и делювиально-пролювиальными разностями.

Среди четвертичной системы Западного Примугоджарья элювиально-делювиальные образования наиболее широко распространены. Они покрывают почти сплошным чехлом водораздельную поверхность в бассейне верховьев р. Эмбы и поверхности пологих склонов отдельных останцов. Образования представлены суглинками и супесями с редкими включениями гальки, щебня и дресвы песчаников и карбо-

натных пород. Мощность элювиально-делювиальных отложений достигает 5 м, чаще она равна 1,5—2,5 м.

Делювиально-пролювиальные отложения приурочены к склонам речных долин и суходолов. Они отличаются от аллювия слабой окатанностью и плохой отсортированностью материала. Представлены они в основном суглинками и супесями с включениями гравия и слабо окатанной гальки, реже дресвы и щебня. Мощность их колеблется в пределах от 5 до 10 м, реже достигает 15 м. Комплекс спор и пыльцы, выделенный из этих отложений Э. В. Чалыхьян, указывает на четвертичный возраст пород.

ЮЖНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ И СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Описанию и проблемам происхождения четвертичных отложений Примугоджарья и Северного Приаралья посвящено значительное количество работ. Наибольшее их число написано по вопросу о происхождении песчаных массивов этого района (Берг, 1907; Дубянский, 1909, 1930; Неуструев, 1912; Емельянов, 1916; Крашенинников, 1925; Останин, 1932; Вялов, 1935; Гаель, 1934, 1951; Герасимов, 1937; Принц, 1940; Петрушевский, 1941; Гаель и др., 1951; Назаренко, 1950; Федорович, 1950, 1950а; Яншин, 1953 и др.). В ряде работ (Федорович, 1946; Назаренко, 1950 и др.) освещен вопрос о генезисе и осадках бессточных впадин. Об осадках трансгрессии древнего Арала писали Л. С. Берг (1908), А. Л. Яншин (1953), В. И. Лымарев (1958). О речных террасах рек Эмбы, Темир и Шаган сообщали И. П. Герасимов (1928, 1930), А. Л. Яншин (1940), А. К. Бувалкин (1944). Проблема возраста террас р. Сырдарья посвящены работы Н. Ф. Федина (1951) и Н. Н. Костенко (1954). Описание всех типов четвертичных образований Туранской низменности привел И. П. Герасимов (1937). Ряд основных вопросов стратиграфии четвертичных отложений и новейшей геологической истории Северного Приаралья рассмотрел А. Л. Яншин (1953).

Четвертичные отложения Примугоджарья и Северного Приаралья представлены морскими осадками Аральского моря и главным образом континентальными образованиями следующих основных генетических типов: эоловыми, аллювиальными, пролювиально-делювиальными, сорowymi и такырными.

Морские отложения

Морские отложения представлены осадками Аральского моря, развитыми преимущественно по его низменному восточному берегу. В пределы Казахской ССР входят северная и северо-восточная части Аральского моря.

До недавнего времени на берегах Аральского моря были известны лишь отложения современного отдела, обычно именовавшиеся как «арало-каспийские» (слой с *Cardium edule* L.). А. Л. Яншин (1953) в связи с тем, что в четвертичное время Аральское море не соединялось с Каспийским, отметил неверность такого термина и назвал эти отложения «древнеаральскими». Последнее название тоже не совсем удачно, так как речь идет об отложениях современного отдела. Кроме того, в последнее время в результате геологосъемочных работ М. И. Епифановым (Союзная геологопоисковая контора) и В. Н. Кравчук (Всесоюзный аэрогеологический трест) на западном берегу Аральского моря обнаружены осадки более древнего, по-видимому раннеголоценового или даже позднелейстоценового, уровня Аральского моря (Кирюхин, Кравчук и Федоров, 1966).

Эти древние осадки, представленные кварцевыми и карбонатно-оолитовыми мелко- и среднезернистыми песками, образуют террасу, залегающую на абсолютных отметках 72—73 м. Нередко в основании описываемых отложений наблюдается пласт конгломератов из известняковых галек до 1,5 м мощностью. В песках и конгломератах имеются довольно многочисленные раковины *Cardium edule* L. (определения П. В. Федорова), находящиеся здесь в коренном залегании. Судить о возрасте этих отложений крайне трудно. Следует отметить, что они не могут рассматриваться как отложения современной террасы, поднятые в результате тектонических движений, так как есть участки, на которых развиты обе террасы. Кроме того, как показывают данные геологической съемки, в этом случае их дислоцированность была бы большей, чем дислоцированность миоценовых отложений в тех же районах.

В. Н. Кравчук и С. М. Богородский на основании общих палеогеографических данных и, в частности, опираясь на сопоставление с примерно одновысотными уровнями апшеронских осадков Сарыкамыша высказали предположение о позднплиоценовом возрасте рассматриваемых отложений. М. И. Елифанов датировал их временем от позднего плиоцена до раннечетвертичного. Сейчас во всяком случае можно твердо говорить лишь о наличии на берегах Аральского моря отложений с *Cardium edule* L., слагающих 20-метровую (над уровнем Аральского моря) террасу, несомненно более древнюю, чем известные ранее отложения низкой террасы. Для этих более древних отложений было бы логично сохранить термин «древнеаральские», а отложения современного отдела, слагающие низкую террасу, по аналогии с новокаспийской террасой Каспийского моря именовать «новоаральскими». Мощность древнеаральских осадков достигает 5 м.

Современные отложения (новоаральской террасы) представлены осадками низкой морской террасы Аральского моря. Наиболее подробно они описаны Л. С. Бергом (1908). Эти отложения прослежены А. Л. Яншиным (1953) и позже В. И. Лымаревым (1958) на абсолютных отметках плюс 52—64 м. Разновысотное их залегание, вероятно, является результатом современного развития тектонических структур района, в связи с чем на антиклиналях их уровень оказался выше, чем в синклиналиях.

Новоаральская терраса довольно широко распространена по северному побережью Аральского моря, достигая наибольшей ширины (более чем 1 км) в вогнутых участках побережья. Она сложена песками серо-желтыми, серыми, иногда светло-красными, кварцевыми, средне- и крупнозернистыми, иногда с прослоями гравия, с карбонатными оолитами, часто с зернами сидерита и глинами зеленовато-желтыми, зеленовато-серыми и зелеными, нередко песчанистыми. В ряде мест наблюдаются одновозрастные береговые валы, как правило, сложенные более грубым галечниковым материалом. В отложениях террасы содержатся раковины ныне живущего моллюска *Cardium edule* L. А. Л. Яншин (1953), основываясь на находках остатков керамики и каменных орудий кельтаминарской культуры на берегах бывших заливов, датирует время формирования этой террасы III тысячелетием до нашей эры. Мощность современных отложений с *Cardium edule* L. не превышает 5—6 м.

Континентальные отложения

Золотые пески пользуются наибольшим распространением среди континентальных четвертичных отложений района. Они образуют крупные песчаные массивы (Приаральские Каракумы, Большие Барсуки,

Малые Барсуки), а также много более мелких массивчиков (Кошка-рата и Кыздарчеккан к северу от чинков Устюрта, пески Конту возле одноименной станции и др.). Это обычно бугристые или лунковые пески с глубиной расчленения до 20 м.

Состав песков в различных массивах довольно разнообразен, что объясняется различием генезиса и возраста материнских отложений, подвергавшихся развеванию. Пески обычно желтые, серовато-желтые и серые от тонко- до крупнозернистых. Окатанность зерен большей частью средняя. Многие из них корродированы. Содержание кварца в золотых песках изменяется от 60 до 98%, полевых шпатов (преимущественно калиевых) — от 0,5 до 15%. Остальные минералы, в значительном количестве содержащиеся в золотых песках Северного Приаралья, А. Г. Гаель (Гаель и др., 1951) разделяет на три группы: выветрелые неопределимые минералы; рудные минералы, главным образом бурые окислы железа и ильменит; прозрачные минералы — дистен, турмалин, ставролит, эпидот. Очень редко встречаются хлорит, кальцит, гранат, рутил, глауконит, роговая обманка, титанит.

По вопросу о происхождении исходного песчаного материала, подвергшегося перевеванию, имеется несколько точек зрения. Большинство исследователей прошлого века ошибочно полагало, что это осадки Арало-Каспийского морского бассейна. Очень распространена «аллювиальная» гипотеза песков Северного Приаралья, выдвинутая С. С. Неуструевым (1912) и впоследствии несколько модернизированная и развитая другими исследователями. Согласно этой гипотезе, упоминавшиеся выше песчаные массивы представляют собой развеванный аллювий подпруженных ледником западносибирских рек, стекавших через Тургайскую равнину и Приаралье в Каспийское море.

Другая точка зрения — о перевевании разновозрастных комплексов коренных отложений Приаралья, впервые высказанная Н. П. Барбот де Марни (1875) и поддержанная рядом других исследователей — получила дробное обоснование в работах Р. Н. Принца (1940), Б. А. Петрушевского (1941), Б. А. Федоровича (1950, 1950а) и А. Л. Яншина (1953). Этими исследователями установлено происхождение различных песчаных массивов периферии Мугоджар. Наиболее крупные массивы разнородны и образованы в результате перевевания отложений различного возраста и генезиса. Приаральские Каракумы, например, сформировались в результате перевевания меловых отложений, песков саксаульской свиты (верхний эоцен), древнего аллювия р. Тургай и современных морских осадков Аральского моря с *Cardium edule* L. Как указал А. Л. Яншин (1953), неправильность очертаний этого массива объясняется тем, что он по существу представляет собой не один сплошной массив, а скопление песчаных массивов различной величины и формы, разделенных участками развития коренных пород и суглинистого аллювия. Не менее сложно строение массива Большие Барсуки. Он образован перевеванными песками из отложений саксаульской свиты верхнего эоцена, чаграйской свиты верхнего олигоцена, аральской свиты нижнего миоцена и современных песков с раковинами *Cardium edule* L. Пески Малые Барсуки сформированы главным образом за счет перевевания отложений саксаульской свиты. Мелкие массивы перевеванных песков периферии Мугоджар также, как правило, имеют какой-либо источник песчаного материала. Это в большинстве случаев песчаные отложения саксаульской и чаграйской свит, реже древнеаллювиальные пески.

О возрасте золотых массивов, т. е. о времени перевевания песчаных толщ коренных отложений, данных очень мало. Обычно этот этап геологической истории относят ко всему четвертичному периоду.

Б. А. Петрушевский (1941) предположил, что основное перевеивание и образование главных массивов эоловых песков происходило в первый аридный цикл начала четвертичного периода. Это заключение основано на том факте, что молодые и наиболее рыхлые аллювиальные образования, слагающие, например, первую и вторую террасы рек Приаралья, остались непереиванными, в то время как были развеиваны более древние уплотненные меловые и палеогеновые пески. Выводу Б. А. Петрушевского как будто противоречит наличие современных барханов и указание А. Л. Яншина на переиванность аральских песков с *Cardium edule* L. Однако последний факт, по-видимому, можно объяснить специфическими процессами дюнообразования в прибрежной зоне Аральского моря. Образование же на равнине современных барханных массивов, как правило встречающихся лишь в районе колодцев, связано с деятельностью человека.

Средняя мощность переиванных песков периферии Мугоджар не превышает, по-видимому, 30 м. Так, по данным А. Л. Яншина (1953), средняя мощность песков в пределах большей части массива Большие Барсуки составляет 25—30 м, а Малых Барсуков — 15—20 м.

Аллювиальные отложения развиты в долинах, протоках, староречьях и дельтах рек Сырдарьи, Тургай, Шаган, Эмбы, Иргиз и др. Аллювием выполнены также многие бессточные котловины. Наиболее детально изучены аллювиальные отложения р. Шаган (Герасимов, 1928, 1930; Яншин, 1940) и пользующиеся самым большим распространением отложения р. Сырдарьи (Федин, 1951; Костенко, 1954), террасы которой легко сопоставляются с террасами других более мелких рек района. Исходя из этого, приводим краткую характеристику аллювиальных осадков р. Сырдарьи, слагающих три надпойменные террасы и пойму реки.

Третья надпойменная терраса, известная в долине р. Сырдарьи под названием «кызылкумской», сложена обычно галечниками, разнозернистыми песками, супесями и глинами, залегающими на размытой поверхности отложений неогена и палеогена. В кызылкумской террасе гравийный и галечниковый материал отсутствует. Остатки пресноводных моллюсков (*Anodonta* sp., *Unio* sp., *Limnea* sp.), характерные для всего четвертичного периода, обнаружены только в долине р. Сырдарьи. Возможно, из отложений III террасы вымыт зуб горболобого носорога *Elasmotherium sibiricum*, характерного для раннечетвертичного времени, найденный учителем С. Бокановым (определен Б. С. Кожамкуловой). Таким образом, надежных данных, позволяющих четко установить возраст этой террасы, не имеется, в связи с чем одни исследователи считают ее раннечетвертичной (полагая среднечетвертичной II террасу), а другие — ранне-среднечетвертичной. Мощность террасовых отложений от 5 до 40 м.

Отложения второй террасы, обычно называемой такырной, чрезвычайно широко распространены и помимо долин прослеживаются по берегам оз. Белькопа. Они представлены разнозернистыми песками, галечником, гравием, суглинками, алевритами. В такырной террасе Сырдарьи наибольшую роль играют пески и алевриты, в которых встречаются в большом количестве раковины пресноводных четвертичных моллюсков *Planorbis* sp., *Radix* sp. (определения П. В. Федорова). В отложениях II террасы р. Сарлыбай Е. Д. Тапаловым обнаружены остатки *Saiga imberbis* St m e l., и в долине р. Эмбы — *Mammuthus trogontherii* (P o h l.), которые датируются Б. С. Кожамкуловой интервалом от среднего до позднего плейстоцена. Н. Н. Костенко (1963), затем Е. Д. Тапалов (1966) и некоторые другие исследователи на основании геоморфологических взаимоотношений считают возможным датировать

указанные отложения как среднечетвертичные. Другие авторы (Вербицкая, 1960; Яншин, 1953; Яхимович, 1965 и др.), а также геологи-съемщики Всесоюзного аэрогеологического треста принимают позднечетвертичный возраст такырной террасы. Н. Ф. Федин (1951), использовавший лишь археологические данные без надлежащего учета геоморфологических особенностей, как показал Н. Н. Костенко (1954), исчислял возраст такырной террасы в 1500—1900 лет. Мощность отложений II террасы обычно не превышает 15 м.

Первая терраса (в долине р. Сырдарьи «тугайная») также широко развита в Северном Приаралье. Она сложена песками и галечниками, а в долине Сырдарьи — мелкозернистыми песками, пылеватыми суглинками и алевролитами. В отложениях этой террасы в долине р. Эмбы Е. Д. Тапаловым обнаружен астрагал подсемейства *Vovinae*, свидетельствующий, по мнению определившей его Б. С. Кожамкуловой, о среднепозднеплейстоценовом возрасте вмещающих отложений. Е. Д. Тапалов на основании геоморфологических данных ограничивает их возраст поздним плейстоценом. Мощность указанных отложений колеблется от 3 до 15 м.

Пойма встречается небольшими участками в меандрах, быстро размывается рекой и столь же быстро наращивается. Ширина ее колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров и почти никогда не превышает 1 км. Она сложена слоистыми тонкозернистыми пылеватыми песками и суглинками, в мокром состоянии приобретающими характер пльвунов (Боровский и Погребинский, 1958). Мощность пойменных отложений не более 4—5 м.

Вдоль берега реки и ее протоков тянутся прирусловые валы до 2—4 м высотой, сложенные пылеватыми суглинками и глинами с мелкозернистыми пылеватыми песками в основании. Русловый аллювий представлен мелкозернистыми, часто пылеватыми песками.

Отложения соров и такыров. Под этим наименованием А. Л. Яншин (1949) выделял современные осадки пересыхающих летом бессточных водоемов, довольно часто встречающихся на периферии Мугоджар. В зависимости от соотношения сноса в такие водоемы обломочного и растворенного материала А. Л. Яншин разделил их на такыры, соры и соленые озера. Такыры сложены обычно светло-коричневыми и палевыми алевролитистыми глинами. Особенно широко распространены соры, или соленые грязи. Настоящие соленые озера с мощным слоем поваренной соли у поверхности развиты в Челкарском прогибе (Коргантуз, Кишкенетуз и др.).

Пролувиальные и делювиальные отложения часто бывает невозможно отделить друг от друга, так как они образуют единый шлейф у подножия изрезанных оврагами склонов останцовых возвышенностей. Обычно непосредственно у склонов останцов шлейф сложен глинистыми, нередко перевеваемыми песками с редкой примесью мелкой щебенки. По мере удаления от склонов пески становятся все более и более глинистыми и постепенно сменяются тяжелыми плотными бесструктурными глинами почти без примеси песка. Типичный пролювий представляют собой выносы из сухих балок, прорезанных временными водотоками, широко развитых на территории Примугоджарья и Северного Приаралья. Это — глинистые отложения, на которых, как отмечал А. Л. Яншин (1940), образуются обширные такыры. Образование делювиальных шлейфов И. П. Герасимов (1937) отнес ко второй, выделяемой им в четвертичной истории Турана, плювиальной эпохе. Мощность пролювиальных и делювиальных отложений, по-видимому, не превышает 10—15 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Морские отложения

Среди отложений четвертичной (антропогенной) системы в Прикаспийской впадине наиболее широким распространением пользуются морские (солонатоводные) каспийские осадки, в составе которых могут быть выделены четыре горизонта: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский*.

Бакинский горизонт

Отложения бакинского горизонта обнажаются в ограниченном числе пунктов. М. М. Жуков (1945) отметил их на горе Сасай (южный берег оз. Шалкар), в окрестностях оз. Индер, на р. Урал у пос. Индерборского, у с. Калмыково, на восточном берегу оз. Баскунчак, к северу от Северного чинка Устюрта, в районе Мунайлы, а также в скважинах по линии железной дороги Гурьев — Кандагач, в районе Алтынбайарала и по трассе нефтепровода у промысла Макат.

Новейшие данные подтверждают, что в большинстве пунктов, указанных М. М. Жуковым, развиты бакинские отложения, но в ряде случаев мы имеем дело с осадками нижнехазарского подгоризонта. Так, на горе Сасай, где М. М. Жуков отметил россыпи галечников, состоящих из пород уральского происхождения, развиты, вероятнее всего, нижнехазарские отложения, так как встречающиеся там позднебакинские раковины окатаны и находятся явно во вторичном залегании. В то же время несомненным является наличие в этом районе бакинских отложений, из которых были вымыты такие типичные формы, как *Didacna rudis* Na l. По-видимому, нижнехазарское море размыло и перекрыло своими осадками верхнебакинские слои, некогда покрывавшие поверхность горы Сасай.

В районе, расположенном севернее чинка Устюрта и севернее долины р. Эмбы, согласно недавно проведенным работам сотрудниками Всесоюзного аэрогеологического треста присутствуют не собственно бакинские, а скорее нижнехазарские отложения, из которых П. В. Федоров определил *Didacna eulachia* Bog. (Fed.) и формы, близкие к *D. nalivkini* W a s s. вместе с окатанными *D. rudis* Na l.

Наконец, отложения, развитые в основании берегового обрыва р. Урал у с. Калмыково, также являются более молодыми, чем бакинские, и отвечают низам хазарского горизонта.

Исследования последних лет, которые сопровождалась буровыми работами, расширили наши знания о распространении бакинских отложений. Их наличие было установлено в ряде скважин на обширной территории междуречья Урала и Волги. Восточнее долины р. Урал в основании четвертичной толщи вскрыты отложения, которые в большинстве случаев лишь условно могут быть отнесены к бакинскому ярусу. Тем не менее наличие бакинских отложений в восточной части Северного Прикаспия не подлежит никакому сомнению. Об этом свидетельствует присутствие типичной бакинской фауны в первичном залегании на п-ове Бузачи и переотложенной — в районе севернее Северного чинка Устюрта, севернее долины р. Эмбы и на горе Сасай.

За пределами рассматриваемой области бакинские отложения, содержащие типичную фауну, известны ниже Волгограда по правому

* Согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета, ярусы стратиграфической шкалы четвертичных отложений Каспийского моря принято именовать горизонтами.

берегу Волги, у сел Черный Яр и Никольского, а также вскрыты рядом скважин в долине Волги ниже Волгограда и западнее Волги.

Таким образом, можно говорить о весьма широком, а возможно и повсеместном, распространении отложений бакинского яруса в пределах всей Прикаспийской низменности.

На западной окраине Северного Прикаспия, в Терско-Кумском междуречье, между бакинскими и апшеронскими отложениями залегает континентальная толща наземных и пресноводных осадков, по стратиграфическому положению и фациальному характеру аналогичная тюркянской толще Азербайджана (Федоров, 1957). Последняя в настоящее время на основании микрофауны рассматривается как основание бакинского яруса. Подобного рода отложения в Прикаспийской впадине достоверно не установлены и обнаружение их является задачей последующих работ. Имеющиеся материалы подтверждают длительный перерыв в осадконакоплении между апшеронскими и бакинскими отложениями.

Бакинские отложения представлены главным образом прибрежными песчано-глинистыми, реже песчано-галечниковыми и ракушечниковыми осадками. Их сравнительно малая изученность еще не дает основания для повсеместного выделения в их составе нижнебакинских и верхнебакинских отложений (аналогично другим берегам Каспия). Однако на ряде участков имеется возможность выделять два подгоризонта бакинского горизонта.

Нижнебакинские отложения выходят на дневную поверхность уже за пределами Западного Казахстана. В основании берегового обрыва правого берега Волги у с. Черный Яр они представлены слоистыми песчанистыми глинами серых тонов с типичной фауной *Didacna parvula* Nal., реже *D. catillus* Eichw. видимой мощностью 3—6 м. Выходы бакинских слоев в этом месте определяются наличием соляного купола, рост которого продолжался в новейшее время. Об этом свидетельствует дислоцированность не только нижнебакинских глин, но и вышележащей нижнехазарской (сингильской) толщи.

Такого же характера нижнебакинские отложения с аналогичной фауной залегают в основании обрыва Волги у с. Никольского. Они вскрыты скважинами и ниже по течению у с. Копановки на глубине 50—52 м. Мощность бакинских отложений в восточной части Прикаспийской низменности достигает нескольких десятков метров и редко превосходит 50 м. (Горецкий, 1966) *.

Нижнебакинские отложения известны также на п-ове Бузачи, где они представлены глинистыми песками с *Didacna parvula* Nal. и др.

В последние годы нижнебакинские глины вскрыты скважинами в южной части междуречья Урала и Волги, тяготеющей к низовьям р. Урал. Соглашаясь с М. М. Жуковым (1945), можно считать, что в первой половине бакинского века имела место ингрессия моря в наиболее пониженные части рельефа — древние долины Волги и Урала, а также в депрессии, занятые сейчас Камыш-Самарскими размывами и солончаками Хаки. Поэтому нижнебакинские осадки выполняют понижения добакинского рельефа, имеющие эрозионное, денудационное или тектоническое происхождение.

Более широко распространены верхнебакинские отложения. Они обнажены на восточном берегу оз. Баскунчак, на п-ове Бузачи, по р. Урал у пос. Индерборского, на восточном берегу оз. Индер. Верхнебакинские осадки развиты также к северу от долины р. Эмбы на повышенных участках, тяготеющих к юго-западному склону Мугуджар, где они, вероятно, повсюду перекрыты нижнехазарскими отложениями.

* Г. И. Горецкий. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. «Наука», 1966.

На восточном берегу оз. Баскунчак, судя по описаниям П. А. Православлева (1939), присутствуют не только верхнебакинские, но и нижнебакинские осадки. В списках фауны, им приведенных, отмечены такие верхнебакинские формы, как *Didacna rudis* Nal. Это позволяет считать, что на нижнебакинские слои с фауной, близкой к *Didacna parvula* Nal., здесь налегают верхнебакинские породы. Верхнебакинские отложения развиты также и на северо-западном берегу озера, где типичная верхнебакинская фауна в переотложенном виде присутствует в хазарской толще.

На левом берегу р. Урал у пос. Индерборского в окрестностях оз. Индер бакинские отложения представлены галечниками, песками и ракушей, среди которой М. М. Жуков (1945) отметил не только типичные верхнебакинские *Didacna rudis* Nal. и близкие ей формы, но и *Didacna*, относящиеся к группам *D. crassa* Eichw. и *D. trigonoides* Pall. Богатство комплекса фауны связано, по-видимому, с какими-то местными условиями обитания (аналогично, например, Челекену, где также наблюдается пышное развитие бакинской и нижнехазарской фауны). При этом формы из группы *Didacna crassa* Nal. non Eichw. и *D. trigonoides* Pall. вместе с переотложенными верхнебакинскими *D. rudis* Nal. характеризуют более молодые отложения, возможно основание хазарского горизонта. Однако для решения вопроса об истинном возрасте ракушечников Индера необходимы дополнительные исследования и поэтому пока, соглашаясь с М. М. Жуковым, мы рассматриваем их условно в составе бакинского горизонта.

В устье балки Аксай (Белая Ростошь) на западном берегу оз. Индер прослеживаются указанные галечники и ракушечники мощностью до нескольких метров. Они залегают на размытой поверхности дислоцированных акчагыльских и апшеронских (?) отложений. Этот же пласт галечников и ракуши развит и в основании берегового обрыва западного берега оз. Индер. В составе фауны здесь также имеются типичные верхнебакинские формы *Didacna rudis* Nal. и более молодые представители *D. ex gr. crassa* Nal. non Eichw. и *D. ex gr. trigonoides* Pall.

Бакинские отложения, развитые по левому берегу р. Урал у пос. Индерборского, также представлены галечниками и песками с ракушей, среди которой преобладают типичные бакинские раковины. Они достигают мощности 2 м и наклонены на юг под углом около 15°. Дислоцированность бакинских отложений, но более слабая, наблюдается и на берегах оз. Индер.

Переотложенная бакинская фауна, представленная *Didacna rudis* Nal., *D. catillus* Eichw., *D. parvula* Nal., *Dreissena ponto-caspica* Andrus., отмечена М. М. Жуковым (1945) в хазарских отложениях, обнаженных на правом берегу р. Урал у пос. Мергенево.

На повышенных равнинных пространствах, расположенных к северу (и частично к югу) от долины р. Эмбы, на абсолютных высотах 80—100 м развиты глинисто-песчаные, песчаные и галечниковые отложения с ракушей, среди которой хотя и встречается верхнебакинская фауна *Didacna rudis* Nal., *D. rudis* var. *catillus* — *rudis* Nal., *D. rudis* var. *vulgaris* Nal., но она, как правило, окатана и несомненно переотложена. Напротив, находимые совместно с ней раковины *Didacna ex gr. naliivkini* Wass., *D. ex gr. delenda* Bog., *D. aff. enlachia* Bog (Fed) находятся в первичном залегании. Такое смещение фауны является результатом перекрытия верхнебакинских отложений осадками последующего нижнехазарского бассейна.

Тем не менее очевидно наличие бакинских отложений на обширной площади к северу и югу от долины р. Эмбы. Трудно говорить о том,

езде ли бакинские отложения перекрыты осадками более молодых трансгрессий. Этот вопрос для Прикаспийской впадины еще не решен.

Согласно последним данным экспедиции № 10 Всесоюзного аэро-геологического треста, западнее низовьев р. Урал, в районе купола Новобогатинск, скважинами пройдены верхнебакинские песчаные отложения с *Didacna rudis* Nal. и др. и подстилающие их нижнебакинские, преимущественно глинистые осадки с *Didacna parvula* Nal., *D. catullus* Eichw.

Таким образом, отложения бакинского горизонта развиты почти повсеместно на площади Прикаспийской низменности. Более широкое распространение верхнебакинских осадков по сравнению с нижнебакинскими дает основание вслед за М. М. Жуковым (1945) считать, что наибольшее развитие бакинская трансгрессия имела во второй половине века.

Хазарский горизонт

Отложения хазарского горизонта широко распространены в пределах Прикаспийской низменности. Пестрота фаций и еще малая изученность фауны моллюсков затрудняет определение нижней границы хазарского горизонта и расчленение его на подгорizontы. Основываясь на материалах по Нижнему Поволжью, а также Западной Туркмении и кавказскому побережью Каспийского моря, в составе хазарских отложений могут быть выделены нижнехазарский (или гюргянский) и верхнехазарский подгорizontы.

Нижнехазарские отложения в естественных обнажениях можно наблюдать на западном берегу оз. Баскунчак, на берегах оз. Индер (где они перекрывают бакинские ракушечники), по рекам Урал, Большой Узень, Ащиозек, а также на Южной Эмбе. За пределами Западного Казахстана нижнехазарские осадки, содержащие богатую фауну моллюсков, обнажаются в основании обрыва правого берега Волги у сел Копановки и Никольского. Известны они также к югу от Прикаспийской впадины на п-ве Бузачи.

Отложения хазарского яруса установлены бурением на обширной площади междуречья Урала и Волги и в Зауральской восточной части Прикаспийской низменности. Однако не всегда удовлетворительная документация скважин затрудняет их расчленение. В то же время наличие типичных нижнехазарских *Didacna subpyramidata* P г а в., *D. pallasi* P г а в. и др. в низах хазарской толщи, пройденной скважинами, определенно указывает на присутствие нижнехазарских отложений как на междуречье Урала и Волги, так и в восточной части Прикаспийской низменности.

Нижнехазарские отложения представлены чаще песками с ракушей, иногда песками с галькой. Мощность их обычно не превышает нескольких метров и редко измеряется несколькими десятками метров. Состав фауны моллюсков сходен с фауной нижнехазарских отложений Кавказского побережья Каспийского моря и Западной Туркмении. Здесь встречаются *Didacna subpyramidata* P г а в., *D. pallasi* P г а в., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* P all. и др. Кроме того, в участках, расположенных вблизи речных водотоков хазарского времени, к солоновато-водным моллюскам подмешаны пресноводные раковины *Unio*, *Paludina*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Morbicula fluminalis* Müll., *Dreissena polymorpha* P all. и др.

Морские нижнехазарские осадки залегают несогласно со следами размыва на бакинских и более древних породах.

Основываясь на разрезе Нижней Волги, отложения, объединяемые нами в качестве нижнехазарских (Федоров, 1957), включают «сингильские» и «косожские» слои П. А. Православлева (1932). С аллювиальной фацией косожских слоев («черноярские пески») связаны находки хазарского комплекса млекопитающих, содержащего *Elephas trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Equus caballus chasaricus* W. Grom. и др. (Громов, 1948). Сам П. А. Православлев рассматривал сингильские отложения как самостоятельный стратиграфический горизонт, залегающий выше бакинского горизонта. Однако последующими исследователями и главным образом М. М. Жуковым (1936, 1945) сингильские глины и залегающие на них красно-бурые суглинки (астраханский ярус П. А. Православлева) были отнесены к бакинскому горизонту как его субаквальные и субаэральные образования.

Типичная нижнехазарская фауна моллюсков встречена у с. Копановки в основании сингильских глин (Федоров, 1957), что позволяет рассматривать их как пресноводную (в основном аллювиальную) фацию нижнехазарского подгоризонта.

Сингильские аллювиально-старичные отложения в долине Нижней Волги представлены преимущественно толщей темно-серых слоистых глин с редкими прослоями песков, приуроченных к низам разреза, и фауной *Unio*, *Paludina*, *Sphaerium*, *Lithoglyphus*, *Corbicula fluminalis* Müll. и др. Переход в подстилающий горизонт морских осадков постепенный.

Весьма близкие по внешнему виду и фациальному характеру отложения развиты в долине р. Урал близ с. Калмыково, где они обнажены в низах берегового обрыва, уходя под урез воды. Это темно-серые, слоистые, плотные глины с редкой пресноводной фауной. Мощность этих отложений в долине Волги согласно буровым данным достигает нескольких десятков метров. В долине р. Урал близ с. Калмыково их видимая мощность равна 3—5 м. На междуречье Урала и Волги сингильские отложения отсутствуют. Здесь над морскими бакинскими осадками залегают суглинки и глины субаэрального происхождения, представляющие собой наземную фацию сингиля. Аналоги сингильских отложений восточнее долины р. Урал пока не обнаружены.

Нижнехазарские отложения в Нижнем Поволжье венчаются красно-бурыми комковатыми суглинками мощностью обычно около 1 м и реже более, переполненными кристаллами гипса. Это «астраханский ярус» П. А. Православлева (1932) или субаэральные образования верхов бакинского горизонта в понимании М. М. Жукова (1945). Исходя из приведенных выше данных, их следует рассматривать как кору выветривания, сформированную на сингильских глинах. Красно-бурый цвет и значительная загипсованность указывают, по-видимому, что выветривание протекало в условиях сухого и теплого климата. Аналогичные образования отмечаются и в разрезах по р. Урал (с. Калмыково и др.). В ряде буровых скважин, пройденных несколько севернее песков Северного Прикаспия, непосредственно под морскими верхнехазарскими ракушечниками также были отмечены породы, весьма напоминающие «астраханские» суглинки.

Таким образом, после трансгрессии моря, отложившего пески с ракушей *Didacna subpyramidata*, в Прикаспийской низменности в условиях последующей регрессии в долинах Волги, Урала и более мелких рек происходило накопление аллювиальных отложений, а затем, в конце нижнехазарского времени, на всей площади — образование коры выветривания. Мощность нижнехазарских отложений редко превышает 10—15 м.

Верхнехазарские отложения в Прикаспийской низменности пользуются менее широким распространением по сравнению с нижнехазарскими. Они выражены в прибрежно-морской и аллювиальной фациях.

Морские осадки обнажены к северо-западу от северных чинков Устюрта (от мыса Мынсуалмас), а также на р. Ащизек, в низовьях Узены и по р. Урал у с. Мергенево. Они представлены прибрежными песками и ракушечниками мощностью 1—3 м, реже более. Фауна этих отложений хотя и своеобразна, но имеет типичных представителей, общих с верхнехазарской фауной восточного побережья Каспия и Апшеронского полуострова. Здесь встречаются *Didacna* ex gr. *surachanica* (Andrus.), *D. subovalis* Prager., *D. ex gr. naliokini* Wass., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall.

Скважинами, пройденными севернее песков Северного Прикаспия, под хвалынскими отложениями вскрыты пески с верхнехазарской ракушкой, среди которой встречены формы, очень близкие к типичным *Didacna surachanica* (Andrus.), *D. naliokini* Wass. и др. Не менее характерная фауна найдена в отложениях, подстилающих хвалынские осадки к северо-западу от мыса Мынсуалмас северных чинков Устюрта.

Верхнехазарский подгоризонт залегает на размытой поверхности наземных образований верхов нижнехазарских отложений — «астраханских» красно-бурых гипсоносных суглинках и их аналогах. В долинах Волги и Урала развиты косослоистые светло-желтые пески, представляющие собой аллювиальную фазию самых верхов верхнего хазара.

У с. Копановки в средней части косослоистых речных песков прослеживается слой косослоистого конгломерата, переполненного раковинами пресноводных моллюсков и окатанными нижнехазарскими *Didacna*, наряду с которыми иногда встречаются створки верхнехазарских моллюсков *Didacna surachanica* Andrus. и др. В долине Нижней Волги Г. И. Поповым (1963) верхи верхнехазарских отложений рассматриваются в качестве самостоятельных гирканских слоев, что биостратиграфически неприемлемо.

В долине р. Урал, так же как и в Нижнем Поволжье, верхнехазарские морские осадки переходят вверх и замещаются по простираению аллювиальными песками, сменяющимися выше суглинками. Эту свиту мы можем рассматривать как аналог ательской свиты.

Хвалынский горизонт

Отложения хвалынского горизонта в Прикаспийской низменности наиболее широко распространены. Они перекрывают все более древние четвертичные морские осадки и далее всего вторгаются в пределы древней суши. Только по восточной окраине Прикаспийской низменности бакинские и нижнехазарские слои были приподняты над уровнем хвалынской трансгрессии.

Основываясь на стратиграфических и геоморфологических данных и некоторых различиях в фауне моллюсков, отложения хвалынского горизонта можно разделить на два подгоризонта: нижнехвалынский и верхнехвалынский. На литологические различия верхов и низов отложений хвалынского горизонта впервые обратили внимание М. М. Жуков (1945) и Г. Е. Быков.

За пределами рассматриваемой территории, на северо-западе п-ова Мангышлак, в Западной Туркмении и на Кавказском побережье Каспийского моря, ниже- и верхнехвалынские морские осадки разделены суглинками наземного происхождения — корой выветривания морских нижнехвалынских глин. По тем же районам имеются убедитель-

ные геоморфологические данные, указывающие на перерыв в формировании нижнехвалынских и верхнехвалынских террас.

Нижнехвалынские отложения развиты на всей площади Прикаспийской низменности. Они слагают поверхность степных пространств вплоть до уступа Общего Сырта на севере, до Приволжской возвышенности и Ергеней на западе, до обрывов Зауральских Сыртов, возвышенностей в бассейнах Сагиза и Эмбы, Северного чинка Устюрта — на востоке. Граница максимального распространения нижнехвалынских отложений совпадает с отчетливым абразионным уступом, приуроченном к абсолютным отметкам 46—48 м и фиксирующим на местности положение древней береговой линии.

Наиболее отчетливо береговая линия нижнехвалынского моря отмечается у восточного подножия Ергеней, Приволжской возвышенности, Общего Сырта и Северного чинка Устюрта. В других местах она сnivelирована последующими процессами пролювиального смыва.

Среди нижнехвалынских отложений можно выделить фацию прибрежных песков и фацию глин, выполняющих понижения дохвалынского рельефа. Песчаные и глинисто-песчаные осадки характерны для повышенных участков рельефа и для участков мелководья, примыкавших к древним берегам моря. Эти отложения занимают определенное стратиграфическое положение, так как их накопление относится к первому этапу раннехвалынской трансгрессии и связано с абразией морских берегов.

В разрезе по Нижней Волге пески лежат в основании морской нижнехвалынской толщи и покрывают со следами размыва наземные ательские суглинки. Они содержат фауну мелких хрупких раковин *Didacna ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna* sp., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena* aff. *distincta* Andrus. и др. Здесь же встречаются редкие створки мелких *Didacna protracta* Eichw.

Близкая по характеру и составу фауна заключена в глинисто-песчаных отложениях, развитых у подножия уступа Общего Сырта к югу от г. Уральска, М. М. Жуков (1945) и О. А. Боброва (1939) этот комплекс фауны именовали «тригонойдным танатоценозом».

Нижнехвалынские пески слагают массив полузакрепленных песков Чагырлышулькum у подножия Северного чинка Устюрта: в дефляционных понижениях этого песчаного массива обнажаются слоистые пески с фауной *Didacna ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., реже *Didacna protracta* Eichw. Мощность песков менее 10 м.

Нижнехвалыньское море, отложившее эти пески, выработало абразионную террасу, прослеживающуюся у подножия Северного чинка Устюрта на абсолютных отметках около 47—48 м и намечающую положение древней береговой линии. Пески накопились в условиях прибрежного мелководья.

У подножия Северного чинка Устюрта сохранилась и более молодая нижнехвалыньская терраса, расположенная на абсолютных отметках 20 м. Ее поверхность покрыта песчано-галечниковыми накоплениями с обломками мелких *Didacna* ex gr. *ebersini* Fed., реже *Didacna pseudocatillus* Andrus.

К востоку от р. Урал, в бассейнах рек Сагиз, Уил, Калдыгайты, Оленты, нижнехвалыньские отложения представлены песками и глинистыми песками с редкой галькой и мелкими хрупкими раковинами *Didacna ebersini* Fed., *D. protracta* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Мощность этих осадков достигает 5—10 м. Более глинистый характер они носят в долине р. Урал, где обнажены в ее береговых обрывах. Здесь их мощность редко превосходит 2—3 м.

Более широким распространением глинистая фация нижнехвалынских отложений пользуется в Нижнем Поволжье. Здесь развиты весьма характерные плотные тонкослоистые глины шоколадного цвета с редкими маломощными пропластками песков. В ряде случаев слоистость этих осадков носит ленточный характер. Глины обычно подстилаются песками. Песчанистые прослои в глинах содержат фауну *Didacna protracta* Eich w., *D. ebersini* Fed., *Dreissena distincta* Andrus. и др.

Шоколадные глины выполняют понижения дохвалынского рельефа и являются осадками относительно глубокого морского залива (лимана). Они накапливались при некоторой стабилизации уровня нижнехвалынского моря на абсолютных отметках около 20—25 м (после его максимальной трансгрессии до абсолютных отметок 47—48 м).

Верхнехвалынские отложения пользуются менее широким распространением. Они слагают поверхность Прикаспийской низменности, расположенную ниже нулевой горизонтали, к уровню которой в ряде мест приурочена хорошо сохранившаяся древняя береговая линия. Наиболее отчетливо следы древнего берега верхнехвалынского моря наблюдаются в восточной окраине Прикаспийской низменности у подножия Северного чинка Устюрта, в районе мысов Мынсуалмас, Тюмююнчапке и к северо-северо-западу от них. Достаточно отчетливые следы берега на абсолютной отметке около 2 м имеются по р. Урал и в пределах междуречья Урала и Волги. Здесь наблюдается абразионный уступ или песчаные накопления, вытянутые вдоль бывшей береговой линии и представляющие собой полосу прибрежных дюн. Континентальные (наземные) отложения эпохи регрессии между нижне- и верхнехвалынскими трансгрессиями, отмеченные в Нижнем Поволжье, на северо-западе п-ова Мангышлак и в Западной Туркмении, в пределах рассматриваемой территории пока не установлены. В то же время характер разрезов хвалынских отложений по р. Урал, в ее низовьях, свидетельствует о их двучленном строении: в низах разрезов — залегают глины, а в верхах — пески (Жуков, 1945).

Верхнехвалынские отложения в Прикаспийской низменности представлены преимущественно песками, более или менее глинистыми, но иногда чистыми, хорошо отсортированными. Слоистость песков обычно носит прибрежный характер.

Песчаные накопления под воздействием ветра почти повсеместно подвергались процессам вторичного переотложения и образовали разрозненные массивы песков с типичными формами эолового рельефа. Такие перевеянные верхнехвалынские осадки развиты в пределах междуречья Урала и Волги и в меньшей степени к востоку от р. Урал.

Морские верхнехвалынские отложения содержат довольно бедную в видовом отношении фауну моллюсков *Didacna praetrigonoides* Nal., *Monodacna caspia* Eich w., *M. edentula* Pall., *Dreissena polymorpha* Pall. и др.

Мощность верхнехвалынских осадков редко достигает 10 м и обычно измеряется несколькими метрами.

В Прикаспийской низменности кроме морских осадков довольно широко распространены аллювиальные, делювиально-пролювиальные и эоловые отложения (последние накапливались преимущественно в конце хвалынского века).

Аллювиальные и пролювиально-аллювиальные отложения развиты вдоль долин мелких рек и временных водотоков, прорезающих возвышенности Общего Сырта и северную половину междуречья Урала и Волги, а также по долинам рек, дренирующих северо-восточную окраину Прикаспийской низменности. Они выполняют эрозионные врезы.

в хвалынских морских отложениях и представлены песками, супесями и суглинками с фауной *Unio*, *Valvata*, *Paludina*, *Sphaerium* и др.

Эоловые пески, широко развитые в южной половине междуречья Урала и Волги, образовались главным образом за счет переведения верхнехвалынских морских осадков. На восточной окраине Прикаспийской низменности эоловые песчаные накопления образованы и из нижнехвалынских осадков (пески Чагырлышулькum).

Новокаспийский горизонт

Выделение новокаспийского горизонта является условным, так как накопление его осадков еще не закончено. Новокаспийские отложения развиты вдоль побережья Каспийского моря. Они распространены в пределах неширокой полосы и представлены прибрежными песками с ракушей, реже глинистыми песками и глинами. На наиболее низменных участках побережья они вдаются в сушу на несколько десятков километров, а в относительно повышенных частях прибрежной низменности окаймляют сравнительно узкую полосу вдоль морского берега.

Граница распространения новокаспийских отложений совпадает с горизонталью — 22 м, на уровне которой развит береговой вал или уступ, отмечающий прежнее положение береговой линии.

Новокаспийские осадки содержат фауну моллюсков, почти аналогичную ныне живущим в Каспии. В них встречаются *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* Pall., *D. baeri* Gyrimm., *Monodacna caspia* Eichw., *M. edentula* Pall., *Adacna plicata* Eichw., *Adacna laevinscula* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall.

На геологической карте под особым индексом Q_{IVnk}₂ выделен новокаспийский подгоризонт, к которому отнесены площади дна Каспийского моря, осушившиеся после начала последней регрессии в 1939 г. Это глинисто-алевритовые осадки низменной приморской равнины, которые в большинстве мест не покрыты растительностью и в палеонтологическом отношении отличаются от более древних осадков Q_{IVnk}₁ присутствием раковин *Mitylaster lineatus* Gmel. — моллюска, занесенного из Черного моря в Каспий в 1918 г. (В. В. Богачев. Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полуострова. Азнефтеиздат, Баку, 1932).

На участках берега, тяготеющих к устьям Урала и Волги, к указанным формам, находящимся в угнетенном состоянии, добавляется множество пресноводных моллюсков — *Viviparus*, *Unio*, *Anodonta*, *Valvata* и т. д. Мощность новокаспийских отложений обычно равна 2—4 м и редко превышает 10 м.

В пределах поверхности аккумуляции новокаспийской террасы имеется несколько пологих береговых валов, сложенных песками с ракушей. Эти валы фиксируют стадии отступления моря.

Условия залегания новокаспийских отложений, их налегание на предшествующие образования и формы рельефа свидетельствуют об относительно длительном перерыве между верхнехвалынским и новокаспийским циклами морского осадконакопления. Новокаспийские отложения фестонами вдаются в понижения эолового рельефа, выработанного на верхнехвалынских песках, или заполняют понижения эрозионного и денудационного происхождения. Особенной изрезанностью отличается новокаспийская береговая линия в районах развития гряд широтного простирания, известных в литературе под названием «бэровских бугров» (участок берега моря, тяготеющий к дельте Волги, и берег моря, лежащий между устьями Урала и Эмбы).

Континентальные отложения

Значительная часть территории Прикаспийской впадины покрыта почти сплошным чехлом четвертичных отложений. Представлены они как морскими фациями, развитыми в пределах Прикаспийской низменности, так и континентальными (аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, дельтовыми, озерными, делювиальными и др.) фациями, распространенными повсеместно.

Мощность четвертичного покрова на территории впадины неравномерна. Наибольшие мощности четвертичных отложений (свыше 60 м) известны в центральной части Прикаспийской низменности, но на ее окраинах их мощность снижается до 30—20 м. Еще меньшую мощность четвертичные отложения имеют за пределами низменности: на западной и северной периферии Подуральского плато, в области Предсyrтowego уступа. По левобережью р. Эмбы она колеблется около 12—20 м, а в центральной части Подуральского плато не превышает 3—5 м. Однако довольно часто наблюдаются ее существенные локальные отклонения от фоновых значений, вызванные дифференцированными тектоническими движениями четвертичного времени, обусловленными соляной тектоникой.

Несмотря на широкое распространение континентальных четвертичных отложений в пределах Прикаспийской впадины, их стратиграфия изучена недостаточно. Особенно это относится к континентальным фациям четвертичных отложений, развитым по периферии области распространения каспийских трансгрессий. Объясняется это малым количеством хороших разрезов, редкостью палеонтологических находок, а также и тем, что при изучении континентальных четвертичных отложений Прикаспийской впадины в целом еще в недостаточной мере используются аналитические (палинологические, минералогические и др.) и геоморфологические методы исследования.

Вопросы стратиграфии континентальных четвертичных отложений Прикаспийской впадины рассматриваются в работах А. Г. Доскач (1952), Н. И. Николаева (1953), В. А. Николаева (1956), П. В. Федорова (1957), Г. И. Худякова (1960), Ю. М. Васильева (1961) и др. Много данных собрано производственными организациями, особенно Всесоюзным аэрогеологическим трестом и трестом «Союзбургаз». Все это позволяет провести довольно обоснованную корреляцию континентальных и хорошо изученных морских четвертичных отложений и составить сводную схему их стратиграфического расчленения (табл. 13). Обоснование расчленения континентальных четвертичных отложений и их корреляции с морскими отложениями, принятое в этой схеме, опирается на геоморфологические данные, подкрепленные различными имеющимися определениями палеонтологических остатков (фауны, микрофауны, спор и пыльцы и т. д.).

Как видно из приведенной схемы, четвертичные отложения Прикаспийской впадины подразделяются на четыре части, причем в состав каждой из них входят морские и континентальные отложения. Из этой схемы также видно, что пока еще нет обоснованных данных для детального стратиграфического расчленения и соответствующей корреляции с морскими отложениями нижней части разреза континентальных четвертичных отложений, распространенных за пределами проникновения каспийских трансгрессий. Более подробно расчленяется верхняя часть разреза, причем в ряде случаев (особенно для аллювиальных отложений) внутри основных подразделений четвертичной системы удается выделить еще горизонты и слои, коррелирующиеся с определенными фазами развития хвалыньских и новокаспийских трансгрессий.

Приведенная схема объективно отражает современную степень изученности континентальных четвертичных отложений Прикаспийской впадины*. Расчленение четвертичных отложений, приведенное в этой схеме, положено в основу соответствующих частей легенды региональной геологической карты Прикаспийской впадины и прилегающих районов, и сводной легенды Прикаспийской серии листов Государственной геологической карты, утвержденной Редсоветом ВСЕГЕИ в 1962 г.

Ниже в стратиграфической последовательности приведена краткая характеристика континентальных четвертичных отложений Прикаспийской впадины.

Нижнечетвертичные отложения

Присутствие нижнечетвертичных образований среди нерасчлененной ниже-среднечетвертичной толщи древних континентальных аллювиальных, аллювиально-дельтовых, аллювиально-пролювиальных (отложений сухих дельт) и делювиальных отложений Прикаспийской впадины в настоящее время установлено достаточно определенно. Однако самостоятельно нижнечетвертичные континентальные отложения выделяются только: а) условно в виде аллювиальных накоплений высоких надпойменных террас Урала и Волги за пределами распространения каспийских трансгрессий; б) в виде болотно-дельтовых и старичных (сингильских) и субэральных пачек осадков, залегающих на между-речье Урала и Волги между фаунистически охарактеризованными морскими бакинскими и хазарскими отложениями.

Аллювиальные отложения. В долинах рек Волги и Урала и их основных притоков (Илек, Утва, Хобда, Деркул и др.) нижнечетвертичные аллювиальные образования слагают самую высокую (чаще всего V) надпойменную террасу. В пределах Прикаспийской впадины по левобережью р. Волги поверхность этой террасы размыта, перекрыта делювиальными суглинками и выделяется с большим трудом. Однако по правому берегу она описана Н. И. Николаевым (1935) и Е. В. Милановским (1940) в ряде пунктов. Она сложена галечниками (в основании), песками с галькой, суглинками и глинами. В глинах содержится комплекс пресноводных остракод и семенной флоры, характерных, по данным Г. И. Кармишиной, для нижнечетвертичных отложений Северного Прикаспия и Западной Туркмении (Востряков, 1966). Мощность аллювия, подошва которого в Саратовском Заволжье располагается на абсолютных отметках 50—45 м, равна 20—25 м.

В долине р. Урал в границах Прикаспийской впадины нижнечетвертичная терраса, выделенная Г. И. Худяковым (1960), морфологически не выражена, перекрыта делювием и разрез ее известен только по керну буровых скважин. Она образована песками с галькой в основании, глинистыми песками, коричнево- и желто-бурыми суглинками. Мощность ее аллювия не превышает 10—20 м, а абсолютная высота его подошвы колеблется около 50—60 м.

Основанием для определения раннечетвертичного возраста отложений названных террас служит их стратиграфическое и геоморфологическое положение — выше среднечетвертичной и достаточно доказанной верхнечетвертичной террасы. Кроме того, в долине Волги отмечено

* Составленная Ю. М. Васильевым (1961) весьма полная схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Южного Заволжья в части, касающейся расчленения и корреляции морских и континентальных верхнечетвертичных отложений, не всегда согласуется с фактическими данными по территории Северного и Восточного Прикаспия.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Прикаспийской впадины

Континентальные отложения за пределами распространения каспийских трансгрессий

Общая шкала СССР	Морские отложения каспийских трансгрессий		Генетические типы отложений	Соотношение с террасами (цифры означают высоту террас над урезом воды в м)			Горизонты* и „слои“ местного значения	
				р. Волги	р. Урал	рек, стекающих с Подуральского плато (Эмба, Сагиз, Уил и др.)		
Голоцен Q _{IV}	Новокаспийский горизонт Q _{IV} pk	Современные и верхние новокаспийские слои Нижние новокаспийские слои	Современные озерно-соровые, лиманные, аллювиальные, пролювиальные, склоновые (делювиальные, дефлюкционные, осыпные) дельтовые отложения	Низкая пойма 5—6 м	Низкая пойма 2—3 м	Нижний пойменный уровень 0,5—1 м	Верхний Q _{IV} ²	Верхний Q _{IV} ^{2b}
				Высокая пойма, нижний уровень, 8 м	Высокая пойма, нижний уровень 4—6 м			Нижний Q _{IV} ^{2a}
				Высокая пойма, верхний уровень, 10 м	Высокая пойма, верхний уровень 7—10 м	Верхний пойменный уровень 2—2,5 м	Нижний Q _{IV} ¹	
Верхний плейстоцен Q _{III}	Хвалынский горизонт Q _{III} hv	Верхнехвалыньские слои	Отложения древних дельт, приуроченных к различным уровням морских бассейнов, аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, пролювиальные. Местами отчетливо выделяются два уровня, соответствующие	Низкая надпойменная (сарпинская) терраса. Имеет два уровня: 12—15 м и 16—18 м	Низкая надпойменная терраса. Имеет два почти не отличающихся по высоте уровня вреза 10—12 м	Низкая надпойменная терраса, часто эрозионная. Местами имеет два слабо различающихся по высоте уровня вреза: 3—4 м; 5—6 м	Верхний Q _{III} ²	Верхний Q _{III} ^{2b}
		Нижнехвалыньские слои		Надпойменная терраса (вторая)	Надпойменная терраса; распространена локально 10—14 м			Надпойменная терраса, распространена локально вблизи бывших устьев рек 7—10 м
								Средний Q _{III} ^{1b}

			верхнему и нижнему горизонтам	Надпойменная терраса (третья). Около 30 м	Надпойменная терраса (вторая или третья) 18—23 м	Надпойменная терраса (обычно вторая) 8—12 м		Нижний Q ^{1a} _{III}					
Средний плейстоцен Q _{II}	Хазарский горизонт Q _{II} hz	Верхнехазарские слои	Отложения речных разливов; делювиальные; делювиально-пролювиальные; пролювиально-аллювиальные; озерно-аллювиальные; наземные субазральные — желто-бурый горизонт сыртовой толщи	В пределах Прикаспийской низменности терраса погребена. За пределами низменности морфологически не отчетлива (перекрыта делювием)		Высокий надпойменный террасовый уровень (возможно, включает две террасы) от 15—20 до 30—40 м	Верхний Q ² _{II} Нижний Q ¹ _{II}						
		Нижнехазарские слои											
Нижний плейстоцен Q _I	Бакинский горизонт Q _I в	Верхнебакинские слои							В пределах Прикаспийской низменности терраса погребена. На северной окраине Прикаспийской впадины морфологически не отчетлива (перекрыта делювием)			Верхний Q ² _I Нижний Q ¹ _I	
		Нижнебакинские слои											

прислонение аллювия нижнечетвертичной террасы к коричнево-бурым сыртовым глинам апшеронского возраста. Однако, так как палеонтологические и достоверные палинологические данные о возрасте аллювия высоких террас отсутствуют, а морфологическая выраженность их слабая, определение возраста является весьма условным. Следует заметить, что результаты бурения и геологических съемок последних лет пока не подтвердили выводов Г. И. Худякова о наличии в долине р. Урал в пределах Прикаспийской впадины нижнечетвертичной аллювиальной террасы.

Болотно-дельтовые, старичные и субаэральные отложения. В бассейне Нижней Волги и Урала непосредственно на морских бакинских осадках залегает толща (10—15 м) темно-серых и серых глинистых и песчано-глинистых пород с фауной пресноводных и солоноватоводных моллюсков, а также наземных позвоночных. Эта толща, вероятно имеет ильменно-болотное, аллювиально-старичное и дельтовое происхождение. В северной части междуречья Урала и Волги выше описанных слоев лежат астраханские слои, представленные красновато-бурыми загипсованными комковатыми известковистыми глинами и суглинками с редкой пресноводной фауной моллюсков. Мощность их 5—7 м.

Залегание континентальных болотно-дельтовых, старичных и субаэральных отложений над морскими бакинскими, но под морскими хазарскими, позволяет предполагать, что время их накопления отвечает эпохе предхазарской регрессии. Аналогичные солоноватоводные отложения, описанные в долине р. Волги у с. Черный Яр под названием сингильских, очевидно являются более молодыми. П. В. Федоров (1957) указывает, что в них встречаются створки раннехазарских моллюсков.

Нерасчлененные ниже-среднечетвертичные отложения

К нерасчлененным ниже-среднечетвертичным отложениям относятся: верхний желто-бурый горизонт сыртовой толщи; аллювиальные образования высоких террас рек, стекающих с Подуральского плато; отложения древних речных разливов (аллювиальные и отложения сухих дельт) восточной и южной окраин Подуральского плато, а также делювиальные, делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные накопления Подуральского плато в областях локальной древней аккумуляции.

Образования верхнего желто-бурого горизонта сыртовой толщи распространены на севере и северо-востоке Прикаспийской впадины: на водоразделах Общего и Зауральского Сыртов, а также на севере Прикаспийской низменности выше современных отметок 18—20 м, где они вскрыты скважинами и обнажены во врезе балок под покровом морских хвалынских отложений. Они представлены желто-бурыми лёссовидными суглинками, известковистыми, пористыми, со столбчатым сложением, неслоистыми. В толще суглинков встречаются гумусированные прослойки, подобные почвенным горизонтам, известным в толще лёссовидных суглинков Ергеней. Возраст суглинков устанавливается по их стратиграфическому положению: по залеганию над красно-бурыми верхнеплиоценовыми (апшеронскими) глинами и суглинками сыртовой толщи и под морскими хвалынскими отложениями.

Палеонтологические остатки в толще суглинков не обнаружены. Они, по-видимому, формировались в основном за счет эоловой седиментации с участием делювиального переотложения и элювиального преобразования материнских пород (сыртовых глин) в сухие послелед-

никовые эпохи ранне- и среднечетвертичного времени. Мощность суглинков достигает 20—30 м.

Аллювиальные ниже-среднечетвертичные отложения слагают высокие террасы (обычно III надпойменную), прослеживающиеся выше верхнечетвертичных террас в долинах большинства рек Подуральского плато (Эмба, Сагиз, Уил, Киил, Хобда и др.). Превышение высоких и широких (до 4—5 км) террасовых уровней над урезом воды этих рек колеблется от 15—20 до 30—40 м. Морфологически они выражены не отчетливо: бровка их обычно замыта, а тыловой шов скрыт под плащом делювия. Нередко террасы нацело погребены под верхнечетвертичным делювием.

В долинах рек Хобда, Уил, Киил и Сагиз аллювий этих террас наложен на морские и дельтово-озерные верхнеплиоценовые отложения. Аллювиальная толща представлена внизу супесями и песками, нередко с включениями гальки, а сверху — рыхлыми суглинками, супесями, иногда также песками. Пески по минеральному составу сходны с песками прибрежных фаций отложений хазарской трансгрессии. Мощность аллювия достигает 20—25 м и даже 40 м. Нередко высокая терраса с поверхности развеева и на ней расположены массивы золотых песков. Особенно крупные массивы золотых песков (Баркин, Аккум-Сагиз, Кокжиде и др.) приурочены к участкам древних внутренних дельт, образованных притоками главной реки.

О ранне-среднечетвертичном возрасте аллювия убедительно свидетельствует его стратиграфическое и геоморфологическое положение.

Отложения древних речных разливов развиты по восточной и юго-восточной периферии распространения древних каспийских трансгрессий, где слагают обширные равнинные пространства на абсолютных отметках от 100 до 70 м, реже 50—60 м. Они представлены средне- и разнородными и тонкозернистыми желтыми кварцево-полевошпатовыми хорошо окатанными песками, иногда косослоистыми, с прослоями супесей и песчанистых суглинков. В песках и супесях встречаются мелкие редкие гальки и гравий кварца и местных, в основном мел — мергельных пород. На отдельных участках пески с поверхности переработаны золотыми процессами.

Эти пески и супеси залегают либо на отложениях верхнего плиоцена (морском акчагыле или континентальном апшероне), либо на более древних породах. В основании песков отмечены их грубые гравелистые кварцевые разности, содержащие обильную мелкую гальку кремнистых пород и слабо окатанные обломки белемнителл. Мощность песков и супесей достигает 20—50 м, увеличиваясь местами до 40—45 м.

В плане поля распространения отложений древних речных разливов обычно имеют облик слившихся вытянутых массивов, простирающихся которых маркируют направления крупных древних русел и сухих дельт временных водотоков. На востоке Прикаспийской низменности это древние русла и дельты пра-Жекендысая, пра-Колдыгайты и других временных водотоков, стекавших с Подуральского плато на запад. На юго-востоке Прикаспийской низменности это древние протоки пра-Эмбы, которая в то время еще не выработала широтного отрезка своей долины ниже урочища Кандарал, а текла от пос. Жанбике на юго-запад (Колпаков, 1959). В современной долине р. Эмбы описываемые отложения в районе пос. Жанбике сливаются с уровнем III (ниже-среднечетвертичной) надпойменной террасы. Верхнечетвертичные террасы р. Эмбы и других рек в эти отложения вложены.

Ниже отметок 70—60 м отложения древних речных разливов нередко перекрыты аналогичными по литологическому облику отложениями древних дельт верхнечетвертичного времени, впадавших в хвалын-

ское море в эпоху его максимального распространения*. В этом случае на местности бывает трудно по геоморфологическим признакам отделить поля отложений древних речных разливов от позднечетвертичных дельтовых и морских хвалыньских равнин. Однако чаще морские нижнехвалыньские отложения от полей распространения ниже-средне-четвертичных отложений речных разливов отделены отчетливыми абразионными уступами.

Преимущественно песчаный характер, местами косяя слоистость, следы древних русловых потоков свидетельствуют о том, что эти осадки отлагались в водной подвижной среде в руслах временных водотоков и их «сухих» дельтах.

Период накопления толщи, как свидетельствует ее стратиграфическое и геоморфологическое положение, в основном соответствовал раннечетвертичному и среднечетвертичному времени.

Делювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиальные и аллювиальные ниже-среднечетвертичные отложения сохранились главным образом в древних понижениях рельефа Подуральского плато, нередко тектонически обусловленных. Делювиальные и делювиально-пролювиальные образования, кроме того, распространены в области так называемого Предсыртового уступа по восточной окраине Прикаспийской низменности и на придолинных склонах водоразделов.

Делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения представлены неяснослоистыми бурыми и серыми суглинками и супесями с включениями мелкой слабо оглаженной щебенки местных пород (мела, мергеля, опок, песчаников). Мощность их достигает 20—30 м, а иногда и 70—80 м (мульда оседания на куполе Чингис).

Пролювиальные и аллювиально-пролювиальные образования представлены преимущественно глинистыми супесями с тонкими прослоями и линзами разнозернистых, иногда гравийных песков, а также серых глинистых суглинков. Местами в песках заметна слабая косяя слоистость. Изредка встречаются включения мелкой щебенки местных пород. Мощность толщи обычно невелика — 5—10 м.

Время накопления описываемых отложений определяется их стратиграфическим и геоморфологическим положением — выше красно-бурых верхнеплиоценовых и ниже верхнечетвертичных (аллювиальных, озерных и др.) образований. Важно отметить наблюдающийся в области Предсыртового уступа фациальный переход делювиальных образований в отложения речных разливов.

Таким образом, стратиграфическое и геоморфологическое положение и наблюдающиеся фациальные переходы описанных генетических разностей континентальных отложений достаточно определенно показывают, что их накопление происходило более или менее одновременно. Об этом же свидетельствуют обнаруженные (пока весьма немногочисленные) в них комплексы спор и пыльцы деревьев (сосна, ель, береза), кустарников (эфедра), травянистых растений (злаки, маревые, полынь и др.), а также спорангии папоротника со спорами семейства *Polypodia*, *Seal*. Подробные комплексы спор и пыльцы были обнаружены в аллювии III надпойменной террасы одного из притоков р. Сагиз, в отложениях древних речных разливов на восточной окраине Прикаспийской низменности к югу от р. Эмбы и в толще аллювиально-пролювиальных отложений в одной из бессточных впадин Подуральского плато. По за-

* Это дало повод на региональной геологической карте Прикаспийской впадины и прилегающих районов именовать описываемые отложения дельтово-аллювиальными и датировать их как нерасчлененные отложения нижнего — низов верхнего плейстоцена.

ключениям А. А. Чигуряевой и Р. Е. Рубиной (Саратовский Государственный университет) и Ю. В. Маховой и Е. Н. Стефанович (МГУ), такой комплекс пыльцы и спор в Прикаспийской впадине характерен для отложенных низов четвертичной системы (не старше верхов апшерона и не моложе низов хазара).

Среднечетвертичные отложения

Среднечетвертичные континентальные отложения в Прикаспийской впадине представлены аллювиальными и аллювиально-дельтовыми образованиями, приуроченными к долинам основных рек, а также делювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными и субаэральными образованиями регрессивной фазы хазарского моря, широко распространенными во всем Северном Прикаспии.

Аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения распространены преимущественно в долинах Нижней Волги и Урала. В нижней части они сложены косослоистыми песками и супесями, содержащими кости млекопитающих так называемого хазарского или волжского комплекса фауны (*Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *Bison priscus* var. *longicornis* V. Grom., *Camelus knoblochi* Nehr., *Elasmotherium sibiricum* Fisch. и др.) и пресноводную фауну. Эти аллювиально-дельтовые отложения, известные в долине Волги под названием черноморских, очевидно, соответствуют фазам регрессии раннехазарского моря и принадлежат, таким образом, к нижнехазарскому подгоризонту (Васильев, 1961). В основании аллювия залегает гравийно-галечниковая толща со скоплениями битой ракуши. Верхняя часть аллювиальной толщи в основном представлена коричнево-бурыми песчанистыми глинами и суглинками с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков.

Мощность аллювиальной толщи изменяется от 5—7 до 20—30 м.

В пределах Прикаспийской низменности среднечетвертичные аллювиальные накопления погребены под хвалынскими отложениями. За пределами низменности, выше впадения р. Еруслана в долине р. Волги и выше г. Уральска по р. Урал, они слагают высокую надпойменную террасу (III или IV), которая, однако, морфологически выражена не отчетливо, так как перекрыта делювиальными отложениями.

Среднечетвертичный возраст описанных аллювиальных отложений установлен по их стратиграфическому положению, хазарскому комплексу фауны млекопитающих (для черноморских слоев), комплексу спор и пыльцы и фауне пресноводных моллюсков. Кроме того, в верхней части аллювиальной толщи в террасе р. Урал были обнаружены остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.), и *Bison priscus* var. *Angeg.* (Худяков, 1960).

А. И. Москвитин (1958) считает, что, судя по комплексу спор и пыльцы, начало формирования аллювия соответствующий морфологически выраженной террасы в долине р. Волги началось после максимального оледенения и закончилось в период московской стадии днепровского оледенения, т. е. соответствовало верхнехазарской трансгрессии.

Делювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и субаэральные отложения лежат над породами, содержащими морскую хазарскую фауну, и обычно с размывом перекрыты морскими осадками хвалынской трансгрессии.

Делювиально-пролювиальные отложения представлены суглинками с неокатанными обломками местных пород. Они встречаются локально на склонах водоразделов, главным образом по окраинам Прикаспий-

ской впадины. Значительно шире распространены субаэральные лёссовидные супеси и суглинки, которые встречаются в скважинах и реже в естественных обнажениях, почти повсеместно в Прикаспийской низменности. Лёссовидные супеси и суглинки состоят из алевроитового и пелитового материала с небольшой примесью тонкозернистого песка. Накопление их, очевидно, происходило преимущественно эоловым путем. Об этом свидетельствуют лёссовидный облик пород, отсутствие в них слоистости, покровный характер их распространения, высокая пористость, содержание известковистых стяжений и способность образовывать отвесные стенки.

Озерно-аллювиальные отложения встречаются в древних озерных впадинах и долинах рек, где подстилают лёссовидные слои. Они сложены супесями и суглинками с пятнами ожелезнения, линзами и прослоями светлых и светло-серых песков и включениями гальки глин. Иногда в песках наблюдается косая и диагональная слоистость. По долинам рек Урал, Большой и Малый Узень в основании таких косо-слоистых песков мощностью до 2—3 м наблюдается горизонт, состоящий из мелкой гальки глин и глинисто-известковистых стяжений, напоминающих олени рога (Аристархова, Белкин и др., 1961). Такие лёссовидные суглинки и подстилающие их озерно-аллювиальные образования известны под названием ательских слоев. В лёссовидных слоях встречена обильная пыльца степной растительности, а в верхней их части — также пыльца хвойных деревьев таежного типа (Гричук, 1954) и остатки холодолюбивой фауны *Mammuthus primigenius* (Blum.). В озерно-аллювиальных отложениях встречаются пресноводные моллюски и переотложенные раковины морских хазарских моллюсков. Все сказанное позволяет считать, что формирование описанных отложений происходило главным образом в эпоху регрессии верхнехазарского морского бассейна. Вполне вероятно, что верхняя часть ательских суглинков продолжала накапливаться и в начале хвалынской трансгрессии. Однако ввиду литологического единства ательской толщи и скудности известных в ней палеонтологических остатков в настоящее время правильнее считать ее целиком среднечетвертичной.

Мощность этих континентальных образований обычно не превышает 2—4 м. По данным треста «Союзбургаз», в древних озерных ваннах их мощность локально увеличивается до 8—9 м.

Верхнечетвертичные отложения

Среди континентальных четвертичных отложений в Прикаспийской впадине наиболее широко распространены верхнечетвертичные, представленные дельтовыми, аллювиальными, озерными и озерно-аллювиальными, пролювиальными и делювиальными разностями. В большинстве случаев по геоморфологическому положению среди них легко различаются отложения нижнего горизонта, синхронные раннехвалынской трансгрессии, и верхнего горизонта, отвечающие позднехвалынской трансгрессии. Однако наметить четкие литологические и тем более палеонтологические критерии подобного их расчленения пока не удалось. Можно лишь отметить некоторое преобладание в аллювиальных и дельтовых отложениях нижнего горизонта песчаных и супесчаных разностей над глинистыми и суглинистыми.

Дельтовые и аллювиальные накопления позднечетвертичного времени связаны с аккумулятивной деятельностью рек и большинства временных водотоков Прикаспийской впадины. Верхнечетвертичные дельты приурочены к рекам, впадавшим в хвалынское море в разные фазы его развития. Особенно широкое развитие древнедельтовые отло-

жения имеют в восточной части Прикаспийской низменности. Верхнечетвертичный аллювий слагает низкие надпойменные террасы рек.

Дельтовые отложения представлены песками и супесями с подчиненными прослоями суглинков и глин. За счет их песчаного материала впоследствии образовались перевеянные песчаные массивы. Аллювиальные отложения более разнообразны и их литологический состав более тесно связан с характером местных коренных пород. Они образованы разнородными песками с линзами и прослоями гравийно-галечникового материала, супесями, суглинками, часто лёссовидными.

Мощность дельтовых накоплений местами составляет 30—35 м, а мощность аллювиальных около 10—15 м, но местами достигает 25—30 м.

На основании прослеженного на местности и по аэроснимкам постепенного перехода низких надпойменных террас рек Волги, Урал, Уил, Сагиз и Эмбы в аккумулятивные равнины дельтового и далее морского происхождения оказалось возможным аллювиальные и дельтовые отложения в пределах Прикаспийской низменности расчленить не только на горизонты, но и на слои, сопоставимые с соответствующими морскими террасами хвалынской трансгрессии. Стратиграфическая схема (см. табл. 13) и продольный профиль террасовых уровней долины р. Урал (рис. 79, см. вкладку) хорошо иллюстрирует сказанное.

Выше береговой линии максимальной хвалынской трансгрессии на абсолютных отметках 50—60 м морские отложения фациально замещаются дельтовыми песками. По долине рек Калдыгайты, Уил, Сагиз и Эмбы видно, как поверхности древних дельт, сложенные этими песками, сливаются с поверхностью вторых надпойменных террас. Высота этой террасы над урезом воды по долинам рек, стекающих с Подуральского плато, 8—12 м, в долине р. Урал — 18—23 м.

Береговая линия первой стадии задержки регрессировавшего нижнехвалынского моря фиксируется на современных абсолютных отметках 20—25 м. К этой береговой линии также привязаны песчаные отложения древних дельт. В долине р. Урал с дельтой этого времени связан более низкий уровень надпойменной террасы, возвышающийся над урезом воды на 10—14 м. В долинах рек Подуральского плато террасовый уровень этого времени (высота 7—10 м) зафиксирован только на незначительных отрезках долин, вблизи бывших устьев рек и выше по течению рек выклинивается.

Береговая линия, связанная со второй стадией задержки регрессировавшего нижнехвалынского моря, приурочена к современным абсолютным отметкам 10—12 м. Древнедельтовые отложения этого времени представлены в основном суглинками, причем соответствующие террасовые уровни в долинах рек не выражены.

Весьма отчетливо на абсолютных отметках около 0 м прослеживается береговая линия максимальной верхнехвалынской трансгрессии. В это время, как и в первую стадию регрессии морского бассейна (береговая линия у отметок минус 12—16 м), также формировались дельтовые разливы рек, впадавших в древнекаспийское море. В долинах рек дельтовые отложения сливаются с аллювием низкой надпойменной террасы. По р. Урал высота этой террасы 10—12 м, причем местами внутри террасы по геоморфологическим данным можно различать два уровня, которые почти не отличаются по высоте. В долинах рек Подуральского плато высота однообразной первой надпойменной террасы колеблется от 3—4 до 5—6 м.

Озерные и озерно-аллювиальные отложения представлены тонкими глинистыми и суглинистыми, обычно загипсованными породами, которые накапливаются в небольших замкнутых и полужамкнутых понижениях различного происхождения — временных озерах и лиманах. Мощ-

ность их достигает иногда 3—5 м. Их верхнечетвертичный возраст в целом определяется стратиграфическим и геоморфологическим положением. Условно разделение их на нижний и верхний горизонты возможно только при наличии отчетливых террасовых уровней.

Пролувиальные и делювиальные разности верхнечетвертичных отложений представлены супесями и суглинками с включением щебенки местных пород. Развиты они ограниченно, в основном на склонах древнечетвертичных террас.

Помимо определенного стратиграфического и геоморфологического положения различных генетических типов верхнечетвертичных отложений их возрастное единство доказывается сходным комплексом спор и пыльцы сравнительно сухолюбивых травянистых растений.

Современные отложения

Современные континентальные отложения Прикаспийской впадины, как и верхнечетвертичные, весьма разнообразны по генезису и составу. Они слагают пойменные террасы рек (как правило, два, а в долине Урала три уровня), русловой аллювий временных водотоков, молодые аллювиально-морские дельты Урала и Волги и «сухие» растущие дельты Уила, Сагиза, Эмбы, продолжающие формироваться террасовые уровни пересыхающих озер и соров (их также обычно два), формирующиеся склоновые накопления, конусы выноса и т. д.

В долине Урала выделяются пойменные уровни с высотой над урезом воды 7—10, 4—7 и 2—3 м. В низовьях р. Урал они сливаются с соответствующими уровнями формирования ее молодой дельты. Высота пойменных уровней рек Подуральского плато обычно не превышает 1,5—2 м.

Мощность аллювия пойменных террас невелика (3—6 м). В большинстве эти террасы являются прислоненными, и у их основания обнажается цоколь. Русловая фация аллювия рек Подуральского плато обычно представлена плохо отсортированными песками с прослоями плохо окатанной гальки местных пород; пойменная фация чаще всего глиннистая.

В строении руслового или овражного аллювия преобладающая роль принадлежит лёссовидным супесям и суглинкам, мощность которых иногда достигает 5—8 м.

Дельтовые отложения р. Урал, синхронные новокаспийским трансгрессиям и формирующиеся в настоящее время, представлены песками, супесями и суглинками (до 4—5 м), в которых наряду с современной пресноводной фауной встречаются *Cardium edule* L. Отложения современных «сухих» дельт в основном суглинистые и глинистые.

Отложения пересыхающих озер обычно представлены тонким суглинком (1—2 м); отложения соров — коркой соли от 1 до 7 см на поверхности, ниже слоем (0,2—0,5 м) загипсованных засоленных мелкозернистых песков, сменяющихся вязкими жирными иловатыми глинами (до 5 м).

Своеобразные отложения озерно-пролювиального типа в настоящее время формируются в многочисленных бессточных котловинах, где развит обычно маломощный (десятки сантиметров) слой суглинков с мелкой щебенкой или гравийно-галечным материалом из местных пород, переходящий по простираю в тонкий глинистый наилок.

В Прикаспийской впадине среди континентальных четвертичных образований распространены переветные пески. Нередко их выделяют как самостоятельные золотые отложения верхнечетвертичного, современного или даже просто четвертичного возраста. Однако при пере-

вании исходных отложений выноса песчаного материала за пределы области его первоначального накопления, как правило, не наблюдается.

Перевеивание песчаного материала, чаще всего аллювиального или аллювиально-дельтового генезиса, происходило в основном в верхне-четвертичное и послехвалынское время, но перевеиванной оказалась лишь незначительная часть (не более 3—5 м) материнской толщи. Перевеиванные пески лучше отсортированы и более сыпучи.

Четвертичное элювиообразование в Прикаспийской впадине развито незначительно. Очевидно, это объясняется медленностью процесса выветривания, с одной стороны, и широким развитием процессов перетотложения выветрелого материала — с другой. Элювий на Подуральском плато обычно представлен тонким (2—3 см) щебневым покровом, а в Прикаспийской низменности — маломощным (несколько сантиметров) горизонтом облессовывания.

МАНГЫШЛАК

Четвертичные отложения этой территории представлены морскими и континентальными осадками. Первые из них развиты на побережье п-ова Мангышлак и на значительной площади п-ова Бузачи, а вторые — преимущественно в Степном Мангышлаке и в центральной части п-ова Бузачи.

Четвертичные отложения коротко описаны в работах Н. И. Андрусова (1915), М. В. Баярунаса (1917), Б. Л. Личкова (1927), Б. А. Федоровича (1932). В 1939—1940 гг. и в 1944 и 1947 гг. четвертичные морские террасы восточного побережья Каспийского моря изучались П. В. Федоровым (1943, 1948, 1957), а в последнее время В. С. Уткиным (1963).

Морские отложения

Среди морских отложений здесь могут быть выделены: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты.

Отложение бакинского горизонта обнажены в центральной части п-ова Бузачи от залива Кочак на западе до впадин Мястек и Кызан. На Мангышлаке бакинские отложения известны южнее мыса Мелового и во впадине Карагие (Федоров, 1957).

Разрез, в котором обнажались бы оба подгоризонта бакинского горизонта, здесь неизвестен. Поэтому можно лишь предполагать, что к нижнебакинскому подгоризонту относятся песчано-глинистые породы, развитые на п-ве Бузачи северо-восточнее колодца Кызан и в западной части впадины Карагие (Мангышлак), содержащие *Didacna parvula* Na l., *D. aff. catillus* Eichw., *Dreissena rostriformis* Desh. и др. Нижнебакинские отложения в районе колодца Кызан залегают с размывом на глинах палеогена. Их мощность 1—2 м. Во впадине Карагие нижнебакинские отложения мощностью 3—5 м налегают на размытую поверхность пород палеогена и неогена или на продукты их выветривания.

Верхнебакинские отложения, представленные известняками-ракушечниками и известковистыми песчаниками, развиты на восточном берегу залива Кочак и в центральной части п-ова Бузачи, у колодцев Мястек и Кызан. На побережье п-ова Мангышлак они известны в устьях некоторых сухих долин, открывающихся к морю (Кызылузень, Сакакудук и др.) и южнее мыса Мелового. Наиболее типичные верхнебакинские раковины моллюсков встречаются в известняках-ракушечниках, обнажающихся в 2—3 км южнее мыса Мелового. Здесь пре-

обладают *Didacna rudis* Nal., *D. catillus* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. В других указанных местах помимо *D. rudis* Nal. встречается ряд местных форм.

В устье долины Кызылузень под верхнебакинскими известняками и конгломератами прибрежного характера залегают континентальные лёссовидные суглинки мощностью около 20 м. В стратиграфическом отношении они, вероятно, отвечают тюркянской континентальной свите, относящейся к самым низам разреза четвертичных отложений.

Мощность морских верхнебакинских отложений измеряется несколькими метрами.

Отложения хазарского горизонта развиты вдоль берегов п-ова Мангышлак и в западной части п-ова Бузачи. Они представлены известняками-ракушечниками и детритусовыми известковистыми песчаниками прибрежного характера. В ряде мест удается подразделить их на два подгоризонта.

Нижнехазарские отложения шире распространены и занимают более высокое гипсометрическое положение, нежели верхнехазарские. Наиболее характерный пример залегания нижнехазарских отложений можно привести из района колодца Коктас на юго-западном берегу Мангышлака западнее мыса Токмак, где они прислонены к абразионному обрыву, выработанному в сарматских известняках, и расположены на абсолютных отметках 14—15 м (42—43 м над уровнем Каспийского моря). Аналогичны условия залегания этих отложений на побережье Мангышлака между фортом Шевченко и мысом Меловым. На п-ове Бузачи нижнехазарские отложения налегают на размытую поверхность меловых или палеогеновых пород и расположены на более низких гипсометрических уровнях. Ископаемая фауна в этих отложениях представлена преимущественно *Didacna naliivkini* Wass., *D. sp.*, *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh. и др. На п-ове Бузачи к ним примешиваются *Didacna* ex gr. *čelekenica* Fed., *D. vulgaris* Andrus., *D. subpyramidata* Grav. и др. Мощность нижнехазарских отложений обычно не превышает 3—5 м.

Верхнехазарские отложения сохранились от размыва лишь в наиболее защищенных от волнения участках побережья Мангышлака, на северо-восточном берегу бухты Кендерли, на берегах соленых озер Караколь (к югу от мыса Мелового) и на п-ове Бузачи. Они сложены довольно рыхлыми известняками-ракушечниками, содержащими *Didacna surachanica* Andrus., *D. naliivkini* Wass., *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh. и др. Верхнехазарские отложения на п-ове Бузачи и Мангышлаке расположены обычно ниже нулевой горизонтали (чаще ниже отметок минус 10—15 м). Их мощность измеряется несколькими метрами.

После накопления верхнехазарских осадков повсеместно отмечается оживление оползневых процессов. Особенно широко они были развиты на северном побережье Мангышлака, где хвалынские абразионные террасы врезаны в древние оползни. К этому времени относится усиление делювиально-пролювиального сноса и формирование значительной (если не основной) массы элювия. Такое стратиграфическое положение всех этих континентальных образований подтверждается тем, что верхнехазарские отложения почти не обогащены продуктами сноса с суши, а хвалынские террасы выработаны либо в оползневых массах, либо сложены переработанными морскими волнами пролювиальным материалом. Отметим, что и для других частей Каспийской области характерны континентальные осадки, залегающие между морскими хазарскими и хвалынскими отложениями — ательская континентальная свита.

Отложения хвалынского горизонта подразделяются на два подгоризонта: нижнехвалынский и верхнехвалынский.

Нижнехвалынские отложения формируют абразионные террасы на берегах Мангышлака, бортах впадины Карагие. На п-ове Бузачи развиты преимущественно аккумулятивные террасы. Наиболее характерны нижнехвалынские террасы на абсолютных отметках* 14, 22 и 46 м (или 42, 50 и 74 м над уровнем Каспия). Абразионные террасы Мангышлака врезаны в коренные неогеновые известняки либо в оползни (Карагие, северный берег Мангышлака). Сверху залегает плащ мало-мощной гальки и песка с редкой ракушей *Didacna cristata* (Bog.), *D. zhukovi* Fed., *Dreissena polymorpha* Pall. и др.

На п-ове Бузачи нижнехвалынские отложения образуют песчаный покров, в значительной степени переработанный эоловыми процессами. Здесь развиты две низкие террасы высотой 14 и 22 м. Наиболее высокая (45—50 м) терраса расположена у подножия северного склона хребта Северный Актау. В песках встречены *Didacna cristata* (Bog.), *D. protracta* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др.

Верхнехвалынские отложения на берегах Мангышлака образуют 2—3 террасы на высотах минус 2, минус 12 и минус 16 м (соответственно 26, 16 и 12 м над Каспием). Две верхние террасы чаще всего бываю абразионными, а нижняя — аккумулятивная. Она сложена сравнительно рыхлыми дегритусовыми известняками-ракушечниками с крупными *Didacna praetrigonoides* NaI., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Аналогичные раковины моллюсков встречены и на двух верхних террасах. Аккумулятивная терраса на отмелях берегах иногда переходит в древний бар или косу (мысы Ракушечный, Порсу). Верхнехвалынские террасы развиты также на берегах впадин Карагие и Кашкарата, бывших тогда заливами хвалынского моря.

На п-ове Бузачи верхнехвалынские песчаные отложения, содержащие ископаемую фауну, аналогичную приведенной выше, окаймляют площадь, занятую нижнехвалынскими осадками. Здесь также можно различить террасы на высотах 26, 16 и 12 м (над уровнем Каспийского моря). Наиболее отчетливо прослеживается самая высокая терраса.

В большинстве случаев хвалынские песчаные отложения подверглись ветровой переработке и в настоящее время представляют собой эоловые закрепленные пески. Между образованием нижнехвалынских и верхнехвалынских террас следует отметить следы существенного перерыва. На Мангышлаке он выражен, во-первых, в виде делювиально-пролювиальных накоплений, которые залегают под верхнехвалынскими морскими осадками в переуглубленных долинах, открывающихся к побережью между мысами Тюбкараган и Сыгындык, и, во-вторых, в виде крутого абразионного уступа относительной высотой около 15 м, отделяющего верхнехвалынские террасы от нижнехвалынских.

Новокаспийские отложения повсюду представлены песками и ракушей. Они развиты в прибрежной полосе и образуют одну террасу с абсолютными отметками минус 22 м (6 м над уровнем Каспийского моря) и несколько более низких (молодых) береговых валов. В область суши эти отложения далеко вдаются в пределы соров Кайдак и Каракичу, которые еще в 1935—1940 гг. были мелководными заливами Каспийского моря, а также во впадину Карагие, где существовал в середине прошлого века сброс морских вод по оврагу Ащисай. Ископаемые новокаспийских отложений представлены *Cardium edule* L., *Didacna* sp., *Monodacna* sp. и др. На современном пляже встречается

* Всюду приводятся высоты древних береговых линий.

также *Mytilaster lineatus* Ajm e l. Новокаспийские песчаные отложения обычно переработаны эоловой деятельностью и представляют собой полужакрепленные или оголенные дюнные скопления.

Континентальные отложения

Континентальные образования выражены главным образом в элювиальной, эоловой, делювиально-пролювиальной и озерной фациях.

Элювиальные отложения, представленные плащом щебенки, супесей и суглинков мощностью обычно около 0,5—2 м и менее, развиты на сарматских, мэотических и понтических известняках Мангышлака и генетически являются их корой выветривания. На повышенных участках рельефа залегают более грубые щебенистые и супесчаные отложения мощностью от 0 до 1 м. В понижениях рельефа развиты более тонкозернистые осадки, мощностью несколько метров и более. Многочисленные бессточные впадины Мангышлака и Бузачи выполнены сильно засоленными озерными песчано-глинистыми осадками мощностью до нескольких десятков метров. В ряде случаев это лагунные отложения, связанные с соответствующими морскими осадками побережья (Ащисор, Карагие).

Эоловые отложения образованы как за счет перевевания продуктов разрушения коренных пород неогена, так и за счет переработки морских песчаных накоплений. Первые из них произошли главным образом в результате перевевания песчаной фракции элювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Таковы, например, пески Карынжарык, песчаный массив в западной части впадины Каунды и др. Эта группа песков развита преимущественно в пределах Степного Мангышлака. Эоловые пески, сформированные из морских осадков, приурочены к побережью Мангышлака и развиты на всей площади п-ова Бузачи. Среди этой группы могут быть выделены перевеянные пески нижнехвалынских, верхнехвалынских и новокаспийских морских отложений.

Хвалынские эоловые пески распространены главным образом в центральных частях п-ова Бузачи и отчасти на юго-западном побережье п-ова Мангышлак, где эоловыми процессами затронуты хвалынские аккумулятивные террасы. Новокаспийские эоловые пески развиты вдоль побережья полуостровов Мангышлак и Бузачи. Они представляют собой гряды дюн. Делювиально-пролювиальные образования приурочены к склонам и подножиям чинков плато Мангышлак. Они состоят обычно из суглинков и щебня незначительной мощности. Пролувиально-аллювиальные галечники, щебень и суглинки выполняют эрозионные врезы. Среди них выделяются бакинские (или предбакинские) в долине Кызылузень, хвалынские между мысами Тюбкараган и Сыгындык и новоркаспийские. Все эти образования, как правило, подстилают соответствующие морские осадки и залегают в переуглубленных долинах. Мощность их изменяется от 1—2 до 10—20 м.

Озерные осадки, представленные засоленными илами, выполняют понижения бессточных впадин. Мощность их варьирует от 1—2 до нескольких десятков метров.

УСТЮРТ

Четвертичные отложения Устюрта представлены континентальными образованиями следующих генетических типов: элювиальными, аллювиальными, озерными, соровыми и такырными, пролювиальными, эоловыми, оползневыми (рис. 80).

Элювиальные отложения почти сплошным плащом покрывают поверхность Устьурта. Они представлены серо-коричневыми и серо-желтыми суглинками, как правило, сильно опесчаненными, нередко загипсованными, часто постепенно переходящими в глинистые пески, содержащие мелкую щебенку коренных пород (обычно известняков). Мощность элювия достигает 3—4 м. Своеобразным типом элювия, по-видимому, можно считать так называемый «бозынген», что в вольном переводе с казахского означает «каменный снег» (Федорович, 1957). Это сравнительно твердая, но хрупкая кора пористого мелкокристаллического гипса, образовавшаяся, как полагает Б. А. Федорович (1950), в результате инсоляционного «выпотевания» серного ангидрида и воздействия его на известняки. При этом местами происходит полное замещение коренных известняков, особенно часто ракушечниковых, гипсом с сохра-

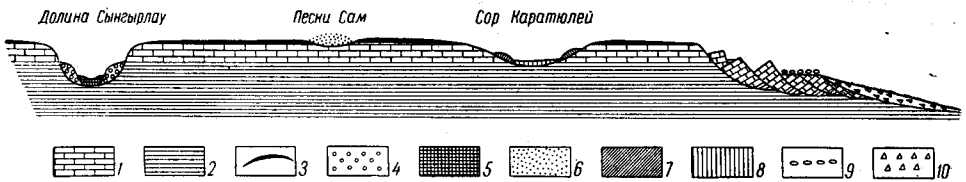


Рис. 80. Схема залегания четвертичных отложений Устьурта

1 — известняки неогена; 2 — глины неогена и палеогена; 3 — четвертичный элювий; 4 — хвалынская терраса; 5 — современные террасы и русловые отложения; 6 — песчаные массивы, подвергшиеся золовой переработке; 7 — древнечетвертичные озерные отложения; 8 — современные соровые отложения; 9 — хвалынская галька на абразионной террасе; 10 — современный пролювий

нением структуры известняка. Мощность гипсовой коры обычно не превышает 0,5 м, хотя местами (по данным И. С. Плещеева) достигает 3 м. Формирование элювия, по-видимому, происходило в течение всего четвертичного периода.

Речные отложения наблюдаются на Северо-Западном Устьурте в долинах соленых рек Сынгырлау и Манаши. Верхняя терраса Сынгырлау достигает высоты 3—4 м. Она сложена песками серо-желтыми и желтыми, преимущественно кварцевыми, с большим количеством карбонатных оолитов, местами глинистыми, слоистыми. У чинков Устьурта эта терраса непосредственно сливается с аккумулятивной хвалынской равниной, слагающей здесь поверхность Прикаспийской низменности. Это позволяет отнести отложения высокой террасы р. Сынгырлау к позднечетвертичному времени. Почти на всем протяжении долин рек Сынгырлау и Манаши наблюдается низкая (до 2 м высоты) терраса, сложенная желтовато-серыми мелко- и среднезернистыми, местами глинистыми карбонатно-кварцевыми песками. Мощность отложений этой террасы 2—2,5 м. Русловой аллювий обеих рек представлен сильно засоленными песчано-глинистыми осадками мощностью до 1 м. Отложения I террасы и русла по возрасту являются современными.

Озерные отложения распространены на Устьурте во впадинах. Древние лимнические осадки имеются по периферии большинства крупных соров (Яншин, 1949). Они представлены серыми и бурыми мелкозернистыми песками, алевролитами и песчанистыми глинами. А. Л. Яншин (1949), указав на отсутствие подобных образований вокруг молодых соров Прикаспийской низменности, условно отнес их к раннечетвертичным. Центральные части впадин заняты более молодыми образованиями озерного типа. Наиболее широко они развиты в Ассакеаудане. Озерные отложения, залегающие здесь на размытой поверхности известняков нижнего сармата, по данным А. Н. Слюсарева, представлены галечни-

ками, песками и супесями. Галечники рыхлые, неслоистые, состоящие из крупной и средней (от 3 до 10 см) в поперечнике, большей частью уплотненной, хорошо окатанной гальки местных известняков. Заполняющая порода — разномерный известковистый песок с примесью мелкого хорошо окатанного гравия известняков. Пески светло-серые и желтоватые, мелко- и среднезернистые, неслоистые, хорошо окатанные, среднеотсортированные, известково-гипсовые (максимальное содержание гипса 70%, зерен известняков — 39%, кварца — до 5%). В песках встречаются рассеянная галька и гравий известняков. Супеси светло-серые, пылеватые, неслоистые, известковистые, загипсованные. Обычно они слагают верхнюю часть (до 0,5 м) озерных отложений. В этих отложениях имеются раковины пресноводных четвертичных моллюсков: *Dreissena polymorpha* Pall., *Limnea* sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp., *Anadonta* sp. и др. (определения А. Г. Эберзина). Описанные образования по направлению к востоку непосредственно переходят в верхнечетвертично-современные отложения Сарыкамышского озерного бассейна, возраст которых установлен Л. П. Кобаевичем и В. В. Буклиным на основании сопоставления с одновозрастными отложениями дельты р. Амударьи. Их максимальная мощность, по-видимому, достигает 15 м.

Отложения соров и такыров представляют собой современные осадки пересыхающих летом бессточных водоемов. Наиболее широко они развиты на Северном Устюрте (соры Асмангай-Матай, Сам, Манашы и др.). Солончаковые отложения представлены влажными засоленными суглинками, супесями и солями, сильно загипсованными. Содержание солей достигает 75%. Преобладает хлористый натр, местами отмечено большое содержание магниевых солей эпсомита и астраханита. Так, в современных солончаковых отложениях южнее песков Сам содержание магния достигает 4%. Мощность солончаковых отложений не превышает 2 м. Такырные отложения представлены палево-серыми глинами, плотными, иловатыми, в нижней части загипсованными. Мощность 0,5—0,7 м.

Пролувиальные отложения в виде наклонного шлейфа почти повсеместно окаймляют подножия чинков Устюрта. Они наиболее широко развиты на Северном Устюрте и в районе впадины Карынжарык, где чинки наиболее высоки и круты. Пролувий представлен сильно опесчаненными буровато-коричневыми суглинками, переполненными щебенкой миоценовых известняков и мергелей, количество и размеры которой постепенно уменьшаются по мере удаления от чинка. Местами там, где чинки сильно размыты и пролувий образуется за счет разрушения песков и песчаных глин нижнего миоцена — верхнего олигоцена, пролувий сложен более тонким песчано-глинистым материалом с небольшой примесью щебня. Мощность пролувиального шлейфа 10—15 м. Пролувиальные отложения (часто водоносные, представленные песками и суглинками с щебенкой мергеля, известняка и линзами глин) выполняют многочисленные овраги, прорезающие северную часть плато.

В оврагах на юге плато, в районе впадин Ассакеаудан и Карынжарык, пролувий, по данным А. Н. Слюсарева, представлен супесями и гравием. Супеси серовато-палевые, неслоистые, карбонатные, с включениями известняковой щебенки и гравия. Гравий бурый, плохо и слабоокатанный, с примесью буровато-желтого разномерного песка. Четвертичный возраст этих отложений устанавливается на основании их залегания в оврагах, прорезающих на склонах впадины Ассакеаудан верхнеплиоценовую террасу, и слияния их поверхности с поверхностью верхнечетвертично-современных отложений, выполняющих днище впадины. Мощность пролувия в оврагах не превышает 10 м.

Эоловые отложения сравнительно широко развиты лишь на Северном Устюрте, где наблюдается ряд песчаных массивов, наиболее крупными из которых являются Сам и Матайкум. Они сформировались в основном в результате перевеивания верхней части среднеплиоценовых отложений и в отличие от последних представлены более сортированными и лучше окатанными песками, большей частью среднезернистыми карбонатно-кварцевыми и ближе к сора́м — гипсовыми. Мощность эоловых песков достигает 10—12 м.

Оползневые отложения на больших пространствах нередко сплошной полосой до 2 км шириной окаймляют чинки Устюрта. Это огромные блоки миоценовых известняков, сползающие по нижнемиоценовым или палеогеновым глинам. Хорошо выделяются два возрастных комплекса оползней: древние (дохвалынские), в которые врезаны на Северном Устюрте хвалынские абразионные террасы, и современные, отличающиеся свежестью форм.

ОБЩИЙ ОБЗОР

Четвертичные отложения Западного Казахстана весьма разнообразны. Здесь развиты осадки самых различных генетических типов. Особенности их осадконакопления определялись историей развития рельефа территории, главную роль в которой играли новейшие тектонические движения и климат. Очень большое значение имели литологический состав и условия залегания коренных пород, выходящих на поверхность земли.

Неразработанность стратиграфии четвертичных отложений Западного Казахстана крайне затрудняет датировку событий его геологической истории в четвертичный период.

Медленное, в общем, унаследованное развитие тектонических структур и связанное с этим сохранение в общих чертах рельефа, сформировавшегося к началу плейстоцена, обусловили постоянство процессов четвертичного осадконакопления в определенных районах Западного Казахстана.

В относительно интенсивно поднимавшихся районах Горного Мангышлака и Мугоджар основными были процессы денудации (главным образом эрозионные), приведшие к довольно глубокому расчленению и формированию преимущественно пролювиально-делювиальных отложений. В пределах известняковых плато Устюрта и Южного Мангышлака ведущими были процессы образования элювия. Они характеризовались формированием своеобразных гипсовых кор — «бозынгена», что было связано с «выпотеванием» солей в условиях жаркого и сухого климата (Федорович, 1950). Низменные равнины, окружающие Каспийское море и приуроченные в общем к Прикаспийской впадине, были областью накопления морских осадков, отложившихся в результате нескольких трансгрессий Каспийского моря. Области распространения песчаных свит палеогена и мела в Северном Приаралье являлись ареной ветровой деятельности. Здесь в четвертичный период главным образом за счёт развевания коренных отложений формировались массивы эоловых песков: Приаральские Каракумы, Большие и Малые Барсуки и др. Такая выдержанность процессов помимо геоморфологических условий определялась также, в общем, постоянным климатическим режимом, хотя и имевшим некоторые колебания, но в течение всего четвертичного периода остававшимся пустынным — резко континентальным с жарким летом и холодной зимой.

Четвертичная геологическая история Западного Казахстана обрисовывается следующим образом.

Сравнительно увлажненный и жаркий климат позднего плиоцена сменился в первой половине четвертичного периода более континентальным и главное более засушливым климатом, который обусловил широкое развитие процессов перевевания песчаных толщ как дочетвертичного возраста (преимущественно в Северном Приаралье и на Устюрте), так и формирующихся отложений высоких террас р. Сырдарьи.

В первой половине четвертичного периода эти процессы были главнейшими для всей территории Западного Казахстана, за исключением его приморских районов. Здесь узкой полосой у обрывистых берегов Мангышлака и обширным покровом на Прикаспийской низменности и северо-западе Предустюртской равнины отлагались осадки бакинской и хазарской трансгрессий.

В это время работа, производимая текучей водой, была весьма незначительна, хотя и не прекращалась совсем. На десятки метров упал уровень Аральского моря. Так, если судить по отметкам, на которых лежат акчагыльские и апшеронские отложения в Сарыкамышской впадине, а также, вероятно, верхнеплиоценовые отложения высокой террасы Аральского моря, его уровень поднимался тогда до абсолютной высоты 70—80 м, а в первой половине четвертичного периода он, как отмечали еще Н. П. Луппов и А. Г. Эберзин (1945), стал ниже современного (ниже 53 м).

Все остальные сухие впадины Западного Казахстана, заложившиеся в плиоцене, продолжали в первой половине четвертичного периода интенсивно углубляться главным образом в результате дефляции. Она особенно сильно сказалась у подножий чинков, ограничивающих обширные плато (Устюрт и Южно-Мангышлакское).

Первый аридный цикл, с некоторыми колебаниями, скорее всего продолжался вплоть до начала хвалынского времени. И. П. Герасимов (1937), Б. А. Петрушевский (1941), А. Л. Яншин (1953) пришли к выводу о наличии в четвертичной истории Турана относительно более влажного и прохладного периода, с которым они связывали сравнительно широкое распространение отложений II надпойменной террасы рек, содержащих остатки бореальной фауны и флоры. А. Л. Яншин непосредственно сопоставил отложения этой террасы с осадками хвалынской трансгрессии.

Таким образом, в связи с поступлением в пределы Западного Казахстана больших масс воды как с тающих ледников Русской равнины и Сибири, так и из горных районов Средней Азии и Казахстана лишь в позднем плейстоцене в долинах рек была сформирована обширная II терраса, сложенная главным образом желтовато-бурыми лёссовидными суглинками. Воды хвалынской трансгрессии достигли абсолютных отметок 45—50 м, залили обширные пространства северо-западной части Западного Казахстана и достигли северо-западных и северных чинков Устюрта, где так же, как и в обрывах чинков Мангышлака, были сформированы серии абразионно-аккумулятивных и абразионных террас. Находки в отложениях второй террасы остатков бореальной фауны и флоры свидетельствуют о довольно значительном охлаждении климата в это время. Почти до современного Аральского моря доходили лиственные леса плакорного типа, «поскольку в них обитали такие типичные представители фауны сплошных лесов, как лось и бобр» (Яншин, 1953, стр. 646).

В послехвалынское время наступила эпоха, отличавшаяся весьма засушливым климатом. На всей территории Западного Казахстана и в особенности у подножия чинков резко усилились процессы дефляции. В это время сформировались многие бессточные котловины, очень часто

врезанные в хвалынские отложения и достигающие десятков метров глубины (впадина Ашиктайпак у северо-западных чинков Устюрта, которая имеет глубину 60 м и выполнена рыхлыми послехвалынскими отложениями мощностью более 20 м). С этой эпохой аридизации климата Турана связана скорее всего трансгрессия Аральского моря, вызванная усиленным таянием ледников и оставившая низкую террасу с *Cardium edule* L. (III тысячелетие до нашей эры).

Наступившее вслед за тем увлажнение климата привело к усилению эрозионных процессов прежде всего в долинах рек, а также по бортам бессточных котловин. В результате многие котловины заполнились рыхлым материалом. В западной части района увлажнение климата привело к поднятию уровня Каспийского моря, сформировавшего в это время террасы на абсолютных высотах до 20 м.

В последние столетия климат Турана становится все более и более засушливым. Одним из следствий этого является повышение уровня Аральского моря и падение уровня Каспия. Первое связано с усилением таяния ледников, питающих реки Сырдарья и Амударья.

До сих пор для Западного Казахстана отсутствует единая стратиграфическая схема четвертичных отложений, что сильно затрудняет их картирование. При геологической съемке, проводимой многими организациями, нередко наблюдается пренебрежение к изучению четвертичных отложений. Все это приводит к большим трудностям при сопоставлении получаемых результатов. Составляемые карты крайне неравноценны не только по нагрузке данными о распространении четвертичных отложений, но часто и несопоставимы ввиду разногласий авторов по поводу возраста и генезиса определенных комплексов четвертичных отложений. Естественно, что неразработанность стратиграфии четвертичных отложений обуславливает и условность датировки различных этапов четвертичной истории Западного Казахстана. Из всего вышеизложенного ясно, что первоочередной проблемой является создание единой стратиграфической схемы и составление сводной карты четвертичных отложений Казахстана.

Необходимо особенно детально изучить четвертичные отложения Западного Казахстана и с региональной точки зрения. Его положение на стыке Средней Азии, обширных равнин Центрального Казахстана, Юго-Восточной Европы и юго-запада Сибири дает возможность при достаточной изученности четвертичных отложений Западного Казахстана установить соотношения и коррелировать четвертичные отложения всей этой огромной территории. В качестве примера можно указать на возможность сопоставления верхнечетвертичных отложений вышеперечисленных районов на основании корреляции широко развитых в долинах рек Западного Казахстана лёссовидных пород второй (так называемой «такырной») террасы с осадками «лысой» террасы и одновозрастными отложениями горного оледенения рек Южного Казахстана и Средней Азии, с одной стороны, и осадками хвалынской трансгрессии, а через них с ледниковыми отложениями Восточной Европы, с другой. Следует отметить необходимость комплексного подхода к изучению четвертичных отложений с применением геологического картирования, геоморфологического, литологического и других методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала. Изв. АН КазССР, серия геол., № 3, 1968.
- Абдулин А. А., Заравняева В. К., Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.
- Абдулин А. А., Касымов М. А. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Южных Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., № 3, 1967.
- Абдулин А. А., Касымов М. А., Матвиенко В. Н. Некоторые критерии определения глубины эрозионного среза в Мугоджарах. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. 3, Алма-Ата, 1966.
- Абдулин А. А., Кулубеков Э. А. О новых рудопроявлениях меди в зеленокаменной зоне Южных Мугоджар. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.
- Абрамов В. А., Дрейсин А. Г. Расчленение и сопоставление разрезов нижнемеловых отложений северо-западной части Северного Прикаспия в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. «Новости нефтяной и газовой техники», 1962, № 10.
- Абрамович К. Ф. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Урало-Каспийского бурогольного бассейна. Тр. треста «Южуралуглеразведка», вып. II, 1948.
- Аввакумов В. А., Гридасов Ю. М. Результаты разведочных работ на нефть и газ в восточном обрамлении Прикаспийской впадины и направление работ в этом районе на ближайшие годы. В сб. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления». Гостоптехиздат, 1962.
- Аввакумов В. А., Гридасов Ю. М., Эвентов Я. С. О новом месторождении нефти на Мортук-Кумсай-Кенкьянской площади Примугоджарья. «Геология нефти и газа», 1960, № 12.
- Авров П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (26), 1965.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г. и др. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсоевлым отложениям. «Геотектоника», 1965, № 1.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Дальян И. Б. и др. Стратиграфия и нефтеносность нижнетриасовых отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1966.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Даумов С. Г., Краев П. И. Перспективы нефтегазоносности юго-восточного борта Прикаспийской впадины. Вестн. АН КазССР, № 2 (179), 1960.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного и юго-восточного обрамлений Прикаспийской впадины. В сб. «Геология и нефтеносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.
- Авров П. Я., Буялов Н. И., Давидович Я. Л. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. ОНТИ, 1935.
- Авров П. Я., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г. и др. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсоевлым отложениям. «Геотектоника», 1965, № 1.
- Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. В сб. «Стратиграфия и фации юрских и меловых отложений Эмбы». Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 55, 1951.
- Айзенштадт Г. Е.-А. К вопросу о нахождении соляных карнизов на Эмбенских куполах. Тр. ВНИГРИ, сб. 3, 1955.
- Айзенштадт Г. Е.-А. Восточная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, вып. 96, 1956.
- Айзенштадт Г. Е.-А. Типы соляных куполов и нефтяных залежей Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжск. научн.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2, Саратов, 1964.

- Айзенштадт Г. Е.-А., Антонов К. В. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, вып. 207, 1963.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Колтыпин С. Н., Размыслова С. С. и др. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 253. Изд-во «Недра», 1967.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Лапина Н. Н., Степанов Д. Л. Новые данные по геологии юго-востока Русской платформы. В сб. «Геология и геохимия», вып. 1 (VI), 1957.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Малявкина В. С., Тимофеев Б. В. К вопросу о возрасте каменной соли в ядрах эмбенских куполов. В сб. «Геология и геохимия», вып. 2 (VIII), 1958.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Неволин Н. В., Эвентов Я. С. Геологическое строение Прикаспийской впадины и ее нефтегазоносность. В кн. «Геология нефти». Изд-во АН СССР, 1964.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Пинчук И. А. Новые данные по кунгуро юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. В сб. «Геология и геохимия», вып. 2 (VIII), 1958.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Пинчук И. А. Южно-Эмбенская 2 и Тугаракчанская 5 опорные скважины. Тр. ВНИГРИ. В сб. «Опорные скважины СССР», вып. 184, 1961.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Е. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1962.
- Алексеев В. С., Фокин А. С. Геологическое строение северо-западной части Центрального Устурта. Тр. «Союзбургаз», вып. 4, 1964.
- Алексеев А. К. Палеоген Северного Приаралья. (Реферат доклада.) В сб. «Проблемы советской геологии», т. VI, № 10, 1936.
- Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-Клыч на Аральском море. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. XI (1934—1935 гг.), Л., 1937.
- Алексеев А. К. Среднеэоценовая фауна моллюсков из песчаников Северного Приаралья. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. XII (1936—1939 гг.), Л., 1945.
- Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак. Тр. НГРИ, нов. серия, вып. 16, 1941.
- Аленицын В. Д. Предварительный отчет об исследованиях на Аральском море летом 1874 г. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., т. V, вып. 2, 1874.
- Аленицын В. Д. Отчет о результатах исследований на Аральском море. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., т. V, вып. 2, 1875.
- Аленицын В. Д. Сообщение о SO-NW поднятии в Арало-Каспийской стране и о причинах поворота рек Аму и Сыра. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., т. VII, 1876.
- Аленицын В. Д. Очерк истории суши континентальных островов Аральского моря. Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. V, изд. С.-петерб. об-ва естествоиспыт., 1877.
- Аленицын В. Д. Разбор новой возможной теории поворота Аму и Сыра в сравнении с теорией влияния SO-NW поднятия в Арало-Каспийской стране. Речи и протокол VI съезда русс. естествоиспыт. и врачей в С.-Петербурге, происходившего с 20 по 30 декабря 1879 г. Заседание второе, геология и минералогия. Изд-во Вольф, С.-Петербург., 1880.
- Аленицын В. Д. Аральское море. Живописная Россия, т. X, Русская Средняя Азия, Очерк II, С.-Петербург., 1885.
- Алешков А. Н. О возрасте коры выветривания на Южном Урале. «Природа», 1941а, № 1.
- Алешков А. Н. О происхождении южноуральских месторождений никеля. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1941б.
- Аллер Г. Д. Мезозойские отложения северной части Урало-Эмбенской области. В сб. «Большая Эмба». Изд-во АН СССР, 1937.
- Андрусов Н. И. О геологических исследованиях в Закаспийской области, проведенных в 1887 г. Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. 6, 1887.
- Андрусов Н. И. О геологических исследованиях в Закаспийской области, произведенных в 1887 г. Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. IV, 1889.
- Андрусов Н. И. Карабугазский залив (отчет об исследованиях, произведенных в 1894 г. по поручению Министра земледелия). «Сельское хозяйство и лесоводство», 1896а, № 10.
- Андрусов Н. И. О геологических исследованиях, произведенных в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия в 1895 г. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., т. XXIV, 1896б.
- Андрусов Н. И. Замечание о миоцене Прикаспийских стран. Изв. Геол. ком-та, т. XVIII, № 7, 1899.

- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. ч. 1 (Красноводский полуостров, Большой и Малый Балхан, Джанак, Устюрт). Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. 6, СПб, 1905а.
- Андрусов Н. И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова. Ежегодн. геол. и минерал., т. VII, 1905б.
- Андрусов Н. И. Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907 г. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоиспыт., т. XXXV, вып. 5, 1910.
- Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк п-ова Тюбкараган и Горного Мангышлака. Тр. Комисс. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1, т. III, 1911.
- Андрусов Н. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г. Изв. Геол. ком-та, т. XXXIII, 1914.
- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. II, Мангышлак (часть описательная). Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. VIII, 1915.
- Андрусов Н. И. Конкский горизонт (фоладовые пласты). Тр. Геол. и минералог. музея АН СССР, т. II, вып. 6, 1917а.
- Андрусов Н. И. Понтический ярус. Геология России, т. IV, ч. II, вып. 2. Изв. Геол. ком-та, 1917б.
- Андрусов Н. И. О поездке к южному берегу Карабугазского залива весной 1916 г. Изв. Росс. АН, VI сер., т. XII, № 4, 1918.
- Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 110, 1923а.
- Андрусов Н. И. Нубекулярные желваки среднего сармата Мангышлака и Крыма. Тр. Геол. и минералог. музея АН СССР, т. IV, вып. 1, 1923б.
- Аполлонов М. К., Абдуллин А. А. К вопросу о стратиграфическом положении толщи кремнистых пород девона Южных Мугоджар. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.
- Арган Э. Тектоника Азии. Докл. на XII сессии Междунар. геол. конгресса в Брюсселе. ОНТИ, 1935.
- Арипов А. А., Курбаниязов К., Айходжаев С. С. К условиям формирования юрских отложений Устюрта и прилегающих к нему районов. Узб. геол. журнал, № 3, 1964.
- Аристархова Л. Б., Белкин О. А., Кузьмин Ю. Я., Магретова М. Д. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений восточной части Прикаспийской низменности. В сб. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. II. Изд-во АН СССР, 1961.
- Архангельский А. Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. Материалы для геологии России, т. XXII, 1905.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат-лы для геологии России, т. XXV, 1912а.
- Архангельский А. Д. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. Верхнемеловые отложения. Изв. Туркест. отд. Русс. геогр. об-ва, т. VIII, вып. 1 и 2, 1912б.
- Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России и прилежащих частей Азии. Т. 1, вып. 9. Изд. Геол. ком-та, 1926.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн. «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Архипов А. Я., Виноградова К. В. К стратиграфии юрских отложений Прикарабагзской депрессии. В сб. «Геология и нефтегазоносность Юга СССР». Тр. Комплексной южной геол. экспед., вып. 8, 1962.
- Астафьева Л. В. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражения в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт). Тр. СГПК, вып. 2. Госгостехиздат, 1961.
- Астахова Т. В. Исторический обзор установления возраста пород хребта Каратау на Мангышлаке. Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., вып. 3, № 18, 1956а.
- Астахова Т. В. К вопросу о стратиграфическом положении слоев с *Doricranites*. Докл. АН СССР, т. III, № 5, 1956б.
- Астахова Т. В. Фаунистические зоны нижнего триаса Мангышлака. В кн. «Сб. статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Астахова Т. В. Новые данные о стратиграфии триаса Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 29, 1960а.
- Астахова Т. В. Новые раннетриасовые цератиты Мангышлака. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных», ч. 2. Госгеолтехиздат, 1960б.
- Астахова Т. В. О новом семействе нижнетриасовых цератитов. Докл. АН СССР, т. 131, № 4, 1960в.
- Астахова Т. В. О палеогеографии триасового периода на Мангышлаке и Туаркыре. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, вып. 6, 1962.
- Астахова Т. В. О палеогеографии триасового периода на Мангышлаке и Туаркыре. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 6, 1962.

- Ауэрбах И. Б. Гора Богдо. Зап. Русск. географ. о-ва, т. IV, 1871.
- Афанасьев Б. Л. Речной тип угленакопления (флювиальный или потамический). В сб. «Пробл. сов. геологии», т. VIII, № 1, 1938.
- Ахмеджанов М. А., Борисов А. М., Курбаниязов К. Тектоника и возможная нефтегазоносность палеозойского фундамента Устюрта и Приаралья. Вестн. Каракалпакского филиала АН УзССР, 1963, № 3.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана и ряда других стран. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (38), 1960.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Изд-во АН СССР, 1962.
- Балашова Е. А. О фауне и стратиграфии карбона Бер-Чогура. Науч. бюлл. ЛГУ, № 3, 1945а.
- Балашова Е. А. О фауне карбона Бер-Чогура. Уч. зап. ЛГУ, № 65, серия геол.-почв. наук, вып. 13, 1945б.
- Балашова Е. А. Гонимиты карбона Бер-Чогура. Ежегодн. Всес. палеонтол. об-ва, № 14, 1953.
- Балашова Е. А. Некоторые тремадокские триболиты Актюбинской области. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 18, 1961.
- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде, ч. I. Уч. зап. Казанск. ун-та, вып. 108, 1948.
- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Часть II. Уч. зап. Казанск. ун-та, вып. 114, 1954.
- Барбот де Марни Н. П. Поездка на гору Чапчачи. «Горный журнал», ч. II, кн. IV, 1874.
- Барбот де Марни Н. П. Отчет о результатах геологических исследований (Арало-Каспийской эксп.). Тр. С.-Петербур. об-ва естествоиспыт., т. VI, 1875.
- Барбот де Марни Н. П. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан. Дневник геологического путешествия, изданный после смерти автора под ред. проф. А. А. Иностранцева и Н. И. Андрусова. Тр. Арало-Каспийской экспед., вып. 6, 1889.
- Бархатова Н. Н., Немков Г. И. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение. Изд-во «Наука», 1965.
- Барышникова В. И., Иванова А. Н., Морозов Н. С., Хабарова Т. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX, 1961.
- Батурин В. П., Иванова З. П. Петрографические коррелятивы пермотриасовых песчаных пород Северной Эмбы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, 1938.
- Баярунас М. В. Геологическое описание фосфоритносных отложений западной части полуострова Мангышлак. В кн. «Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей». Тр. комис. Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов, серия I, вып. II, т. 3, 1911а.
- Баярунас М. В. О присутствии на Мангышлаке нижнего триаса. Изв. АН СССР, т. V, № 5, 1911б.
- Баярунас М. В. Предварительный отчет о геологических исследованиях в степной части Мангышлакского уезда, произведенных в 1910 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 47, вып. 6, 1911в.
- Баярунас М. В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака. Зап. Минерал. об-ва, сер. 2, ч. 49, 1912.
- Баярунас М. В. Об исследованиях на Мангышлаке. Отчет Геол. ком. за 1914 г. Тр. Геол. ком-та, т. XXXIV, № 1, 1915.
- Баярунас М. В. К геологии Гурьевского уезда Уральской области. Тр. Петрогр. об-ва естествоиспыт., вып. 5 (38), 1916.
- Баярунас М. В. Безотточные впадины Южного Мангышлака. Изв. РГО, т. III, 1917.
- Баярунас М. В. Экскурсия для раскопок остатков млекопитающих в Тургайской обл. «Природа», 1917б, № 4.
- Баярунас М. В. Геологические исследования в Адаевском уезде Казахстана. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. комитета за 1925—1926 гг.). Изд. Геол. ком-та, 1927а.
- Баярунас М. В. Обследование Тюбкараганского листа 5-верстной карты Мангышлака. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. комитета за 1925—1926 гг.) Изд. Геол. ком-та, № 17, 1927б.
- Баярунас М. В. Карасязь-Таспаская антиклиналь. Изв. ИРГО, т. 53, 1932а.
- Баярунас М. В. К геологии Карабугаза. Изв. ВГРО, т. 1, вып. 50, 1932б.
- Баярунас М. В. О возрасте елов с *Doricranites*. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1936.
- Безруков П. Л. Датский ярус Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, № 5, 1936а.
- Безруков П. Л. О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральска. Бюлл. МОИП, нов. серия, т. 14, вып. 2, 1936б.

- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые фосфориты Примугоджарских степей. Тр. НИУИФ, вып. 138. В сб. «Агрономические руды СССР», т. IV, 1938а.
- Безруков П. Л. Геологическая исследования в районах станций Эмба и Переволоцкая Оренбургской железной дороги. Тр. НИУИФ, вып. 138. Агрономические руды СССР, т. IV, 1938б.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. НИИ геол. и минер., вып. 7, 1934.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Тр. ВИМС, вып. 110, 1937.
- Беляева Е. И. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XV, вып. 3, 1948.
- Беляева Е. И. Некоторые итоги изучения третичных фаун наземных млекопитающих Советского Союза. Докл. советских палеонтологов на XII сессии Международного геол. конгресса. М., 1964.
- Бененсон В. А. Литофации и мощности нижнемеловых отложений южного обрамления Прикаспийской синеклизы в связи с их нефтегазоносностью. Тр. ВНИГРИ, вып. 7, 1962.
- Бер А. Г. Мезозойская эффузивно-осадочная толща северной части Тургайского прогиба. «Сов. геология», 1958, № 3.
- Берг Л. С. Очерк физической географии Аральского моря. «Земледелие», т. VIII, кн. III—IV, 1901.
- Берг Л. С. К морфологии берегов Аральского моря. Ежегодн. геол. и минерал., т. V, вып. 6, 1902.
- Берг Л. С. Заметка о песках Большие Барсуки. В сб. «Почвоведение», т. IX, № 1, 1907.
- Берг Л. С. Аральское море. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, т. V, вып. 9, 1908.
- Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. «Проблемы физической географии», 1934, № 1.
- Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Т. II. Географгиз, 1952.
- Берг Л. С. Природа СССР, М., Географгиз, 1955.
- Березовская В. Л. Новые месторождения нефти Южной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, № 6, 1961.
- Билибина Т. В. О наземном вулканизме в районе Мугоджар. В сб. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. II, Свердловск, 1963.
- Бобоедова А. А., Мадерни У. Н. О возрастных взаимоотношениях свит и слоев плиоцена Тургай. Тр. ВСЕГЕИ, т. 123, 1966.
- Боброва О. А. Танатоценозы хвалынского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 2—3, 1939.
- Богачев В. В. Очерк третичных отложений Северного Приаралья. Изв. Геол. ком-та, т. XXVIII, № 3, 1909.
- Богачев В. В. Новое в стратиграфии закавказского миоцена. «Новости нефтяной геологии». т. 2, № 10 (20), 1935.
- Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Азерб. научно-исслед. ин-та им. В. В. Куйбышева, вып. XXXI, Баку, 1936.
- Богачев В. В. Миоцен Закавказья. Тр. Азерб. фил. АН СССР, т. (X) 44, серия геол., Баку, 1938.
- Богачев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Изд-во АН УССР. Киев, 1961.
- Богачева М. И., Васильев Ю. М., Прошляков Б. К. и др. Уникальный разрез триаса в Аралсорской сверхглубокой скважине (Прикаспийская впадина). Докл. АН СССР, т. 165, № 6, 1965.
- Богданов А. А. Новые данные о плиоценовых и постплиоценовых отложениях Нижнего Поволжья. Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. XI (4), 1933.
- Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии Нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., вып. 2, 1934.
- Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII (3), 1934.
- Богданов А. А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. «Вопросы теорет. и прикл. геол.», сб. 4, МГРИ, 1947.
- Богданович А. Н. О фауне фораминифер из конкских отложений Устюрта. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.
- Богомолова Л. И., Гарецкий Р. Г. и др. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы (Кенкиак-Мортук-Жанажольский район). Докл. АН СССР, т. 149, № 5, 1963.

Бойцова Е. П., Васильев И. В., Овечкин Н. К. О границах и объеме олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах (по палеоботаническим данным). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 43, вып. 1, 1961.

Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геологическое строение юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 5, 1955.

Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Бокситоносность юго-западной части Тургайского прогиба. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений Центральных областей СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 149, геол. серия, 1953.

Болховитина Н. А., Котова И. З., Самодуров В. И., Ян Цзи-дуань. Стратиграфия континентальных меловых отложений Нижне-Сырдарьинского поднятия (Северо-Восточное Приаралье). Докл. АН СССР, т. 152, № 2. Большая Эмба, 1937. т. I. Изд-во АН СССР, 1963. Большая Эмба. Изд-во АН СССР, 1937.

Бондарева Т. П. О возрасте чеганской свиты и о границе эоцена и олигоцена в Северном Приаралье. В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Изд. АН УССР, Киев, 1964.

Бондарева Т. П., Иванова В. А., Самодуров В. И. К сопоставлению разрезов морских палеогеновых отложений Северного и Южного Приаралья. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.

Бондарева Т. П., Немков Г. И., Самодуров В. И. К вопросу о возрасте тасаранской свиты Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.

Бондарева Т. П., Самодуров В. И. Новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.

Бондарева Т. П., Самодуров В. И., Серова М. Я. Значение миллионид для стратиграфии палеогена Арало-Тургайской низменности. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1959.

Борисяк А. А. Русские охотники за ископаемыми. В кн. 4. Штеренберг «Охотники за ископаемыми». ОНТИ, 1936.

Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих Союза ССР. Киргизгосиздат, Фрунзе, 1943.

Борисяк А. А., Ефремова И. А., Мартынова А. В. Палеонтология за 20 лет. В кн. «Математика и естествознание в СССР». Изд-во АН СССР, 1938.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джекказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 6, № 12, 1955.

Боровский В. М., Погребинский М. А. Древняя дельта Сырдарьи и Северные Кызылкумы. Т. I. Изд-во АН КазССР, 1958.

Борщов И. Г. Материалы для ботанической географии Арало-Каспийского края. Зап. АН СССР, т. VII, прилож. № 1, 1865.

Брегман Г. Р. Геодезические высоты в связи с проблемой уровня Каспия. «Метеорология и гидрогеология», 1947, № 1.

Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б. Палеогеновые отложения Волгоградского Поволжья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 3, 1959.

Брик М. И. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений бассейна среднего течения р. Илек в Западном Казахстане. Госгеолиздат, 1952.

Бронева В. А., Брызжева Н. и др. Верхнепалеогеновые отложения Северного Устурта. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 123, 1966.

Бронева В. А., Жежель О. Н., Жилин С. Г. Новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 152, № 6, 1963.

Бронева В. А., Жилин С. Г. Оligоценовые отложения северного берега залива Перовского (Аральское море). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 123, 1966.

Бронева В. А., Кирюхин Л. Г. Верхнеолигоценовые отложения Северного Устурта и Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1966.

Бронева В. А., Кирюхин Л. Г. Среднеолигоценовые отложения Северного Устурта и Северного Приаралья. Изв. АН СССР, серия геол., 1966.

Бронева В. А., Кирюхин Л. Г., Мерклин Р. Л., Плещеев И. С. К стратиграфии олигоценовых отложений юго-западной части Чаграйского плато. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 5, 1964.

Бувалкин А. К. Деформация террас р. Темир (Эмбенская обл.). Изв. Каз. филиала АН СССР, сер. геол., № 2-3, 1944.

Буданцев Л. Ю. Оligоценовая флора Северного Приаралья. В сб. «Проблема ботаники». Изд. АН СССР, т. 4, 1959.

Булекбаев З. Е. и др. Геологическое строение и развитие Аяккумско-Устуртской зоны поднятий. Изв. АН КазССР, серия геол., № 6, 1966.

Бутаков А. И. Краткое описание реки Сыр-Дарьи от форта Перовский до устьев. Морск. сб., т. XXVIII, № 3, 1857

- Быков Р. И. Основные черты тектоники Актюбинско-Темирского Приуралья. В сб. «Вопр. геол. и разв. нефт. и газ. месторождений». Тр. МНИ, вып. 14. Гостоптехиздат, 1956.
- Быкова Н. К. К вопросу о датских и палеоценовых отложениях Северного Мангышлака и Южно-Эмбенского района. В кн. «Границы меловых и третичных отложений». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вайнблат А. Б. Верхнепермские и триасовые отложения купола Кенкияк. Тр. ВНИГРИ, вып. 190, серия геол., сб. 7, 1962.
- Вайнблат А. Б. Стратиграфия и литология верхнепермских отложений Кенкияк-Шенгельскийского района (Западное Примугоджарье). Тр. ВНИГРИ, вып. 237, 1964.
- Вайнблат А. Б. Строение и нефтеносность верхнепермских и триасовых отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. Зап. ЛГИ, т. XLIX, вып. 2, 1965.
- Варенцов М. И., Левенко А. И. О пермотриасе Туранской плиты. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Василенко В. К. Структура грабенов Эмбенских соляных куполов. «Нефтяное хоз-во», 1945, № 5-6.
- Василенко В. К. Нефтеносность пермотриасовых отложений Эмбенской области. «Нефтяное хоз-во», 1947, № 10-11.
- Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела п-ова Мангышлак (описание, схемы филогении некоторых групп и стратиграфический анализ). Тр. ВНИГРИ, вып. 171, 1961.
- Василенко В. П., Мятлюк Е. В. Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Южно-Эмбенского района. В сб. «Микрофауна нефтяных месторождений Казахстана, Эмбы, Ср. Азии». Гостоптехиздат, 1947.
- Васильев Ю. М. О строении и возрасте сыровых отложений Южного Заволжья. Докл. АН СССР, т. 126, № 5, 1959а.
- Васильев Ю. М. Стратиграфия верхнего мела полуострова Бузачи по фауне фораминифер. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959б, № 4.
- Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 49, 1961.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Структурный план неогеновых отложений Устюрта. В сб. «Новости нефт. и газов. техн.», вып. 3, 1961.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Мангышлака. В сб. «О геологическом строении и нефтегазоносности Западного Казахстана». Гостоптехиздат, 1964.
- Васильев Ю. М., Обрядчиков О. С. Перспективы газонефтеносности плиоценовых отложений Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1962.
- Васильев Ю. М., Прошляков Б. К. Петрографические особенности карбона Южно-Эмбенского поднятия. Докл. АН СССР, вып. 115, № 5, 1957.
- Васильев Ю. М., Федоров П. В. К вопросу о соотношении морских и континентальных отложений Нижнего и Среднего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1961.
- Васильевский М. М. Материалы к геологии п-ова Мангышлак. В сб. «Материалы для геол. России», т. XXIV, 1908.
- Вахрамеев В. А. Находка нижнемеловых покрытосеменных растений в Западном Казахстане. Бюлл. МОИП, отд. биол., т. 1, вып. 3, 1946.
- Вахрамеев В. А. Роль геологической обстановки в распространении покрытосеменных флор в меловое время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 6, 1947.
- Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана, Енисейского края. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948а.
- Вахрамеев В. А. Циклофиты из альбских отложений Западного Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 6, 1948б.
- Вахрамеев В. А. Континентальные и солоноватоводные отложения олигоцена Северного Приаралья и северных чинков Устюрта. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана (региональная стратиграфия). Изд-во АН СССР, т. 1, 1952.
- Вахрамеев В. А., Яншин А. Л. Палеозой в Северном Приаралье. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XXX, № 9, 1940.
- Венюков П. Н. Осадки девонской системы в Мугоджарских горах. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоиспыт., вып. 23, 1895.
- Виноградова К. В., Семов В. Н. О расчленении терригенных отложений юрской системы месторождений Узень и Жетыбай (Южный Мангышлак). «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 6.
- Винокуров А. Н. Геологическое исследование фосфоритовых залежей в северо-восточном углу Б. Темирского уезда Тургайской области в 1913 г. Тр. НИУ, вып. 72. В сб. «Фосфоритовые руды СССР», т. III, 1930.

- Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Водорезов Г. И. Докембрий Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 15, 1952.
- Водорезов Г. И. О некоторых ископаемых рифогенных образований и возрасте окружающих их отложений. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960а.
- Водорезов Г. И. Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960б.
- Водорезов Г. И. Основные черты магматизма Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961а.
- Водорезов Г. И. Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазо-спилитовой формации Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии Южного Урала». Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 67, Саратов, 1961б.
- Водорезов Г. И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. 1-го Уральского петрограф. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Водорезов Г. И. Геологическая характеристика колчеданных месторождений Южного Урала и Мугоджар и перспективы их поисков. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар (Западный Казахстан)». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963б.
- Водорезов Г. И., Киселев Л. И. Геологическая позиция и петрографическая характеристика щелочных пород Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 1. Госгеолтехиздат, 1956.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 1, Госгеолтехиздат, 1956.
- Водорезов Г. И., Сагло В. В., Сегедин Р. А. К стратиграфии докембрийских отложений Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 4, 1965.
- Воинова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова Л. И. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. Госгеолиздат, 1941.
- Волков А. Н. Месторождение боратов Индера. В сб. «Большая Эмба». Изд-во АН СССР, 1937.
- Волков В. Н., Волкова И. Б., Леоненко Н. И., Маркович Е. М., Фадеева И. З. Палеогеографические условия нижнемезозойского угленакопления в бассейне среднего течения р. Илек. Тр. АН СССР, вып. XIII, 1961.
- Волчегурский Л. Ф. О структурном положении и генезисе бессточных впадин Южного Мангышлака. Булл. МОИП, отд. геол., вып. 6, т. 33, 1958.
- Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере соляного купола Санкебай-Круглый). «Геотектоника», 1965, № 2.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. «Сов. геология», 1965, № 7.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 165. Изд-во «Наука», 1966.
- Воробьев Н. К., Диаров М., Тухфатов К. Роль гергейтовского горизонта в корреляции геологических разрезов отдельных куполов Прикаспия. Вестн. АН КазССР, № 10 (211), Алма-Ата, 1962.
- Воронова М. Л., Корневский С. М., Бодунов В. С. Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика галогенных пород Линевской структуры. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 83, 1962.
- Воскобойников М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 50, № 5, 1963.
- Воскобойников М. Е. О стратиграфии мезозойских отложений района низовьев Сырдарьи. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 24, 1956.
- Воскобойников М. Е. Положение нуммулитовых известняков в разрезе палеогена Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 119, № 6, 1958.
- Востряков А. В. К вопросу о новейших движениях земной коры в Нижнем Заволжье. Изв. АН СССР, т. 89, № 5, 1953.
- Востряков А. В. Об обнаружении нижнего плиоцена в бассейне среднего течения р. Урал. Научн. ежегодн. Саратовского гос. ун-та, 1954.
- Востряков А. В. История развития Саратовского Заволжья в акчагыльский век. Уч. зап. Саратовского гос. ун-та, серия геол., т. 46, 1955а.
- Востряков А. В. О северной границе распространения морских апшеронских отложений. Докл. АН СССР, т. 103, № 6, 1955б.

- Востряков А. В. Миоценовые отложения южной части Общего Сырта. Уч. зап. Саратовского гос. ун-та, серия геол., т. 65, 1959.
- Востряков А. В. Новейшие движения земной коры и развитие рельефа Южного Заволжья. В сб. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 3, ч. III. Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1966.
- Вялов О. С. О миоценовых устричниках из северных чинков Устюрта. Изв. Геол. ком., т. XVIII, № 10, 1929.
- Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте. Изв. Геол. ком., вып. 49, № 4, 1930а.
- Вялов О. С. Описание третичных пеллеципод из некоторых мест Тургайской обл. Изв. ГРУ, т. XIX, № 3, 1930б.
- Вялов О. С. Гидрогеологические исследования степной полосы к югу от р. Эмба в северной части Устюрта. Тр. ГРУ, вып. 61, 1931.
- Вялов О. С. Материалы к геологии района Больших Барсуков (Казахстан). Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. LIII, вып. 2, отд. геол. и минерал., 1934.
- Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Устюрта. Тр. ВГРО, вып. 319, 1935.
- Вялов О. С. Возраст корбулевых слоев Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX, вып. 3—4, 1945а.
- Вялов О. С. Новые устрицы из палеогена Закаспия. Докл. АН СССР, т. XLVIII, № 3, 1945б.
- Вялов О. С. Оligоценовые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Северного Приаралья — аналоги майкопской свиты. В сб. «Майкопские отложения и их возраст-ные аналоги на Украине и в Средней Азии». Изд. АН УССР, Киев, 1964.
- Вялова Р. И. Комплексное изучение юрских отложений Мангышлака. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, вып. 16, 1956.
- Гаврилов А. А. 1965б. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс Южного Урала. «Литол. и полезн. ископ.», 1965, № 3.
- Гаель А. Г. К вопросу о генезисе и эволюции песков СССР. Тр. 1-го Всесоюзн. геогр. съезда (11—18 апреля 1933 г.), вып. 3. Изд-во Гос. геогр. об-ва, 1934.
- Гаель А. Г. Облесение бугристых песков Приаралья. Изд-во АН СССР, 1951.
- Гаель А. Г., Коликов М. С. Вопросы методики комплексного исследования песков. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 1, 1937.
- Гаель А. Г., Коликов М. С., Малюгин Е. А., Останин Е. С. Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути освоения. Тр. Института пустынь, т. II. Изд-во АН КазССР, 1951.
- Галактионов А. Б. Плотность осадочных пород Устюрта. «Приклад. геофизика», вып. 23, 1959.
- Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примугоджарья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30(2), 1955.
- Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1956.
- Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1957.
- Гарецкий Р. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного погружения Мугоджар. «Геология нефти», 1958, № 1.
- Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чущакульской антиклинали к югу от Мугоджар. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 5, 1959.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. ГИН АН СССР, вып. 60, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Горшенин С. Е. Об открытии выходов верхнемеловых отложений в урочище Жаманшин (бассейн р. Иргиз в Северном Приаралье). Докл. АН СССР, т. 148, № 5, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Булекбаев З. Е., Шлезингер А. Е., Мулдакулов Г. Г. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения восточной прибортовой части Прикаспийской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1967.
- Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. О соотношении верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туранской плиты. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Егоров И. П., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения в районе Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум). Докл. АН СССР, т. 96, № 3, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Щербович С. Ф. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Южного периклиналиного прогиба в районе Кокпектинской антиклинали. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 1, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Котова И. З., Шлезингер А. Е. Верхнеюрские континентальные толщи Устюрта. Докл. АН СССР, № 1, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Котова И. З., Шлезингер А. Е. О различных типах разрывов неокома на западе Туранской плиты. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1965.

- Гарецкий Р. Г., Кузьмина О. А. Новый выход континентальных меловых отложений в Северном Приаралье. Бюлл. МОИП, т. 61, отд. геол., т. 31, вып. 5, 1956.
- Гарецкий Р. Г., Мерклин Р. Л., Яншин А. Л. Морские нижнемиоценовые отложения в Приаралье. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 6, 1958.
- Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Немков Г. И. Новый выход нуммулитовых слоев в Северном Приаралье. Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.
- Гарецкий Р. Г., Плещеев И. С. Палеогеновые отложения Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIX, вып. 1, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических работ. В сб. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. Изв. вузов, «Геотектоника», 1965, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций). Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума. «Сов. геология», 1961, № 12.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1956.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы. «Сов. геология», 1958, № 2.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 44, 1960.
- Гаррис М. А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.
- Гаррис М. А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. В сб. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Изд-во Уральск. филиала АН СССР, Свердловск, 1963.
- Гельмерсен Г. П. О геогностическом состоянии Устюрта и особенности восточного склона его к Аральскому морю. «Горный журнал», ч. III, кн. VII, 1845.
- Гельмерсен Г. П. О морских раковинах из песчаной степи Кара-Кумы, лежащей к северу от р. Сырдарья. Зап. АН, т. XIII, кн. 1, 1868.
- Гельмерсен Г. П. Геологическая карта, составленная Мурчисоном, Вернейлем и Кейзерлингом, исправленная и дополненная. СПб, 1870.
- Гельмерсен Г. П. Очерк геологии и физической географии Арало-Каспийской низменности. Горн. журн., ч. IV, кн. X—XII, 1879.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора юрских угленосных отложений Восточно-Уральского буроугольного месторождения и ее стратиграфическое значение. Углетехиздат, 1959.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора среднеюрских угленосных отложений Орского буроугольного бассейна. Изд-во АН СССР, 1959.
- Геоботаническое районирование СССР. Тр. Комиссии по естеств.-историч. райониров. СССР, т. II, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1947.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I, Средняя Азия (под ред. А. А. Бакирова). Гостоптехиздат, 1963.
- Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. Гостоптехиздат, 1946.
- Геологическое строение Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, 1961.
- Геология Тургайского прогиба. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 43, 1961.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, Гостоптехиздат, 1963.
- Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. Изд-во «Наука», 1966.
- Герасимов И. П. Очерк почв районов бассейнов Верхней Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работе почв.-бот. отряда Казах. эксп. АН СССР, вып. II. Мат-лы ОКИСАР, вып. 16, серия Казахст. Изд-во АН СССР, 1928.
- Герасимов И. П. К вопросу о классификации, терминологии и почвенно-географическом разделении Казахстана и Средней Азии. «Почвоведение», 1931, № 3.

Герасимов И. П. Почвенный очерк Восточного Усть-Урта. Отчет о работе почв.-бот. отряда Казах. эксп. АН СССР, вып. IV, ч. 1. Мат-лы КЭИ, вып. 25, сер. Казахст. Изд-во АН СССР, 1930а.

Герасимов И. П. К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работе почв.-бот. отряда Казах. эксп. АН СССР, вып. IV, ч. 2 (исслед. 1926 г.). Мат-лы КЭИ, вып. 26, сер. Казахст. Изд-во АН СССР, 1930б.

Герасимов И. П. О послетретичных отложениях западной части равнинного Туркестана. Изв. ГГРУ, т. IX—XI, № 9, 1930в.

Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 25, 1937.

Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Изд-во Казах. фил. АН СССР, Алма-Ата, 1943.

Герасимов И. П., Лобова Е. В. Почвенно-географический очерк песчаных районов Приаралья. Тр. Всес. ин-та каучука и гуттаперчи, вып. 3, 1932.

Гиммельфарб Б. М. Кандагачское фосфоритное месторождение. Тр. НИУ, вып. 85. Фосфоритные руды СССР, т. VII, 1931.

Гиммельфарб Б. М. Разведка фосфоритов и мела в районе Тамды. Тр. НИУ, вып. 100. В сб. «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2, 1932.

Гиммельфарб Б. М. Фосфориты Северо-Западного Казахстана. Справочник по удобрениям. Изд-во НИУ, 1933.

Гиммельфарб Б. М., Дрожжев В. П., Лодяной Н. И., Смирнова В. Н. Геологоразведочные работы на фосфориты в Северо-Западном Казахстане в 1934 г. Тр. НИУИФ, вып. 138. В сб. «Агрономические руды СССР», т. IV, 1938.

Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1938.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым оруденением на Южном Урале. В кн. «Труды Уральской научной конференции». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Гинзбург И. И. О теории А. Н. Алешкова по вопросу происхождения месторождений силикатного никеля. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1941.

Гинзбург И. И. Нонтрониты Южного Урала. В кн. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1946.

Гинзбург И. И., Кац А. А., Зорин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед. № 1; вып. 81, серия Уральск. компл. эксп., № 2, 1946.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Гинзбург И. И., Савельев И. И. Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1936.

Гликман Л. С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. Изд-во «Наука», 1964.

Горн Н. К., Кузнецов С. С. Северная нуммулитовая провинция. Вестн. Ленингр. ун-та, серия биол., геогр. и геол., № 7, 1952.

Горохов С. С. Стратиграфия позднедокембрийских отложений хребта Уралтау. Изв. вузов, серия «Геология и разведка», 1962, № 10.

Горохов С. С. Главный Уральский разлом на Урале. Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.

Горохов С. С. Рифей хребта Уралтау. Изд-во «Наука», 1964.

Горохов С. С., Сегедин Р. А., Фонарев В. И. О конгломератовидных породах в докембрии Аксуйской антиклинали. В сб. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Запад. Казахстана», вып. 3, Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.

Горский И. И., Леоненко Н. И. Стратиграфия юрских континентальных отложений СССР. (Докл. советских геологов к I-му Международному коллоквиуму по юрской системе). Изд-во АН ГрузССР, 1962.

Горский И. И., Леоненко Н. И., Волков В. Н. и др. История нижнемезозойского угленакопления на территории южной части Магнитогорского синклиниория. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Тр. Лаб. геологии угля АН СССР. Изд-во АН СССР, вып. XII, 1961.

Горский И. И., Леоненко Н. И., Волкова И. Б., Маркович Е. М., Волков В. Н. Палеогеографические условия нижнемезозойского угленакопления в южной части Магнитогорского синклиниория. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Тр. АН СССР, вып. XIII, 1961.

Грачев Р. И. Перспективы нефтегазоносности площади междуречья Урал—Волга. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, вып. 2, 1958.

Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия. Тр. ВНИГРИ, серия геол., сб. 4, вып. 131, 1959.

Грачев Р. И., Донскова Г. Е., Рыгина П. Т. Новые данные о стратиграфии и распространении отложений келловей и оксфорда на территории Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 113, № 2, 1957.

Грачев Н. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Толстой Н. С. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений западной части Северо-Каспийского нефтегазодносного бассейна. Тр. треста «Союзбургаз», 1965.

Гребенщиков К. В. Микроскопическое исследование юрских и пермотриасовых отложений Урало-Эмбенского нефтяного района. «Нефт. хоз-во», 1930, № 8-9.

Гринберг И. Г. Новые данные о нижнеюрских отложениях Северного Устюрта. «Советская геология», 1964, № 7.

Гринберг И. Г., Сухинин В. Г. Северо-Устюртская опорная скважина 1. Тр. ВНИГРИ, вып. 241, 1965.

Грицаенко Г. С., Искюль Е. В. К минералогии Кемпирсайского силикатного никелевого м-ния. «Минеральное сырье», 1937, № 1.

Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 61, 1954.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 64, геол. серия (№ 12), 1948.

Гусев А. К. Новая схема стратиграфии верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья. Итоги конф. Казан. Гос. ун-та за 1964 г., Казань, 1965.

Демчук Л. В., Иванов Ю. А., Шахиджанов Ю. С. Об условиях залегания палеозойских отложений в Западном Примугоджарье в связи с перспективами их нефтегазоносности. «Новости нефть и газ. техн.», 1961, № 6.

Демчук Л. В., Шахиджанов Ю. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западного Примугоджарья. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Джумагалиев Т. Н. Перспективы газо-нефтеносности междуречья Урал—Волга. «Сов. геология», 1960, № 6.

Дмитриева Р. Г., Егоров И. П. Петрографические коррелятивы меловых, юрских и пермотриасовых отложений Эмбенского нефтеносного района. «Восточная нефть», 1940, № 2—3.

Дмитриевский А. Н. К вопросу о происхождении верхнепермских отложений Кенкиякской площади и минералогической зональности мезозойских отложений Западного Примугоджарья. Тезисы докладов научно-техн. конференции молодых специалистов. Изд-во МИНХ и ГП, 1965.

Днепров В. С. Нефтяные месторождения и разведочные площади Эмбенской нефтяной области. Тр. ВНИГРИ, вып. 138, 1959.

Днепров В. С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устюрта. Тр. ВНИГРИ, вып. 194, 1962.

Домарев В. С. О кобальте в медных рудах Западного Каратау на полуострове Мангышлак. «Цветные металлы», 1938, № 5.

Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. Мат-лы ВСЕГЕИ. В сб. «Полезные ископаемые», № 4, 1948.

Домбровский Б. С. Геологические наблюдения на Устюртском побережье залива Кайдак на Каспийском море. Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. 1, ч. 2, 1938.

Доскач А. Г. Геоморфологические наблюдения в районе развития бугров Бэра. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 43, 1949.

Доскач А. Г. Геоморфологические исследования в долине р. Урал. Тр. ин-та геогр., АН СССР, т. 51, 1952.

Дрейсин А. Г. Новые данные о среднеюрских отложениях центральной и северной частей Урало-Волжского междуречья. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Тр. треста «Союзбургаз», вып. 5, 1965.

Дрейсин А. Г., Кожевников И. И. Сводные унифицированные стратиграфические геолого-геофизические разрезы юрских и нижнемеловых отложений северной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 5, 1965.

Дубянский В. А. Краткий очерк поездки в Тургайскую и Уральскую области. Изв. С.-Петербур., бот. сада, т. IV, вып. 7, 1904.

Дубянский В. А. Генезис и эволюция песков Средней Азии. «Лесной журнал», 1909, № 7.

Дубянский В. А. Пески Казахстана. «Народное хозяйство Казахстана», 1930, № 11-12.

Дубянский В. А. Песчано-пустынные пространства Центрального Казахстана. Тр. 1-й Всесоюзн. конф. по размещ. производ. сил Союза ССР, т. 7, 1932.

Дубянский В. А. Пути и перспективы использования песчаных пустынь Средней Азии и Казахстана. Тр. 1-й Всесоюзн. конф. по размещ. производ. сил Союза ССР, т. 7, 1932.

Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. «Геология нефти и газа», 1957, № 7.

- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Изд-во АН Туркм.ССР, Ашхабад, 1959.
- Дьяков Б. Ф. и др. Южный Мангышлак — новый крупный нефтеносный район Советского Союза. «Геология нефти и газа», 1961, № 12.
- Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Егоров А. И. Формирование угольных залежей в Урало-Эмбенской солянокупольной области. «Разведка и охрана недр», № 1, 1957.
- Егорова М. Н. Фазы юрского торфонакопления Мангышлака и изменение ботанического состава торфяных болот. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 3, 1932.
- Елисеев В. И. О молодых тектонических движениях Орского Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV (5), 1950.
- Емельянов Н. Д., Иргизский район. Предварит. отчет об организ. и испол. работ по исслед. почв Азиатск. России в 1914 г. Изд-во Переселенч. упр. Пг, 1916.
- Ефремов И. А. Об условиях нахождения остатков лабиринтодонтов в верфенских отложениях горы Бол. Богдо в Астраханской губернии. Тр. Геол. музея АН СССР, т. III, 1928.
- Ефремов И. А. Материалы по пермотриасовым лабиринтодонтам. Лабиринтодонты кампильских слоев г. Бол. Богдо. Тр. Палеозоолог. ин-та АН СССР, т. 1, 1933.
- Жижченко Б. П. Заметки о фауне и стратиграфическом положении чокракского горизонта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 3, 1934.
- Жижченко Б. П. Нижний миоцен. Стратиграфия ССР, т. XII. Изд-во АН СССР, 1940а.
- Жижченко Б. П. Средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII. Изд-во АН СССР, 1940б.
- Жижченко Б. П. О конкском горизонте Усть-Урта. Докл. АН СССР, т. 58, № 8, 1947.
- Жижченко Б. П. Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа и смежных областей. «Сов. геология», 1964, № 3.
- Жуков М. М. Четвертичные отложения низового Поволжья. Тр. МГРИ, вып. 1, 1936.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В сб. «Проблемы Западного Казахстана», т. 11. Изд-во АН СССР, 1945.
- Журавлев В. С. Нижний валанжин Эмбенской солянокупольной обл. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII (2), 1952.
- Журавлев В. С. Морские отложения верхнего альба в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, 1957а.
- Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 3, 1957б.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 42, 1960а.
- Журавлев В. С. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 2, 1960б.
- Журавлев В. С. Главный этап формирования соляных куполов и связанные с ним закономерности размещения залежей нефти и газа. Тез. докл. Второго межвед. симпози. по проблеме «Геологические особенности солянокупольных регионов и методика поисков и разведки солянокупольных структур в связи с нефтегазоносностью». Чернигов, 1966а.
- Жутеев С. А. К вопросу о возрасте нуммулитовых известняков оз. Челкар Западного Казахстана. Уч. зап. НИИГ при СГУ, т. 21, вып. 5, 1939.
- Жутеев С. А. О возрасте слоев сыранского яруса Общего Сырта и Зауралья. Докл. АН СССР, нов. серия, № 1, 1953.
- Жутеев С. А. Северокаспийские слои лютетского яруса. Вестн. Ленингр. ун-та, серия биол., геогр. и геол., № 1, 1954.
- Загоруйко В. А. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Приаралья. В сб. «Геология нефти и газа». Тр. Туркм. филиала ВНИИ, вып. 2, 1961.
- Загоруйко В. А. Фациальные особенности меловых отложений Юго-Восточного Приаралья. «Геология нефти и газа», 1963, № 7.
- Загоруйко В. А., Скворцов И. В. Палеогеновые отложения Западного Приаралья. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIII. Гостоптехиздат, 1959.
- Загоруйко В. А., Фокина Н. И. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнемеловых отложений Кызылкумов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1965.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры морского олигоцена Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 92, № 6, 1953а.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры морских эоценовых отложений Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 92, № 5, 1953б.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры верхнего эоцена Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 99, № 4, 1955.

Заклинская Е. Д. Стратиграфическое значение пылицы голосемянных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 6, 1957.

Замаренов А. К. Эоценовые отложения юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. 3, 1959.

Замаренов А. К. Верхний палеозой Актюбинского Приуралья. Изд-во АН КазССР, 1962.

Замаренов А. К., Бейсенов Б. Б., Трайнин Л. П. Строение и нефтеносность пермских и триасовых отложений м-ния Кенкияк. Тр. Ин-та геол. и геофиз. АН КазССР, т. I, 1962.

Замятин А. Н. Индерское озеро и его окрестности. Изв. Геол. ком-та, т. XXXIII, № 7, 1914а.

Замятин А. Н. Отчет о геологическом исследовании фосфоритов в Уральской области в районе нижнего течения р. Темир и верхнего течения р. Эмба в 1913 г. Тр. Комис. по исслед. фосфоритов, серия I, т. VIII, 1914б.

Замятин А. Н. Геологический очерк северо-восточной части Темирского уезда Уральской области. Изв. Геол. ком-та, т. XXXIV, № 5, 1915.

Замятин А. Н., Васильевский П. М. Отчет о геологическом исследовании фосфоритов в северной части Темирского уезда Уральской обл. в 1914 г. Тр. Комисс. по исслед. фосфоритов, серия I, т. VIII, 1915.

Зиновьев М. С., Троицкая Е. А. Новые данные о фауне оксфордского яруса в районе озера Эльтон. В сб. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 2. Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1964.

Золотова В. П. Верхний горизонт кунгурского яруса Пермского Прикамья. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, серия геол., т. XVIII, вып. 2, 1961.

Зяблицкий И. И. Угленосность купольных структур Урало-Каспийского бурогоугольного бассейна. Тр. треста «Южуралуглеразведка», вып. II, 1948.

Иванин М. И. Поездка на полуостров Мангышлак. Зап. Рос. геогр. об-ва, кн. II, 1847; 2-е изд. кн. I и II, 1949.

Иванов В. В. Степи Западного Казахстана в связи с динамикой их покрова. Зап. Геогр. об-ва СССР, нов. серия III. Изд-во АН СССР, 1958.

Иванов Ю. А. Стратиграфия и перспективы нефтегазосности каменноугольных, сакмарских и артинских отложений Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. В сб. «Геологическое строение и нефтегазосность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Иванова А. Н., Ласточкина К. И., Макарова И. А. и др. К вопросу о мезозойских коллекторах бортовой зоны Прикаспийской впадины (Саратовская обл.). Тр. ВНИИГГ, вып. 3, 1965.

Иванова В. А. О зональном расчленении майкопских отложений Южного Приаралья по фораминиферам. Тр. СГПК, вып. 2. В сб. «Геология и перспективы нефтегазосности некоторых районов СССР». Гостоптехиздат, 1961.

Иванова В. А., Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 2. В сб. «Геология и перспективы нефтегазосности некоторых районов СССР». Гостоптехиздат, 1961.

Иванова А. Н., Хабарова Т. Н. и др. Обоснование стратиграфических подразделений юрских и меловых отложений Саратовской области (Саратовское Поволжье и северо-западная часть Прикаспийской впадины). Тр. ВНИГНИ, вып. 29, т. 2, 1961.

Иванова Е. Н., Эвентов Я. С. Палеогеновые отложения центральной части Волго-Уральского междуречья по данным Новоказанской опорной скважины. Бюлл. МОИП, т. XXXV, вып. 4, 1960.

Ивашенцев Н. А. Очерки низовьев Сырдарьи и Приаральской степи. Морск. сб., т. XIII, СПб, 1854.

Иловайский Д. И., Флоренский К. П. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека. В сб. «Материалы к познанию геол. строения СССР», нов. серия, вып. 1 (5). Изд. МОИП, 1941.

Ильин В. Д., Белякова Г. М. Геологическое строение западной прибортовой части Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГНИ, вып. 30, 1961.

Ильина А. П. Крупные фораминиферы и моллюски эоцена Мангышлака. Стратиграфия и фауна меловых и третичных отложений Ср. Азии. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 73, 1963.

Ильина А. П. Моллюски палеогена Северного Устурта (чеганская и ащеай-рыкская свиты). Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 89, 1955.

Ильина А. П. Некоторые третичные моллюски Западного Приаралья. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, 1960.

Ильина А. П. Биостратиграфический очерк палеогена Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Ильина А. П., Уткин В. С. Неогеновые отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

- Ишина Т. А. Особенности строения юрских угленосных толщ Мангышлака. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР», вып. 41. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ишутин В. В., Клейнер Ю. М. О понтических отложениях Устюрта. Докл. АН СССР, т. 134, вып. 2, 1960.
- Кадисов М. Б. Обобщение данных каротажа по Южной Эмбе. «Восточная нефть», 1940, № 2—3.
- Казаков М. П. и др. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 19, 1958.
- Казаков М. П. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаков Г. А., Тугаринов А. И. Абсолютный возраст верхнего докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», 1963.
- Казариннов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госгеолтехиздат, 1958.
- Казахская Советская Социалистическая Республика. Алма-Ата, Казгосиздат, 1960.
- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. «Нефтяное хозяйство», 1954, № 10.
- Калинин Н. А. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана. «Геология нефти», 1958, № 9.
- Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Тр. ВНИГРИ, вып. 213, 1963.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. О верхнеюрских аммонитах окрестностей озера Эльтон. Тр. НИИГеологии Саратовск. гос. ун-та, т. 2, вып. 2—3, 1938.
- Кандинов Н. Н., Иванова В. А. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 1. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Гостоптехиздат, 1960.
- Кармишина Г. И. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины по микрофауне. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, вып. геол., т. 74, 1960.
- Карпинский А. П. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в Оренбургском крае летом 1873 г. Горн. журнал, т. II, 1874.
- Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской части России в минувшие геологические периоды. Изд-во АН, 1887.
- Карпинский А. П. Месторождения никелевых руд на Урале. «Горный журнал», 1891, № 10.
- Касаткин В. Г. Почвы и грунты по линии Троицкой железной дороги. Тр. Бюро по земледелию и почвовед. Учен. ком. Министерства земледелия. СПб, 1915.
- Каминский А. А. О причинах колебаний уровня Каспия. Изв. Центр. гидрометеор. бюро, вып. 8, 1929.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. «Сов. геология», 1938, № 11.
- Кац А. Л. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлорита в образовании обогащенных никелевых участков на Шелектинском месторождении. Тр. ГИН АН СССР, вып. 41, 1941.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 104, 1949.
- Келлер Б. М., Розман Х. С. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 18, 1961.
- Кинд Н. В. Гонидтиты и климении западного склона Мугоджарских гор. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. II, 1944.
- Кипарисова Л. Д. Триасовые отложения СССР. Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР, т. VII. Госгеолиздат, 1947.
- Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр. В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кириченко Г. И. Метаморфические толщи «М» Южной оконечности Урала. Зап. Всерос. Минер. об-ва, т. XV, № 2, 1936.
- Кирюхин Л. Г. Новые данные о палеоценовых отложениях Северного Устюрта. «Сов. геология», 1965, № 10.
- Кирюхин Л. Г., Клейнер Ю. М. О происхождении и структурной приуроченности чинков Северного Устюрта. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 11.
- Кирюхин Л. Г., Кравчук В. Н., Федоров П. В. Новые данные о террасах Аральского моря. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1966.
- Кирюхин Л. Г., Кургалимова Г. Г. Морские сенонские отложения Восточного Приаралья. Изв. вузов серия «Геология и разведка», № 6, 1966.
- Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. Гельветские отложения Северного Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964а.

Киселев Л. И., Костик Г. А., Костик И. Е., Милецкий Б. Е. Основные черты магматизма Иргизского синклинария. Тезисы докладов II Уральского петрографического совещания, вып. 1, Свердловск, 1966.

Клейнер Ю. М., Кравчук В. Н., Невзоров Н. Е., Урецкий Б. З., Шаронов А. И., Эберзин А. Г. Понтические отложения Северного Устюрта. Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.

Клейнер Ю. М., Федоров П. В. О бакинских отложениях предчинковой зоны Северо-Западного Устюрта. Докл. АН СССР, т. 138, вып. 4, 1961.

Климов П. И. Геологическое строение северной части Соль-Илецкого района Средне-Волжского края. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. XII (3), 1934.

Климов П. И. К стратиграфии красноцветных отложений юго-востока Оренбургской степи. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 14 (1), 1936.

Клычева Н. Ю., Никитина М. Н. Геологическое строение Беке-Саубетской площади, перспективы ее нефтеносности и план разведочных работ. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, вып. 18, 1960.

Клычева Н. Ю., Якуницкая М. И. Стратиграфия и фации нижнемеловых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Князев В. С. и др. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермотриаса. В кн. «Геологические условия и основные закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», т. 1. Гостоптехиздат, 1963.

Князев В. С., Флоренский П. В. Литология пермотриасовых отложений на площади Кызан-п-ова Бузачи. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.

Князев В. С., Флоренский П. В. Пермские и триасовые отложения Мангышлака и Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV, вып. 4, 1965.

Князев В. С., Флоренский П. В. Пермские и триасовые отложения Мангышлака и Уст-Урта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, вып. 4, 1965.

Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. Геологическое строение доюрской поверхности Туранской плиты. «Геотектоника», 1966, № 2.

Коблов К. А. Новый никеленосный район в Южном Примугоджарье. В кн. «Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана», вып. 1, Актюбинск, 1961.

Кожевников И. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Колесников В. П. Средний миоцен Закаспийского края. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2-3, 1936.

Колесников В. П. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII. Изд-во АН СССР, 1940.

Колесников В. П. К геологической истории северной части Краснодарского плато. В сб., посвящ. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

Колтыпин С. Н. Верхний мел Северной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 55, 1951.

Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья. Тр. ВНИГРИ, вып. 109, 1957.

Колтыпин С. Н. Нижнемеловые отложения Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX, 1961а.

Колтыпин С. Н. Схема стратиграфии верхнего мела Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX, 1961б.

Кононов Ю. С. Некоторые новые данные о строении и нефтеносности верхнепермских и триасовых отложений Южной Эмбы. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. III, 1959а.

Кононов Ю. С. Триасовые отложения восточной части Прикаспийской впадины. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1. Гостоптехиздат, 1959б.

Копелиович А. В., Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, т. 106, № 2, 1956.

Копытова Э. А. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы триасовых отложений бассейна р. Илек (Актюбинское Приуралье). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 37, 1956.

Кореневский С. М. О фациях, калиеносности и бороносности галогенного кунгура Прикаспийской низменности, Актюбинского, Чкаловского и Башкирского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 116, № 3, 1957.

Кореневский С. М. Перспективы калиеносности галогенных отложений кунгура Северного Прикаспия и Южного Предуралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 57, 1961а.

Кореневский С. М. Серопроявления юго-востока Русской платформы, связанные с пермскими галогенными отложениями. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 68, 1961б.

Кореневский С. М., Воронова Л. М. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. Изд-во «Недра», 1966.

- Кореневский С. М., Горюнов Ю. С. Геологическое строение, калиенность и бороносность Челкарской соляной структуры. Докл. АН СССР, т. 118, № 6, 1958.
- Кореневский С. М., Лифанов Б. А. Новые данные о калиенности галогенного кунгура Северного Прикаспия в полосе между Индером и Темирлом. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 37, 1960.
- Корженевский Б. А. Некоторые новые данные по геологии хребта Каратау на Мангышлаке. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 3, № 19, 1956.
- Корженевский Б. А. О минералогическом составе пород каратауского комплекса Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 3, 1961.
- Корин И. З. Окремненные змевики в коре выветривания. В кн. «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
- Корнилова В. С. Итоги изучения олигоценовой флоры Тургая. Тр. Ин-та ботан. АН СССР, т. 3, 1956.
- Коробков А. И. О соотношении чеганской и ащайрыкской свит Устюрта. Тезисы докладов Межвузовской студ. конференции. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Коробков А. И. Новые данные о возрасте и фаунистической характеристике ащайрыкской свиты Северного Устюрта. Докл. АН СССР, т. 144, № 2, 1962.
- Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Гостоптехиздат, 1954.
- Коробков И. А. Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.
- Коробков И. А., Коробков А. И. К проблеме ярусного деления олигоцена. Изв. АН АрмССР, № 5, 1965.
- Коробов С. С. Новые данные о геологическом строении района Чапчачи. Тр. ВНИИГалургии, вып. 35, 1959.
- Коробов С. С. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия. Тр. ВНИИГалургии, вып. 40, 1960.
- Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. САОГИЗ, 1934.
- Коровин Е. П., Кашкаров Д. Н. Типы пустынь Туркестана. Тр. Ин-та ботан. АН СССР, 1934.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1963.
- Костенко Н. Н. К вопросу о возрасте террас Сыр-Дарьи. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 8, 1954.
- Костенко Н. Н. Общая схема стратиграфии антропогенных отложений Казахстана. Уч. зап. САИГИМСА, вып. 4, Ташкент, 1960.
- Костенко Н. Н. Краткий очерк антропогена Казахстана. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1961.
- Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1963.
- Костик Г. А. Среднедевонские отложения Верхнего Прииргизья. В сб. «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. 3. Изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1966.
- Костик Г. А., Костик И. Е., Милецкий Б. Е., Миловский А. В., Сажнов В. В. Путеводитель Мугоджарской экскурсии. Второе Уральское петр. совещ. Актюбинск, 1966.
- Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники северо-восточной окраины Эмбенской нефтеносной области. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, вып. 2, 1940а.
- Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940б.
- Косыгин Ю. А. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины как возможные новые нефтеносные бассейны. «Нефт. промышленность СССР», 1941, № 1.
- Косыгин Ю. А. Пермские соленосные свиты. В сб. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области». Изд-во АН СССР, 1963.
- Косыгин Ю. А. Общетектоническая классификация соляных куполов. «Нефт. хоз-во», 1946, № 6-7.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.
- Кошелев П. Я. О возрасте рельефа территории Тургайского прогиба. В сб. «Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 39, 1960.
- Крашенинников И. М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докучаевского почв. ком-та, № 3, 1915.
- Крашенинников И. М. Растительный покров Киргизской республики. Тр. Об-ва по изуч. Киргиз. края, вып. VI, Оренбург, 1925.
- Криштофович А. Н. Основные пути развития флоры Азии. Уч. зап. ЛГУ, № 9, сер. геол., почв.-геогр., вып. 2, 1936.

- Криштофович А. Н. Байкальские или континентальные мезозойские отложения СССР. Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. в СССР, т. 1, ГОНТИ, 1939.
- Криштофович А. Н., Палибин И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской обл. Изв. АН, сер. VI, т. IX, № 12, 1915.
- Круг Е. В. Отчет по исследованию месторождений марганцевых руд на п-ове Мангышлак Закаспийской обл. В сб. «Материалы по общей и прикладной геологии», вып. 51, 1927.
- Крылова А. К., Наливкина А. К. Брахиоподы и амmonoидеи девона района Сызрани и Мугоджар. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 72, 1953.
- Кудинова Е. А., Шахварстова К. А. Предварительный отчет о геолого-поисковых работах в Актюбинско-Илекском районе КазССР за 1930 г. Тр. НИУ, вып. 100. Агрономические руды СССР, т. 1, ч. 2, 1932.
- Кузнецов Е. А. О возможности определения возраста горных пород методом сравнительной дисперсии дупреломления. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Кузнецов Е. А., Миловский А. В., Фонарев В. И. Определение абсолютного возраста метаморфических пород и гранитоидов Южных Мугоджар дисперсионным методом. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1965.
- Кузнецова К. И., Шлезингер А. Е. Верхнеюрские отложения в погруженных зонах п-ова Мангышлак. Булл. МОИП, отд. геол., т. XXXVIII, вып. 2, 1963.
- Кузнецова Н. Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака. Докл. АН СССР, т. XXXII, № 1, 1952.
- Кузнецова Н. Ф. Палеоген и датский ярус Мангышлака. В сб. «Геология и геохимия». № 2(VIII), 1958.
- Кулева Г. В. Фауна нижнемеловых отложений Зауральского Сырта и бассейна среднего течения р. Илек. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, т. 74, серия геол., 1960.
- Курбако Е. П. Фосфоритные залежи западной части полуострова Мангышлака. Участки Ханга-Баба, Тубеджик и Джалберт. В сб. «Агрономические руды СССР», т. 1, ч. 2, 1932.
- Кургалимова Г. Г., Прусова И. А. Расчленение палеогеновых отложений на территории Северных Кызылкумов и юго-восточной части Тургайского прогиба по фауне фораминифер. Булл. МОИП, отд. геол., № 2, 1964.
- Курлаев В. И., Жидовинов Н. Я. Верхнеплиоценовые отложения Западного и Северного Прикаспия. В кн. «Научный ежегодник Саратовск. гос. ун-та за 1955 г.» Аннотация, 1959.
- Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 11, № 70, 1949.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген Арало-Сибирской равнины (стратиграфия и условия осадконакопления в верхнем палеогене и неогене). Автореф. докт. диссерт., 1957.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1959.
- Лавров В. В., Котова М. С. Очерк палеогеновых и неогеновых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, 1963.
- Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. В сб. «Мат-лы по геол. и газонос. нижнепермских отложений юга Русской платформы». Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1961.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Сферолитовые породы Мугоджар. Тр. Мугоджарской экспедиции, т. 2. СПб, 1899.
- Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3, 1955.
- Леоненок Н. И. Геологическая характеристика области распространения нижнемезозойских отложений в южной части Магнитогорского синклиория. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд-во МГУ, 1961.
- Леонтьев О. К., Мякотин В. С., Никифоров Л. Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичный период. Тр. Комплексной южной геол. экп. АН СССР, вып. 5, 1960.
- Лепехин И. И. Дневные записки путешествия доктора и Академии наук адъютанта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1768 и 1769 гг. СПб, 1771.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала. Зап. Росс. минер. об-ва, т. 62, вып. 1, 1933.
- Лётова Г. К. Литолого-петрографическая характеристика ниже-мезозойских отложений южной части Магнитогорского синклиория. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ливеровская Е. В. Третичные отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 151, 1960.

- Липатова В. В. Верхнепермские отложения Актюбинского Приуралья (по данным глубокого бурения). Науч. докл. Высш. шк., геол.-географ. науки, № 2, 1958.
- Липатова В. В. Новые данные о казанском ярусе Актюбинского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 128, № 4, 1959.
- Липатова В. В. Стратиграфия верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья. В сб.: «Стратиграфические схемы палеозойских отложений». Госгеолтехиздат, 1962.
- Липман Р. Х. Микрофаунистическая характеристика саксаульской свиты верхнеэоцена в Северном Приаралье. Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960а.
- Липман Р. Х. Микрофаунистическая характеристика стратотипического разреза тасаранской свиты палеогена в Приаралье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35, 1960б.
- Липман Р. Х. Состав микрофауны нуммулитовых слоев мыса Изенды-Арал на северном берегу Аральского моря. Докл. АН СССР, т. 138, № 3, 1961.
- Липман Р. Х. Комплексы радиолярий в палеогеновых отложениях Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 115, 1965.
- Липман Р. Х., Айзенштат И. М., Казимирова Л. Х. Новые данные о микрофаунистической характеристике стратотипического разреза тасаранской свиты палеогена в Северном Приаралье. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.
- Липман Р. Х., Хохлова И. А. К вопросу о стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Северного Приаралья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 47, 1961.
- Липман Р. Х., Хохлова И. А. Микрофаунистическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, 1964а.
- Липман Р. Х., Хохлова И. А. Распределение микрофауны в некоторых разрезах чеганской свиты Тургайского прогиба и Северного Приаралья. В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Изд. АН УССР, Киев, 1964б.
- Личков Б. Л. Материалы к характеристике фаций и стратиграфии альбских отложений Мангышлака. Тр. Геол. музея АН СССР, 1927а.
- Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. Тр. ВНИИГАлургии, вып. 40, 1960.
- Лобов В. В., Алексеев Г. И. Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Куйбышевской, Оренбургской и Ульяновской областей. Тр. ВНИГНИ, вып. 22, 1959.
- Лодяной Н. И. Некоторые новые данные о геологическом строении северо-западной части Актюбинской области. В кн. «Агрономические руды СССР», т. 4, 1941.
- Ломакин Н. П. О полуострове Мангышлак и путях оттуда в различные пункты Закаспийского края. Зап. Закавказ. отд. ИРГО, кн. VIII, 1873.
- Лукович М. Т. Еоценская фауна моллюска из области измечу Аральского и Челкарского озера и нъен. значау. Споменик Срынске Кралевска Академие, LXIII, разряд 12. Белград, 1924.
- Луппов Н. П. К стратиграфии неокомских отложений Мангышлака. Изв. ВГРО, вып. 40, 1932.
- Луппов Н. П. О полиптиховом горизонте Мангышлакского региона. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 16, вып. 3, 1935.
- Лымарев В. И. Новые данные об изменении уровня древнеаральских террас на северном берегу Аральского моря. Уч. зап. Казах. пед. ин-та, сер. естеств. геогр., 1958.
- Любер-А. А. Атлас спор и пыльцы палеозойских отложений Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1955.
- Мадерни У. А. О находках раковин пресноводных моллюсков в палеогеновых отложениях тургайской серии Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.
- Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между городами Куйбышевым и Оренбургом. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV, № 6, 1936.
- Мазина Е. А., Ксенофонов О. К. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития». В сб. «Геология Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 43, 1961.
- Макарова Т. В., Горнштейн Н. А. Пермские отложения Бузулукской опорной скважины (юго-восточный склон Русской платформы). Тр. ВНИГНИ, вып. XIII, 1959.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнемезозойских отложений Большого Каратау. Тр. Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя Восточного Казахстана, т. 1, 1960.
- Максимова З. А. Трилобиты среднего и верхнего девона Урала и Северных Мугодзар. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 3, 1955.
- Макшеев А. И. Описание низовьев Сырдарьи. Морск. сб., т. XXIII, 1856.
- Маловицкий Я. П., Летавин А. И. О палеозойской истории Донбасско-Промысловой зоны. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960.

Малютина З. А. Стратиграфия и литология угленосной толщи Восточно-Уральского бурогоугольного месторождения. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. VI, 1956.

Малютина З. А. К вопросу о выделении мамытской свиты в континентальных юрских отложениях восточного склона Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1959.

Малютина З. А. Среднеюрские отложения Орского Урала. Тр. ВНИГРИ, т. II, вып. XXIX, 1961.

Мамаев Н. Ф. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала» вып. 6, 1958.

Маркович Е. М. Нижнемезозойские ископаемые растения южной части Магнитогорского синклиория. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Изд-во АН СССР, М., 1961.

Мартинсон Г. Г., Никитин В. Г., Теплова Л. С., Васильев И. В. Стратиграфия и корреляция меловых континентальных отложений Приаралья. «Сов. геология», № 4, 1966.

Мартынова М. Я., Секунова Е. М. Корреляция морских палеогеновых отложений Приаралья и Кызылкумов по фораминиферам. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1966.

Мейер Л. Н. Дельта р. Сырдарьи и ее отношение к России. Морской сб., т. V, № 9, 1861.

Мейер Л. Н. Геологический очерк Зауральской Киргизской степи Оренбургского ведомства и несколько слов о минеральных богатствах ее. «Горный журнал», ч. I, кн. 1, 1864.

Мелик-Пашаева Н. В. Сопоставление разрезов юрских отложений Астраханского Прикаспия и Южного Мангышлака. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 2.

Меннер В. В. Селяхии палеогена Мангышлака, Эмбы и Восточного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VI, (3—4), 1928.

Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 28, 1950.

Мерклин Р. Л. О новом подвиде анкофор из Юго-Восточного Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 2, 1953а.

Мерклин Р. Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 3, 1953б.

Мерклин Р. Л. О конкском горизонте северного побережья Кара-Богаз-Гола и о присутствии в нем беззамковых брахиопод *Lingula*. Докл. АН СССР, т. XCV, № 1, 1954.

Мерклин Р. Л. О гидрогеологии и гидробиологии гельветского моря на юге СССР (по данным экологии моллюсков). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 2, 1958.

Мерклин Р. Л. О новом виде карнид из верхнего олигоцена Приаралья. «Палеонтологический журнал», 1960, № 1.

Мерклин Р. Л. О новом третичном подроде корбулид. «Палеонтологический журнал», 1961, № 1.

Мерклин Р. Л. Горизонты средне- и верхнеолигоценых отложений юга СССР. Докл. АН СССР, т. 114, № 2, 1962.

Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.

Мерклин Р. Л., Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана. Тр. Палеонтол. ин-та, т. IX. Изд-во АН СССР, 1955.

Милановский Е. В. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. Тр. Комисс. по изучению четвертич. периода, вып. 2, 1935.

Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостехиздат, 1940.

Милецкий Б. Е. Некоторые закономерности развития палеозойского магматизма Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., № 4, 1963.

Милецкий Б. Е. Герцинские гранитные интрузии Мугоджарского антиклинория и связь с ними редкометалльного оруденения. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана» вып. III, Изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1966а.

Милецкий Б. Е. Рудные формации и особенности развития металлогении Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, Изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1966б.

Миловский А. В. Сопоставление этапов тектоно-магматической активности Мугоджар, Урала и Тянь-Шаня (на основании определения возраста аргонным методом). В кн. «Проблемы геохимии и космологии». М., «Наука», 1968.

- Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Вестн. Моск. ун-та, отд. геол., № 5, 1965.
- Миловский А. В., Фонарев В. И. и др. Основные черты строения и состава докембрийских метаморфических толщ Мугоджар. Второе Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл. Свердловск, 1966.
- Мильничук В. С. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., вып. 36, 1962.
- Мирзоев Д. А., Мовшович Э. Б., Чернышев С. М. Новые данные о сопоставлении верхнемеловых отложений Астраханского района, вала Карпинского и Прикумской нефтегазоносной области. «Новости нефтяной и газовой техники», серия геол. № 10, 1962.
- Мионов С. И. Исследование месторождений нефти на Акчоку, Карасай, в верховьях Кайнара, Копа и Чийлисай Уральской области. Изв. Геол. ком-та, т. XXXV, № 1, 1916а.
- Мионов С. И. Уральский нефтеносный район: Мурза-Адыр, Дунгуллок-Сор, Кос-Куль, Терсаккан, Киякты-Сай. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 142, 1916б.
- Мионов С. И. Геологическое строение месторождения Таскудук вблизи Досора в Уральской губернии. Изв. Геол. ком-та, т. XLIII, № 6, 1925.
- Мионова Л. В., Овечкин Н. К., Яркин В. И. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. В сб. «Материалы к биостратиграфии палеогеновых отложений Западного Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 82, 1962.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Легавин А. И., Маловицкий Я. П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинских платформ, прилегающих к Каспийскому морю. Докл. АН СССР, т. 146, № 4, 1962.
- Михайлов Н. П., Густомесов В. А. Бореальные позднеюрские головоногие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 107, 1964.
- Михайловский Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии. Уч. зап. Юрьевск. ун-та, т. 17, № 8, 1909.
- Михайловский Г. П. О некоторых новых или редких раковинах из третичных отложений северного побережья Аральского моря. Протокол об-ва естествоиспыт. при Юрьевск. ун-те, т. XXI, вып. 1—2, 1912.
- Можаяев Б. Н. К истории геологического развития западной части полуострова Тюб-Караган в кайнозойское время. Тр. Лабор. аэрометодов, вып. 1, 1958.
- Мокринский В. В. Третичные Vryozoa Мангышлака. Тр. Геол. и минер. музея АН СССР, т. II, вып. 3, 1916.
- Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака. В кн. «Памяти акад. П. И. Степанова», 1952.
- Мокринский В. В., Вальц И. Э. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. Изд-во «Наука», 1965.
- Молин В. А. Первые находки двустворчатых листоногих в индском ярусе Мангышлака. «Палеонтологический журнал», 1965, № 1.
- Морозова В. Г. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, вып. 5, 1939.
- Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. Тр. ГИН АН СССР, вып. 12, 1958.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 64, 1962.
- Мстиславский М. М. О расчленении верхнетриасовых отложений Мангышлака на свиты. Докл. АН СССР, т. 169, № 4, 1966.
- Мстиславский М. М., Муравьев В. И., Свешников А. С. О верхнетриасовых туфах Горного Мангышлака. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 6.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С., Семенов Г. И., Кудрявцев Ю. С. Геологическое развитие Южного Мангышлака в средне- и верхнемайкопское время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 6, 1966.
- Мурашкин П. К. Геологические работы по фосфоритам Кандагачского района Актюб. округа Казахстана в 1928 г. Тр. НИУ, вып. 72. Фосфоритные руды СССР, т. III, 1930.
- Мушкетов И. В. Туркестан (геологическое и орографическое описание). Т. I, ч. 2. СПб, 1886; то же, 2-е изд., Пг, 1915.
- Мчедlishvili П. А. О тургайской флоре Казахстана. Докл. АН СССР, нов. серия, т. LXVI, № 3, 1949.
- Мчедlishvili П. А. О возрасте корбулевых слоев Закавказья и Северного Приаралья. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XX, № 1, 1950.

- Мчедlishvili П. А., Шлезингер А. Е. Новое местонахождение верхнеэоценовой флоры в Западном Казахстане. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 3, 1959.
- Мятлюк Е. В. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 120, 1939.
- Назаренко А. П. К геоморфологии Северного Приаралья. Уч. зап. Харьковский гос. ун-та, т. XXXI, т. 10, 1950.
- Наливкин Д. В. Девонские отложения СССР. В кн. «Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР». Госгеолиздат, 1947.
- Наливкин Д. В. Фауна верхнего и среднего девона восточного склона Башкирского Урала. Госгеолиздат, 1951.
- Наливкин Д. В. Возраст соленосных толщ Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 124, № 4, 1959.
- Наливкина А. К. Верхнедевонские гониатиты и климении Мугоджар. Тр. ВНИГРИ, вып. 72, 1953.
- Наумов А. Д. Кайнозойские отложения Орского Зауралья. В сб. «Материалы по геологии Южного Урала». Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, вып. геол., т. 67, 1961.
- Нацкий А. Д. К стратиграфии нижнего мела Мангышлака. В сб. «Материалы для геологии России», вып. I, № 26, 1918.
- Невеская Л. А. К биостратиграфии сарматских отложений Северного Прикарabajазья. Докл. АН СССР, т. ХСVII, № 2, 1954.
- Неволин Н. В. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 55, № 8, 1947.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостоптехиздат, 1951.
- Неволин Н. В. Тектоника Прикаспийской впадины. «Геология нефти», 1958, № 9.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Устюрта и план дальнейших геофизических работ. В кн. «Задачи и перспективы поисковоразведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии», Изд-во АН Туркм. ССР, Ашхабад, 1959.
- Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазосности. Гостоптехиздат, 1961.
- Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. Изд-во «Недра», 1965.
- Неволин Н. В., Галактионов А. Б., Серова А. Д. Геологическое строение Актюбинского Приуралья. В сб. «Прикладная геофизика», вып. 29. Гостоптехиздат, 1959.
- Неуструев С. С. К вопросу о происхождении Приаральских Каракумов и других бугристых песков Туркестана. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 48, вып. 6, 1912.
- Неуструев С. С., Архангельский А. Д. Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии. Ежегодн. по геол. и минер. России, вып. 1—2, 1907.
- Никитин С. Н. О коллекциях пород и ископаемых, доставленных М. Новаковским из Уральской области. Зап. Минер. об-ва, нов. серия, т. XXIII, 1887.
- Никитин С. Н. Отчеты экспедиции 1892 г. в Зауральские степи Уральской области и Устюрт. Изд-во Об-ва Ряз.-Уральск. ж. д., СПб, 1893.
- Никитин С. Н. О работах экспедиции по исследованию Мугоджарских гор и прилегающих к ним с востока площадей Ирگزского уезда Тургайской области. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком-та в 1903 г. Изв. Геол. ком-та, т. XXIII, № 1, 1907.
- Никитин С. Н. Разведка на каменный уголь в окрестностях ст. Бер-Чогур Оренбургско-Ташкентской ж. д. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 2, 1909.
- Никитин С. Н., Тихонович Н. Н. Геологические исследования по восточному и западному склонам Мугоджарских гор. Изв. Геол. ком-та, т. XXV, № 9, 1906.
- Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 2, 1948.
- Никитина Ю. П. О майкопских отложениях Южно-Эмбенского нефтеносного района. Научн. докл. Высш. шк., серия геол.-географ. науки, вып. 3, 1958.
- Никитина Ю. П. Палеогеновые отложения Южной Эмбы в свете изучения фораминифер. АН АзербССР, Баку, 1959.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 45, 1948.
- Николаев В. А. К стратиграфии хазарских отложений Нижнего Поволжья. Докл. АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заповжья. Тр. комисс. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 2, 1935.
- Николаев Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья. В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, 1953.
- Нифантов А. Н. Материалы к изучению фауны девонских отложений в Мугоджарских горах. Изв. Томск. технолог. ин-та, т. 21, № 1, 1911.

- Новаковский М. М. Очерк геологического характера и минеральных богатств Уральской области. «Горный журнал», 1887, № 10.
- Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР. В сб. «Геология докембрия». Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. советских геологов, 1964.
- Обут А. М. Граптолиты тремадокских и смежных с ними отложений Актюбинской и Оренбургской областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 18, 1961.
- Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.
- Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.
- Овечкин Н. К. О некоторых общих или близких видах гастропод и палеогена Ферганы, Северного Приаралья и Тургайской впадины. Мат.-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 9, 1955.
- Овечкин Н. К. Корреляция третичных отложений Тургайского прогиба и смежных районов. «Сов. геология», сб. 59, 1957.
- Овечкин Н. К. Новые данные о возрасте чеганской свиты. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42, палеонт. и стратигр., 1961а.
- Овечкин Н. К. Геологическое строение Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 53, 1961б.
- Овечкин Н. К. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 77, 1962.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. Тр. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной хронологии Урала. Тр. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 3. Изд-во «Наука», 1964.
- Ожиганов Д. Г. Вопросы стратиграфии докембрия Южного Урала. Изд-во Башкир. филиала Геогр. об-ва СССР, Уфа, 1957.
- Ожиганов Д. Г. Докембрий (общий обзор). В кн. «Геология СССР», т. XIII, ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане. «Природа», 1937, № 9.
- Орлов Ю. А. Местонахождение третичных млекопитающих у Аральского моря. «Природа», 1939, № 5.
- Останин Е. С. Пески Большие Барсуки. «Народное хозяйство Казахстана», 1932, № 11—12.
- Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. МГРИ, вып. 9, 1937.
- Палибин И. В. Заметка о третичных растениях Киргизской степи. Изв. Геол. ком., т. XXIII, № 9, 1904.
- Палибин И. В. Ископаемые растения берегов Аральского моря. Изв. Туркестан. отд. Русск. геогр. об-ва, т. IV, вып. 7, 1906.
- Палибин И. В. Растительные остатки из буровых скважин Эмбанефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 29, 1934.
- Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. Ч. III, 1788.
- Пантелеев Г. Ф., Киченко Е. А. Геологическое строение северо-восточного окончания Туаркырской группы складок. Тр. СГПК, вып. 2, Гостоптехиздат, 1961.
- Первые русские научные исследования Устюрта. Сборник. Изд-во АН СССР, 1963.
- Перна Э. Я. Аммонии верхнего неогена восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 99, 1914.
- Петракович Ю. А. О фосфоритовом горизонте Мангышлакского триаса. Докл. АН СССР, т. 15, № 2, 1937.
- Петренко А. А. Геология северо-восточной части Орского района. Тр. ГГРУ, вып. 250, 1933а.
- Петренко А. А. К открытию бокситов в Орском районе. «Проблемы советской геологии», 1933б, № 9.
- Петренко А. А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского р-на. «Проблемы советской геологии», 1938, № 3.
- Петренко А. А. Нижнекаменноугольные отложения Сев. Мугоджар и перспективы их угленосности. «Сов. геология», 1941а, № 4.
- Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, угольная серия, № 1, 1946.
- Петренко А. А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 1, 1949.
- Петренко А. А. Восточноуральский пояс нижнекарбонového угленосления. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1953а.

- Петренко А. А. Геологическое строение Северных Мугоджар (казахская часть Южного Урала). Тр. Лабор. геологии угля, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1953б.
- Петровский А. Д., Горохов С. С. Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Прикаспийского района. Бюлл. МОИП, сер. геол., № 3, 1933.
- Петрушевский Б. А. Происхождение золотых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 73, вып. 3, 1941.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Плещеев И. С. Новые данные по стратиграфии и газоносности палеогеновых и нижнемiocеновых отложений северо-восточной части Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 6, 1966.
- Пономарев Д. В. О распространении коры выветривания в южной части Орб-Илекского водораздела. Изв. Казах. филиала АН СССР, серия геол., вып. 8, 1946.
- Пономарев Д. В. О некоторых закономерностях в распределении компонентов в коре выветривания на одном из м-ний Кемпирсайской группы. Уч. зап. Каз. ун-та, геол. и геофиз., вып. 1, 1954.
- Попов Н. Г., Кувшинова И. Ф. Стратиграфия меловых терригенных отложений и палеогеография Южного Приаралья и Юго-Восточного Устюрта в неокотуронское время. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.
- Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф. Кумский горизонт Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 2. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Гостоптехиздат, 1961.
- Порфирьев Г. С., Верясова М. П. и др. Нижнепермские отложения Волго-Уральской области (стратиграфия, фации, условия образования осадков). Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, вып. 18, 1960.
- Посадская А. С., Сергеева Т. С. Стратиграфия и нефтеносность юрских отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 3, 1965.
- Пояркова А. И. Пальмы в третичных отложениях Урала. «Природа», 1935, № 2.
- Православлев П. А. К геологии окрестностей Баскунчакского озера. Тр. Варшавск. об-ва естествоиспыт., 1902—1903.
- Православлев П. А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Изв. Варшавск. ун-та, Варшава, 1908.
- Православлев П. А. Каспийские осадки по р. Урал. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. II, отд. 2, 1913а.
- Православлев П. А. К геотектонике Индерского озера. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. II, отд. 2, 1913б.
- Православлев П. А. Предисловие к статье В. И. Громовой «Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих Восточной Европы и Северной Азии вообще». Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, вып. 2, 1932.
- Православлев П. А. Didasna Eichwald древнекаспийских отложений Баскунчакского района. Уч. зап. ЛГУ, № 34, 1939.
- Прасолов Л. И., Неуструев С. С. Николаевский уезд. В кн. «Материалы к оценке земель Самарской губернии», 1904.
- Пригоровский М. М. О некоторых осадочных толщах к западу и востоку от Мугоджарских гор. Изв. Геол. ком-та, т. XXXI, № 8, 1912.
- Пригоровский М. М. Отчет о поездке в Тургайскую область в 1914 г. В кн. «Отчеты о работах, произведенных в 1914 и 1915 гг. научным персоналом Музея». Тр. Геол. и Минер. музея АН (1917—1918 гг.), вып. 3, 1922.
- Пригоровский М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Уральской и Тургайской степей. Изв. Геол. ком-та, т. 33, № 8, 1914.
- Пригоровский М. М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор. Геол. вестн., т. 1, № 2, 1915.
- Пригоровский М. М. К геологии западной части Киргизских степей. Геол. вестн., т. IV, № 1-6, 1921.
- Пригоровский М. М. Геология, условия угленосности и водоносности Тургайского пролива Зюсса. «Проблемы советской геологии», т. V, № 2, 1935.
- Принада В. Д. Материалы к юрской флоре Эмбенского района. «Проблемы палеонтологии», т. IV. Изд-во Палеонт. лабор. МГУ, 1938.
- Принц Р. Н. Морфология и генезис песков Большие Барсуки. «Землеведение», нов. серия, т. XLI. Изд-во МОИП, 1940.
- Прокопенко С. Б. Комплексы фораминифер среднеюрских отложений между-речья Волги и Урала. Тр. ВНИИГаз, 1967.
- Проничева М. В. Результаты структурно-геоморфологических работ в Актюбинском Приуралье. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной,

- северной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины и ее обрамления». Гостоптехиздат, 1962.
- Просвирякова З. П. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Мангышлака. В кн. «Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1961а.
- Просвирякова З. П. Юрская флора Мангышлака и ее стратиграфическое деление. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». Изд-во АН СССР, 1961б.
- Прохоров М. Г. Аральская палеозоологическая экспедиция. Изд-во АН СССР, 1934.
- Прохоров М. Г. Результаты Аральской палеозоологической экспедиции. Вестн. АН СССР, № 4, отд. хроники научн. жизни, 1934а.
- Прошляков Б. К., Васильев Ю. М. Петрографические особенности пермотриаса полуострова Бузачи. Докл. АН СССР, т. 132, № 1, 1960.
- Прошляков Б. К., Васильев Ю. М. Рифогенные образования на Южной Эмбе. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.
- Прусова И. А. К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Устьюртского прогиба. В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии», Изд. АН УССР. Киев, 1964.
- Прусова И. А. К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Устьюртского прогиба. В кн. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965.
- Пчелинцев В. Ф. Юрские отложения Прииндерского района. Тр. Петрограф. об-ва естествоиспыт., т. XXXVIII, вып. 5, отд. геол. и минерал., 1916.
- Размыслова С. С. Стратиграфия палеогеновых отложений северо-западных и северных чинков Устьюрта. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 95, 1956.
- Размыслова С. С. Стратиграфия миоценовых отложений северо-западного и северного чинков Устьюрта. Тр. ВНИГРИ, вып. 190, сб. 7, 1962.
- Разумова В. Н. Генезис Ново-Айдырлинского сульфатно-никелевого м-ния. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 3—4, 1945.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн. «Кора выветривания», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива (Южный Урал). Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Древняя кора выветривания Ор-Илекского междуречья и история ее развития. Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963.
- Раузер-Черноусова Д. М. О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV (5), 1937а.
- Раузер-Черноусова Д. М. Фузулиниды и стратиграфия антраколита Урала. Междунар. XVII геол. конгр. тез. докл., 1937б.
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 7, геол. серия, № 2, 1940.
- Решения совещания по унифицированной схеме стратиграфии мезозоя, 1962.
- Рихтер В. Г. Почему не сбылись прогнозы? Движения земной коры и колебания уровня Каспия. «Природа», 1960, № 2.
- Рихтер В. Г., Маев Е. Г. Новые данные по геологии Степного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 104, № 5, 1955.
- Розман Х. С. Девон Ор-Илекского междуречья и Мугоджар. В сб. «Тезисы докладов на совещании по унифицированию стратиграфических схем Урала и Русской платформы». Госгеолтехиздат, 1956.
- Розман Х. С. *Enantiosphen wnidborne* из живетских отложений Южных Мугоджар. «Палеонтологический журнал», 1959а, № 3.
- Розман Х. С. О представителях подсемейства *Iunnanellinae* из Казахстана и Мугоджар. «Палеонтологический журнал», 1959б, № 2.
- Розман Х. С. Стратиграфия фаменских и нижнегурнейских отложений Мугоджар и смежных районов Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.
- Розман Х. С. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 50, 1962.
- Розовская С. Е. Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XXVI, 1950.
- Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края. Т. I, 1878.
- Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края. Т. II, 1884.
- Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края. Т. III, 1890.

- Рубцов Н. И. Растительный покров Казахстана. В кн. «Очерки по физической географии Казахстана». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1952.
- Руженцев В. Е. Рекогносцировочное обследование фосфоритных залежей в Актобинском р-не Казахской ССР. Тр. НИУ, вып. 78. В кн. «Фосфоритные руды СССР», т. V, 1930в.
- Руженцев В. Е. Проблемы палеозойской нефти в Эмбенском районе. «Нефтяное хозяйство», № 6, 1932.
- Руженцев В. Е. Стратиграфия и возраст красноцветной толщи Актобинского района. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 12, вып. 1, 1934.
- Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. «Проблемы сов. геологии», 1936а, № 2.
- Руженцев В. Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актобинской областей. «Проблемы сов. геологии», 1936б, № 6.
- Руженцев В. Е. Структурно-фациальный анализ сакмаро-артинских отложений Башкирского Приуралья и его значение для поисков нефтяных месторождений. В сб. «Рефераты работ учреждений отд. биол. наук АН СССР за 1941—1943 гг.», 1945.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. Изд. АН СССР, серия геол., 1946, № 8.
- Руженцев В. Е. К вопросу об объеме сакмарского яруса. Докл. АН СССР, № 1, 1948а.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны сакмаро-артинского комплекса на Южном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., 1948б, № 1.
- Руженцев В. Е. Некоторые новые намюрские аммониты из Актобинской области. Докл. АН СССР, т. 67, 1949.
- Руженцев В. Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. ПИН АН СССР, т. 29, 1950.
- Руженцев В. Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала (аммониты сакмарского яруса). Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XXXIII, 1951.
- Руженцев В. Е. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актобинской области КазССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XIII, 1952.
- Руженцев В. Е. Ассельский ярус пермской системы. Докл. АН СССР, тт. IX, XI, № 6, 1954.
- Руженцев В. Е. Два новых рода гониатитов в нижнем намюре Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 122, 1958.
- Руженцев В. Е. Визейские аммоноидеи на Южном Урале. «Палеонтологический журнал», 1966, № 1.
- Рухин Л. Б. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 1, 1935.
- Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении Северо-Восточного Приаралья. Зап. Минер. об-ва, № 1, 1937.
- Рухин Л. Б. К вопросу о присутствии угловых несогласий в силуро-девонской толще Южного Урала и Северных Мугоджар. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 67, вып. 2, 1938.
- Рухина Е. В. О некотором типе бугристой степи в Актобинской области. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 7, 1939.
- Рухина Е. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западных Мугоджар. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 11, 1944.
- Рухина Е. В., Рухин Л. Б. Краткий геологический очерк северо-западной части Мугоджар. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 10, 1941.
- Рыбаков Ф. Ф. Стратиграфия, фации, палеогеография пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей в свете подразделения пермской системы на три отдела. Тр. Куйбышевск. НИИ НП, вып. 1. Куйбышев, 1960.
- Рыбаков Ф. Ф. Стратиграфия и сопоставление разрезов пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. Совещ. по уточн. унифицир. схем. Пермская система, 1962.
- Рыбаков Ф. Ф., Савина А. И. К вопросу о нижней границе кунгурского яруса в условиях Куйбышевского Заволжья и Среднего Приуралья. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.
- Рыгина П. Т. Некоторые вопросы стратиграфии верхнего мела и палеогена Северо-Устьюртской опорной скважины. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. IV, 1961.
- Рябенченко Ф. М., Пахомов И. Б., Хомутов В. И. Региональные работы КМПВ в северной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов, 1964.
- Саваренский Ф. П. Сыртовые глины Заволжья в бассейне рр. М. и Б. Узеней. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. V, № 1, 1927.
- Савельев А. А. Новые данные по тектонике северной части Мангышлакской горной системы. Докл. АН СССР, т. 68, № 3, 1949.

- Савельев А. А. Юрские тригоныды Мангышлака и Западной Туркмении. Тр. ВНИГРИ, вып. 148. Гостоптехиздат, 1960.
- Савельев А. А. Фаунистическое обоснование стратиграфии юрских отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Савельев А. А., Василенко В. П. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Савельев И. И. Роль микрорельефа в образовании месторождений никелевых силикатных руд на Южном Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 41, 1941.
- Савельев И. И. Кемпирсайское месторождение никелевых гидросиликатных руд. В кн. «Минералогия Урала», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Савченко А. С. Elasmobranchii Мангышлакского эоцена. Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., т. XXII, 1912.
- Салтыкова Н. П., Шлезингер А. Е. Морские альбские отложения в бассейнах рек Уила, Б. Хобды и Илека (Западный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 129, № 5, 1959.
- Самодуров В. И. Стратиграфия мезозойских отложений низовьев р. Сырдарья. Бюлл. МОИП, сер. геол., № 3, 1955.
- Самойлович С. Р. Пыльца и споры из пермских отложений Чердынского и Актюбинского Приуралья. Госгеолтехиздат, 1960.
- Сартенер П., Розман Х. С. О едином комплексе фаменских ринхонеллид Северной Америки и Урала. «Палеонтологический журнал», № 1, 1965.
- Сарычева А. И. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области. Тр. ВНИИНГ, вып. 3, 1964.
- Свищев М. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. М., 1961.
- Северцов Н. А. Геологические наблюдения, сделанные Н. Северцовым и И. Борщовым в западной части Киргизских степей. «Горный журнал», ч. 2, кн. V, 1860.
- Северцов Н. А. Составляет ли Устюрт продолжение хребта Уральского? «Горный журнал», ч. 1, кн. II, 1862.
- Северцов Н. А. О результатах физико-географических наблюдений в Арало-Каспийских степях в 1874 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. XI, вып. 3, 1875.
- Сегедин Р. А. К вопросу о стратиграфии древних толщ Мугоджар. В сб. «Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана», вып. 1, Актюбинск, 1961.
- Сегедин Р. А. Некоторые новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Бакайской синклинали. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966а.
- Сегедин Р. А. Палеоценовые отложения на р. Тыкбутах в Примугоджарье. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966б.
- Сегедин Р. А., Баранов В. И. О палеоценовой флоре с правого берега р. Тыкбутах. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.
- Секунова Е. М. О нижнепалеогеновых отложениях Северного Приуралья. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962.
- Сельский В. А. Соляные купола и связь их с нефтью. ОНТИ НКТП, 1936.
- Семенов В. П. Фауна юрских образований Мангышлака и Туаркыра. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и минер., т. XXIV, 1896.
- Семенова Т. П. Об абсолютном возрасте древних метаморфических образований Северного Казахстана по данным аргонового метода. Тр. XI сессии Комис. по опред. абсолютн. возр. геол. форм. Изд-во АН СССР, 1963.
- Семихатов А. Н. О находках девонской фауны на Эльтоне и Баскунчаке. Изв. Геол. ком-та, т. XLVIII, № 4, 1929.
- Семихатов А. Н., Страхов Н. М. Геологическое строение окрестностей Баскунчака. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, 1929.
- Сигов А. П. Перераспределение гидрографической сети восточного склона Среднего Урала. В сб. «Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья», вып. 1. Изд-во Башкир. ФАН СССР, 1948а.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. Бюлл. МОИП, т. XXIX, вып. 3, 1954.
- Сикстель Т. А. и др. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Тр. Ташкент. ГУ, нов. серия, вып. 176, 1960.
- Сикстель Т. А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии. В кн. «Сборник научных трудов (к XXII сессии МКГ)», вып. 4, Изд-во «Наука» УзССР, Ташкент, 1964.
- Синцов И. Ф. Мезозойские образования Общего Сырта и некоторых прилежащих пунктов. Тр. Казанского об-ва естествоиспыт., т. 1, отд. 2, 1871.
- Смирнов А. В. Нижнетриасовые отложения Волгоградской области. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX, т. 1, 1960.

- Смирнов А. В. Литология и литофация юрских отложений Волгоградского Поволжья. Тр. ВНИИНГ, вып. 1, 1962.
- Смирнова В. Н. Фосфориты Южных Ак-тау. В сб. «Агрономические руды СССР», т. VI, 1941.
- Смирнов Л. П. Нефтяное месторождение Джуса Урало-Эмбенского района. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 23, 1933.
- Смирнова О. П. Строение осадочной толщи. В сб. «Халиловские месторождения никелевых руд». В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Средне-Волжского края», вып. 1, 1932.
- Сози К. Г. Геологическое описание окрестностей северо-восточного берега Каспийского моря и некоторых мест, прилегающих к Оренбургской линии. «Горный журнал», т. I, кн. 3, 1836.
- Соколов В. Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.
- Соколов Д. Н. К геологии окрестностей Илецкой защиты. Изв. Оренбургск. отд. географ. об-ва, т. 2, вып. 16, 18 и 19, Оренбург, 1901—1905.
- Соколов Д. Н. Ауцеллы и ауцеллины с Мангышлака. Тр. Геол. музея АН, т. II, вып. 4, 1908а.
- Соколов Д. Н. Геологические исследования в Зауральской части 130-го листа. Изв. Геол. ком-та, т. XXVII, № 4 (139), 1908б.
- Соколов Д. Н. Геологические исследования в юго-восточной части 130-го листа геологической карты Европейской России. Изв. Геол. ком-та, т. XXVII, № 10 (151), 1908в.
- Соколов Д. Н. Отчет по геологическому исследованию залежей фосфоритов в Актюбинском уезде. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. 1, т. VII, 1915.
- Соколов Д. Н. Геологические исследования залежей фосфоритов в южной части Оренбургского и смежных частях Уральского и Актюбинского уездов. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1, т. VIII, 1918.
- Соколов Д. Н. Оренбургская юра. Геология России, т. III, ч. II, вып. 8. Изд. Геол. ком-та, 1921.
- Соколов М. И. Фации альбских отложений Западной Туркмении, Южного Устьурта, Мангышлака. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
- Соколов М. И. Зональное расчленение и фации альбских и верхнемеловых отложений Закаспия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 4, 1966.
- Соколова Е. И. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 114, 1939.
- Соколова Е. И. Космоцератиды из верхнеюрских отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 49, 1950.
- Соколова Е. И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1958.
- Соколова Е. И., Иванова Е. Н., Егоров И. П. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность. Тр. ВНИГРИ, вып. 164, 1961.
- Соловьев В. Ф. Геологическое развитие Каспийской впадины в доюрское время. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». Изд-во АН СССР, 1962.
- Солун С. А. Некоторые данные о тектонике Устьурта. «Сов. геология», 1940, № 5-6. Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. Изд-во АН СССР, 1943.
- Сошкина Е. Д. Биостратиграфия девона Урала по фауне кораллов ругоз. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1949.
- Степанов Д. Л. О новом ярусе пермской системы Арктики. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, 1957.
- Стерлягова Г. В. О замыкании Мангышлакской мегантиклинали. О геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий. Тематический науч.-техн. сб., сер. геол., 1961.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценых отложений Мангышлака. Бюлл. НТИ МГиОН СССР, № 3, 1959.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI (5), 1961.
- Ступникова Н. И. и др. О возрасте метаморфических пород Мугоджар. Вестн. МГУ, серия геол., № 5, 1964.
- Стратиграфия Узбекской ССР. Кн. 1. Палеозой. Изд-во «Наука» УзССР. Ташкент, 1965.
- Тамман В. И. Предварительный отчет о геологопоисковых работах в Ново-Российском р-не б. Актюбинского окр. КазССР за 1930 г. Тр. НИУ, вып. 100. В сб. «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2, 1932.

- Тапалов Е. Д. Поверхности выравнивания Северных Мугоджар и их значение для анализа неотектоники. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, 1966.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. Гостоптехиздат, 1963.
- Тихонович Н. Н. Геологический очерк центральной и западной частей Актюбинского уезда Тургайской области. Изв. Геол. ком-та № 4, 1904.
- Тихонович Н. Н. Геологический очерк центральной и западной частей Актюбинского уезда Тургайской области. Изв. Геол. ком-та, т. XXIX, № 109, 1905.
- Тихонович Н. Н. Общий обзор геологического строения и водоносности Актюбинского уезда. Изд-во Переселенч. упр. Тургайской обл., Оренбург, 1911а.
- Тихонович Н. Н. Общий обзор геологического строения и водоносности Кустанайского уезда. Оренбург, 1911б.
- Тихонович Н. Н. Геологическое исследование фосфоритовых залежей в южной части Актюбинского уезда. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов, серия 1, т. VI, 1914.
- Тихонович Н. Н. Уральский нефтеносный район: Койкара, Иманкара, Кизыл-Куль. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 119, 1915.
- Тихонович Н. Н. Фосфориты Уральской области. В сб. «Фосфориты СССР», Изд. Геол. ком-та, 1927.
- Тихонович Н. Н., Замятин А. Н. Нефтеносный район Уральской области. Изв. Геол. ком-та, т. 31, № 215, 1912.
- Тихонович Н. Н., Миронов С. И. Уральский нефтеносный район. Лист: Магат, Бляули, Чингельды. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 105, 1914.
- Трифонов Н. К. Стратиграфия верхнемеловых отложений р. Эмба и Чушкакульского кряжа. Тр. НИРИ, сер. А, вып. 106, 1937.
- Трифонов Н. К. Новые данные о распространении сарматских отложений в Северо-Западном Казахстане. Тр. ВНИГРИ, геол. сб. 3, 1955.
- Трифонов Н. К. Распределение отложений коньякского яруса на полуострове Мангышлак и в сопредельных с ним районах. В сб. «Геология и геохимия», вып. I (7), 1957.
- Трифонов Н. К. Новые данные по стратиграфии верхнего мела полуострова Мангышлак. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, 1959.
- Трифонов Н. К., Бураго А. М. Верхнемеловые отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 57, 1960а.
- Трифонов Н. К., Бураго А. М. Стратиграфия, фации и условия залегания верхнемеловых отложений п-ова Мангышлак. Тр. ВНИГРИ, вып. 18, 1960б.
- Трифонов Н. К., Василенко В. П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Турутанова-Кетова А. И. Юрская флора хребта Кара-Тау. Тр. Геол. музея АН СССР, т. VI, 1930.
- Турутанова-Кетова А. И. Материалы к вопросу о стратиграфии и возрасте угольного месторождения Мангыстау в Казахской ССР, ч. I. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, вып. 7, № 34, 1939.
- Турутанова-Кетова А. И. Материалы к вопросу о стратиграфии и возрасте угольного месторождения Мангыстау в Казахской ССР, ч. II. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 11, № 70, 1944.
- Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
- Ульянов Д. Г. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. Тр. ВНИИМС, вып. 118, 1937.
- Ульянов Д. Г., Осадчук М. И., Пенинский Д. Д., Мамедов М. А. Кобальтовые руды Урала. Тр. ВНИИМС, вып. 167, 1940.
- Урусов А. В. О возрасте и литологических комплексах сульфатно-карбонатной толщи нижней перми Волгоградского Поволжья. Докл. АН СССР, т. 145, № 2, 1962.
- Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В. Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Волгоградского Поволжья. Тр. ВНИИГалургии, вып. 1, 1962.
- Уткин В. С. Четвертичные отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Ушко К. А., Сырнев И. П. История геологического развития Прикарабагазы в плиоценовое и четвертичное время. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Гостоптехиздат, 1962.
- Фаддеева И. З. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений южной части Магнитогорского синклиория. В кн. «История нижнемезозойского угленосного накопления в Казахстане». Изд-во АН СССР, 1961.
- Фаддеева И. З. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемезозойских угленосных отложений Орь-Илекского района. Изд-во «Наука», 1965.

- Федин Н. Ф. Об абсолютном возрасте террас низовий р. Сырдарья. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 114, вып. 4, 1951.
- Федоров П. В. Каспийские террасы Южно-Мангышлакского побережья. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 41, № 9, 1943.
- Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 59, № 9, 1948.
- Федоров П. В. Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna Eichw* и их стратиграфическое значение. В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, 1953.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 10, 1957.
- Федоров П. В. Биостратиграфия четвертичных морских отложений Понто-Каспийской области. В сб. «Вопросы геологии антропогена». Изд-во АН СССР, 1961.
- Федорович Б. А. Карабогазская геохимическая экспедиция. Тр. СОПС, 1931.
- Федорович Б. А. Материалы по геологии и нерудным ископаемым Прикарабогазья. Тр. СОПС АН СССР, серия Туркменская, 1932.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. XXXVII, 1946.
- Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. В сб. «Проблемы физической географии», вып. XV, Изд-во АН СССР, 1950.
- Федорович Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии. В сб. «Материалы четвертичного периода», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.
- Фивег М. П., Гамман В. И. Геологопоисковые работы по фосфоритам в районе ст. Джурун (Актыюбинского округа Казахской ССР) в 1928 г. Тр. НИУ, вып. 72. В сб. «Фосфоритные руды СССР», т. III, 1930.
- Филимонова А. А., Кофанов Д. Н. Древнее выветривание южно-кемпирсайских хромитовых м-ний «Гигант» и «Спорное». Тр. ГИН АН СССР, вып. 41, серия рудных м-ний, № 5, 1941.
- Флоренский П. В. О верхнетриасовых туфах Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964.
- Флоренский П. В. К вопросу о нефтегазоносности пермтриасовых отложений Мангышлака и Устюрта. В сб. «Научно-техническая конференция молодых специалистов». МИНХ и ГП, 1965.
- Фонарев В. И. Особенности стратиграфии докембрийских толщ Мугоджар и связь их с рельефом. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 1964.
- Фонарев В. И., Гетлинг Р. В., Горохов С. С. К происхождению аплитовидных пород кандыкаринской свиты докембрия Южных Мугоджар. Изв. вузов, серия геол. и разв., № 8, 1966а.
- Фонарев В. И., Миловский А. В. и др. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугоджар. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966б.
- Формозова Л. Н. К вопросу о возрасте древней коры выветривания на Южном Урале. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 2, 1947.
- Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 4, 1949.
- Формозова Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 6, 1951.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 20, Изд-во АН СССР, 1959.
- Фурсенко А. В., Поленова Е. Н. Фораминиферы нижнего волжского яруса Эмбенской области (район Индерского озера). Тр. ВНИГРИ, вып. 49, 1950.
- Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Гос. геогр. об-ва, вып. 2, № 67, 1935.
- Хабаков А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. Зап. Всерос. минер. об-ва, вып. 1, 1963а.
- Хабаков А. В. По поводу статьи В. Е. Руженцева «К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актыюбинской и Оренбургской областей». Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 65, № 2, 1936б.
- Хабаков А. В. Сводный разрез покрывающих соль пермских, триасовых, юрских, меловых и третичных отложений. В сб. «Большая Эмба». Изд-во АН СССР, т. 1, 1937.
- Хабаков А. В. Доюрская кора выветривания. В кн. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат, 1941.
- Хабарова Т. Н. Стратиграфия юрских отложений Саратовской области по фауне фораминифер. В кн. «Труды научной конференции по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей» (3—16 сентября 1955 г.), Вольск, 1958.
- Хайрутдинов Д. Х. К вопросу о генезисе медистых песчаников на п-ове Мангышлак. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 18, 1954.

Хайрутдинов Д. Х. К литологии пермотриасовых отложений хребта Каратау на Мангышлаке. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4, 1962.

Хворова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской обл. Бюлл. МОИП, нов. серия, т. XLV, отд. геол., 1937.

Хворова И. В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, 1939.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.

Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В кн. «Памяти профессора А. А. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.

Хозацкий Л. И. Нахождение остатков морской черепахи в олигоценовых отложениях Приаралья. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XLIX, № 1, 1945.

Хохлова И. А. О морских палеогеновых комплексах остракод Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.

Храмов Н. А. Месторождение Джаксымай Эмбенского района. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 50, 1934.

Храмов Н. А. К вопросу о стратиграфии пестроцветной толщи и юрских отложений Эмбенской области. Тр. НГРИ, серия А, вып. 118, 1939.

Храмов Н. А. Геологические исследования на полосе Уил—Илецкая защита Эмбенской нефтеносной области. Тр. НГРИ, вып. 11, 1940.

Худяков Г. И. Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р. Урал. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала», Уфа, 1960.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламкарров Л. В. и др. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. Изд-во «Недра», 1964.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. и др. Геология и перспективы нефтегазосности Арало-Каспийского региона. Гостоптехиздат, 1963.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Прошляков и др. Первые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западном Казахстане. В сб. «Материалы НТС по глубокому бурению». Тр. МИНХ и ГП, вып. 2, 1964.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Шлейфер А. Г. и др. Новые данные по стратиграфии триаса Русской платформы. В сб. «Геология Русской платформы, Прикаспия, Оренбуржья». Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, 1966.

Чаянов С. К. Освоение целины в полупустыне. Казгосиздат, Алма-Ата, 1959.

Чельцов Ю. Г., Сальман. О стратиграфических взаимоотношениях и условиях залегания понтических и мезотических отложений Прикарабагазья. Тр. Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8, 1962.

Чернобров В. С. Пермские и триасовые отложения. В сб. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области». Изд-во АН СССР, ч. 1, 1943.

Черняховский А. Г. К вопросу о расчленении плиоцен-четвертичных отложений хребта Каратау. Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1963а.

Черняховский А. Г. Континентальные меловые и третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания. В кн. «Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале». Тр. ГИН, вып. 77, 1963б.

Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания юрской депрессии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963в.

Чумаков А. А. Материалы по петрографии Мугоджарских гор. Южные Мугоджары (Бохтыбай, Айрюк). Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 9, 1939.

Чумаков А. А. Краткий геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., вып. 9, 1940.

Чумаков А. А. Петрология магматических образований Южных Мугоджар. Изд-во ЛГУ, 1941.

Чухин Б. А. Новое о геологии Бер-Чогурского каменноугольного месторождения. «Разведка и охрана недр», 1939, № 10-11.

Шала А. А. Новые данные о позднепермских раннеюрских отложениях (аралсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской синеклизы. Докл. АН СССР, т. 160, № 4, 1965.

Шала А. А., Леонгардт Н. И. Новые данные о стратиграфии мезозойских отложений междуречья Волги и Урала. В сб. «Материалы по геологии газосных районов СССР». Тр. ВНИИГаз, вып. 25(33), 1965.

Шарфман В. С., Горохов С. С. Каялинская серия западного склона хр. Урал-Тау на Южном Урале. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVIII, вып. 4, 1963.

Шарфман В. С., Горохов С. С. Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илекского междуречья на Южном Урале. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 4, 1965.

Шарфман В. С., Горохов С. С., Миловский А. В. О возрасте метаморфических толщ Орь-Илекского междуречья. Вестн. АН КазССР, № 8, 1964.

Шаткинская Е. Ф. Расчленение верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья на основании спорово-пыльцевых комплексов. Научн. докл. высш. шк., геол.-геогр. наук, № 3, 1958.

Шаткинская Е. Ф. К вопросу расчленения палеозойских отложений Западного Примуроджарья по спорово-пыльцевым комплексам. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, т. 65, 1959.

Шахварстова К. А. Предварительный отчет о поисковых работах в Ак-Булакском районе Казахской ССР. Тр. НИУ, вып. 116. В сб. «Агрономические руды СССР», 1934.

Шахварстова К. А., Шашкова Е. И. Отчет о геологопоисковых работах на фосфориты в Ак-Булакском районе КазССР в 1931 г. Тр. НИУ, вып. 116. В сб. «Агроруды СССР», 1934.

Шахиджанов Ю. С. Геологическое строение и перспективы нефтеносности западной части Кокпектинской антиклинали. Тр. ВНИГРИ, вып. XXXIV, 1961.

Швембергер Н. А. Петрографические коррелятивы и минералогические ассоциации верхнепермских и мезо-кайнозойских отложений Южно-Эмбенского нефтеносного района. Докл. АН СССР, т. 58, № 7, 1947.

Шилкин А. Н., Рождественский А. П., Востряков А. В., Зайонец В. Н., Романов А. А. Легенда к карте новейшей тектоники Поволжья и Приуралья (масштабы 1:1 000 000 и крупнее). В кн. «Легенды к картам геоморфологическим и новейшей тектоники Поволжья и Приуралья». Изд-во Саратовск. гос. ун-та, 1963.

Шиндяпин П. А. Геологический очерк района Озинок. Тр. НИИ геологии Саратовск. гос. ун-та, т. I, вып. 1, 1936.

Шлейфер А. Г. Стратиграфия верхней юры Аралсорского района по данным сверхглубокого бурения. Сб. «Материалы научно-технического совета по глубокому бурению», вып. 3. Изд-во «Недра», 1964.

Шлейфер А. Г. Стратиграфия нижнего триаса центральной части Прикаспийской впадины по данным сверхглубокого бурения. В сб. «Материалы научно-технического совета по глубокому бурению», вып. 4. Изд-во «Недра», 1965.

Шлейфер А. Г. Остракоды баскунчакской серии нижнего триаса Прикаспийской впадины и их стратиграфическое значение. В сб. «Геология Русской платформы Прикаспия, Оренбуржья». Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, 1966.

Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермотриасового (каратауского) комплекса Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 6, 1959.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. Тр. ГИН АН СССР, вып. 132. Изд-во «Наука», 1965а.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазонасности». Изд-во «Наука», 1965б.

Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности. Тр. Комплекс. южной геол. эксп. АН СССР, вып. 5, 1960.

Шолохов В. В., Чельцов Ю. Г. О мезотических и понтических отложениях Западного Устюрта. Изв. вузов, серия «Геол. и разведка», № 10, 1960.

Шумилин С. В. Уральский нефтеносный район Тогускенушак и Джиланкабак. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 5, 1931.

Шумилин С. В. Геологическое строение куполов Кок-Булак, Май-Кудук, Джаль-Мурза северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 2, 1934.

Шуцкая Е. К. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. Тр. ВНИГРИ, 1960.

Щербина В. Н. Аморфный доломит и доломито-кальцит в серпентинитах Казахстана. Докл. АН СССР, т. 72, № 1, 1950.

Эберзин А. Г. Схема стратиграфии морских неогеновых отложений Закаспия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 2, 1958.

Эберзин А. Г. Неоген Северной Туркмении. Тр. Комплексной южной геол. эксп. АН СССР, вып. 5, 1960.

Эберзин А. Г., Клейнер Ю. М. Об акчагыле Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 120, № 2, 1958.

Эвентов Я. С. Распространение и характер осадков верхнего плиоцена в Северном и Северо-Западном Прикаспии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV (5), 1949.

Эвентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96, 1956.

- Эвентов Я. С. Результаты работ ВНИГНИ в западной части Прикаспийской впадины. В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Гостоптехиздат, 1958.
- Эвентов Я. С. Геологическое обоснование перспективного плана геологоразведочных работ на нефть и газ в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления». Гостоптехиздат, 1962.
- Эвентов Я. С., Бояринова Л. А. Юрские отложения западной части Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 5. Гостоптехиздат, 1955.
- Эвентов Я. С. Палеоген левобережья низового Поволжья, Волго-Сарпинского водораздела и Черных Земель. Изд-во АН СССР, 1960.
- Эверсманн Э. А. Естественная история Оренбургского края, ч. I. Оренбург, 1840.
- Эйхвальд Э. И. Геогнозия преимущественно в отношении к России. СПб., 1846.
- Эйхвальд Э. И. Палеонтология России, т. II. СПб, 1865.
- Ядишевский М. Э. Отчет о командировке в Мугуджарские и Губердинские горы. Изв. Томск. технол. ин-та, вып. 3, 1905.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. X, № 2, 1932.
- Яншин А. Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте Уральских надвигов. Изв. АН СССР, серия физ.-мат., 1936.
- Яншин А. Л. Артезианские воды Новоукраинского фосфоритового месторождения. Тр. НИУИФ, вып. 138. В сб. «Агрономические руды СССР», т. IV, 1938.
- Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XXIII, № 8, 1939.
- Яншин А. Л. Геологическое строение Северо-Западного Приаралья. В кн. «Материалы по геологии Центрального Казахстана (итоги работ Центр.-Каз. компл. эксп. 1936—1937 гг.)». Изд-во АН СССР, 1940а.
- Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чущакаульской антиклинали. Тр. ГИН АН СССР, вып. 32, геол. сер., № 9, 1940б.
- Яншин А. Л. Верхняя юра, мел и палеоген. В кн. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной обл., ч. 2. Изд-во АН СССР, 1943.
- Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948а.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948б.
- Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV, (4), 1950.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. В сб. «Материалы к познанию геологического строения СССР», вып. 15/19. Изд-во МОИП, 1953.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.
- Яншин А. Л. Вопросы геологии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности. Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугуджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.
- Яншин А. Л., Безруков П. Л., Фокин А. Г. Геология и полезные ископаемые мезозойских и третичных отложений Южного Урала. Тр. НИУ, вып. 125. В сб. «Агрономические руды СССР», т. III, ч. 2, 1934.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», ч. I. Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. и др. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.
- Яншин А. Л., Гольденберг Л. А. Первая русская научная экспедиция на Устюрт. В кн. «Первые русские научные исследования Устюрта». Изд-во АН СССР, 1963.
- Яншин А. Л., Фокин А. Г. Предварительный отчет о маршрутно-рекогносцировочных работах на водоразделе рр. Урал и Илек к северу от ст. Кара-Тугай, произведенных осенью 1930 г. Тр. НИУ, вып. 100. В сб. «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2, 1932.
- Яншин А. Л., Фокин А. Г. Отчет о геологопоисковых работах 1931 г. на фосфориты в бассейне среднего течения р. Илек. В сб. «Агрономические руды СССР», т. 2, ч. 2, 1934.

- Яркин В. И. Аналоги каневского яруса Украины в районах Общего Сырта. Докл. АН СССР, т. 118, № 2, 1958.
- Яркин В. И. К стратиграфии палеогеновых отложений Волго-Уральской области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1959.
- Яркин В. И. Моллюски озинковских слоев южных склонов Общего Сырта. В сб. «Материалы к биостратиграфии палеогеновых отложений Западного Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 82, 1962.
- Ярошенко О. П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 117, 1965.
- Яхимович В. Л. О структурной зональности Южного Предуралья и распределении в нем бурых углей. Тр. треста «Южуралуглеразведка», вып. II, Чкалов, 1948.
- Яхимович В. Л. Антропогеновые отложения Южного Предуралья. В кн. «Антропоген Южного Урала». Изд-во «Наука», 1965.
- Яхимович В. Л., Кузнецова А. М., Самсонов В. Ф. О границе меловой и третичной систем в восточной части Прикаспийской впадины. В кн. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. I. Изд-во Башк. отд. АН СССР, Уфа, 1958.
- Abich H. W. Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russlands. T. I. Tertiärversteinerungen aus der Umgebung des Aralsee. Mem. Acad. Sci. VI serie, Sc. mathem. et phys., t. VII (IX), St.—Petersb., 1858.
- Abich H. W. Vergleichende geologische Grundzüge der kaukasischen, armenischen und nordpersischen Gebirge als Prodromus einer Geologie der kaukasischen Ländern. Mem. Acad. Sci. St. Petersburg, ser. 6, vol. 7 (9), 1859.
- Basiner Th. J. Naturwissen — schaftliche Reise durch die Kirgisensteppe nach Chiva. Beitr. Kennt. Russisch. Reiches., Bd. XV, St. Petersburg., 1848.
- Bogatschew W. W. Das Miozän Transkaukasiens im Zichte neu Erforschungen (1932—1935). Ztrbl. Mineral. Geol. u. Paläontol., Abt. B, N 10, 1937.
- Borczow J. Mittheilungen über die Natur des Aralo — Caspischen Flacheandes. Würzburg. naturwissensch. Ztschz., Bd. 1, 1861.
- Eichwald E. Reise auf dem Kaspische Meere und in den Caucasus. Bd. 1 (Stuttgart und Tübingen), 1834.
- Eichwald E. Alte Geographie des Kaukasus und des südlichen Russlands Berlin, 1838.
- Eichwald E. J. Fauna Caspio Caucasia. 1841.
- Eichwald E. Lethaea zossica ou Paleontologie de la Russie, vol. 2. 1868. Periode moyenne. Stuttgart, 1868.
- Eichwald E. J. Geognostisch — paleontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangyschak und die Aleutischen Inseln. Ausgabe der Mineralogischen Gesellschaft. St.-Pb. 1871.
- Eversmann E. A. Reise von Orenburg nach Buchara Begleitet von einem naturhistorischen Anhang und einer Vorrede von H. Lichtenstein. Verl. v. E. Christiani, Berlin, 1823.
- Gmelin S. G. Reise durch Russland zur Untersuchung der drei Natur — Reiche. St.-Pb., 4—ter, Th. S. XXVI+218, 1784.
- Helmersen G. P. Ueber die geognostische Beschaffen heit des Ustürts und insbesondere dessen östlichen Abfalles zum Aral — See. Bull. phys.-math. Acad. Sci. St.-Petersb., t. IV, 1—2, (73—74), перепечатано в приложении к книге Basiner Th. F. 1. Naturwissenschaftliche Reise, 1845.
- Helmersen G. V. Geognostische Bemerkungen über die Halbinsel Mangyschak am ostlichen über des Kaspischen Meeres Bull. d. l'Acad. Imp. d. Sc. d. St.-Pb., 1849, t. VII, N 10, 1849.
- Helmersen G. P. Ueber Meeresmuscheln aus der nördlich von Syr-Darja liegenden Sandwüste Kara-Kum. Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., t. XIII, 1869.
- Helmersen G. P. Notiz über die Berge Ak-Tau und Kara-Tau auf der Halbinsel Mangyschak am Ostufer des Kaspischen Meeres. Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., t. XIV, N 6, 1870.
- Koenen A. Tertiärversteinerungen aus Russland. Ztschr. deutsch. Geol. Gesellschaft., 3 Protok. Juli — Sitzung, 1865.
- Koenen A. Ueber die interoligozäne Tertiär — Faune vom Aralsee. Bull. Soc. Natur. Moscou, t. XLI, N 1, 1868.
- Kryshstofovich A. N. A final link between the Tatiary flora of Asia and Europe. New Phytologist, vol. XXXIV, 10, 1935.
- Lukovitch M. T. The eocene Molluscan fauna from the drea between the Aral Sea and Lake Chalkar and its importance. (Геол. анализ Балкан. п-ова, кн. VIII) geo 2, Белград, 1926.

Lukovitch M. T. A new contribution to the knowledge of the Lower Tertiary Molluska of the Aral Sea. Гласн. Харватск. природосл. друства, кв. XXXIII, geo 11, Zagreb, 1921.

Mojsisiovicz E. Zur Alterbestimmung der triassischen Schichten des Bogdo — Berges in der Astrachanischen steppe. Verhandlungen der Kaiserlich — Königlichen Geologischen Reichsanstalt. N 2, Wien. (Verh. D. K. K. Geol. Reichsanst.), 1882.

Orlov J. A. Tertiary Mammals of Kazakstan. Journ. Mammalogy, vol. XIX, N 4, 1938.

Pavlova M. V. Mammifères tertiaires de la Nouvelle Russie. Nouv. mem. Soc. Natur. Moscou, vol. XVII, 4, 1915.

Pander H. J. Description du paus compris entre Orenbourg et Boukhara. In G. Meyendorf: Vojava d'Orenbourg a Boukhara, fait en 1920. Paris, 1826.

Sewerzow N. A. Ist der Ust-Urt eine Fortsetzung des Uralgebirges? — Bull. Acad. Sci. St.—Petersb., t. IV, 1862.

Sewerzow N. und Borsczew J. Geologische Beobachtungen angestellt im westlichen Theile der Kirgisensteppe im Jahre 1857. zu le 12 fevrier 1858. Bull. Acad. Sci. St.—Petersb., t. II, 1860.

Trautschold H. A. Ueber Petrefacten vom Aralsee. Bull. Soc. Natur. Moscou, t. XXXII, N 2, 1859.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	7
Краткая история геологического изучения. <i>А. Л. Яншин, Г. П. Кондратьева</i>	9
Физико-географический очерк. <i>Ю. М. Клейнер, Р. А. Сегедин</i>	23
Основные черты геологического строения и геологическое районирование. <i>Р. Г. Гарецкий, В. С. Журавлев, Р. А. Сегедин</i>	35
Стратиграфия	45
† Докембрий и нижний палеозой, точнее не определенный	45
† Введение. <i>Г. И. Водорезов</i>	45
† Южная оконечность Урала	55
† Орь-Илекская возвышенность. <i>Г. И. Водорезов</i>	55
† Мугоджары. <i>Г. И. Водорезов, А. А. Абдулин, Р. В. Гетлинг, М. А. Касымов, И. Е. Костик, К. А. Львов, А. В. Миловский, Г. Р. Рошкочев, А. И. Русин, Р. А. Сегедин, В. И. Фонарев</i>	61
Верхний протерозой	61
Нижний палеозой	65
Кембрийская (?) система. <i>Р. А. Сегедин</i>	69
Ордовикская система. <i>Р. А. Сегедин</i>	70
Введение	70
Южная оконечность Урала	71
Орь-Илекская возвышенность	71
Мугоджары	79
Общий обзор	79
Силурийская система. <i>Р. А. Сегедин</i>	80
Введение	80
Южная оконечность Урала	81
Орь-Илекская возвышенность	81
Мугоджары	85
Прииргизье	88
Общий обзор	89
Девонская система	90
Введение. <i>Х. С. Розман</i>	90
Южная оконечность Урала. <i>Х. С. Розман</i>	92
Орь-Илекская возвышенность	92
Мугоджары	100
Периферия Южной оконечности Урала. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	114
Западное Примугоджарье	114
Устюрт. <i>Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер</i>	115
Предустюртская равнина	115
Общий обзор. <i>Х. С. Розман</i>	119
Доверхнедевонские образования в ядрах унаследованных антиклиналей Примугоджарья. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	121

	Стр.
Каменноугольная система	124
Введение. <i>Р. С. Сегедин</i>	124
Южная оконечность Урала. <i>Л. И. Киселев, Р. А. Сегедин</i>	125
Периферия Южной оконечности Урала	136
Актюбинское Приуралье	136
Нижний отдел. <i>Я. И. Романюк</i>	136
Верхний отдел. <i>А. К. Замаренов</i>	138
Западное Примугоджарье. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	144
Прииргизье. <i>Г. А. Костик</i>	153
Прикаспийская впадина	158
Подуральское плато	158
Северная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>Ю. А. Иванов, Ю. М. Бутковский</i>	158
Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, А. Е. Шлезингер</i>	165
Южная прибортовая часть Прикаспийской впадины и Предустюртская равнина. <i>Р. Г. Гарецкий, Р. И. Грачев, А. Е. Шлезингер</i>	171
Общий обзор. <i>Р. А. Сегедин</i>	176
Пермская система	178
Введение. <i>А. Б. Вайнблат, Р. Г. Гарецкий</i>	178
Южная оконечность Урала. <i>Р. А. Сегедин</i>	180
Периферия Южной оконечности Урала	182
Актюбинское Приуралье	182
Нижний отдел. <i>А. К. Замаренов</i>	182
Верхний отдел. <i>А. К. Гусев</i>	193
Западное и Южное Примугоджарье и Северное Приаралье. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	199
Прикаспийская впадина	209
Северный борт Прикаспийской впадины. <i>Ю. А. Иванов, Ю. М. Бутковский</i>	209
Докунгурские отложения	209
Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, А. Е. Шлезингер</i>	215
Нижний отдел	215
Южная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер</i>	220
Нижний отдел	220
Кунгурский ярус Прикаспийской впадины. <i>С. М. Корневский</i>	221
Верхняя пермь Прикаспийской впадины. <i>Е. И. Соколова, В. С. Журавлев</i>	238
Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>А. Б. Вайнблат</i>	249
Верхний отдел	249
Мангышлак. <i>В. В. Мокринский, А. Е. Шлезингер</i>	255
Общий обзор. <i>А. Б. Вайнблат, Р. Г. Гарецкий</i>	258
Палеозойские породы фундамента Северного Приаралья. <i>Л. Г. Кирюхин, В. И. Самодуров, П. В. Флоренский</i>	261
Пермтриас. <i>П. В. Флоренский</i>	262
Мангышлак	262
Полуостров Бузачи и Южный Мангышлак	262
Устюрт	266
Триасовая система	270
Введение. <i>Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер</i>	270
Южная оконечность Урала	272
Мугоджары. <i>Н. И. Леоненко</i>	272
Периферия Южной оконечности Урала. <i>Н. И. Леоненко</i>	274

	Стр.
Актюбинское Приуралье (бассейн р. Илек). <i>Н. И. Леоненко</i>	274
Прикаспийская впадина. <i>Е. И. Соколова, В. С. Журавлев</i>	279
Восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины. <i>А. С. Посадская, В. С. Журавлев</i>	298
Нижний отдел	298
Мангышлак. <i>В. В. Мокринский, М. М. Мстиславский, А. Е. Шлезингер</i>	304
Общий обзор. <i>А. Е. Шлезингер</i>	317
Верхний триас — нижняя юра	319
Периферия Мугоджар и Северный Устюрт. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	319
Прикаспийская впадина. <i>А. А. Шала, О. П. Ярошенко</i>	326
Древняя кора выветривания	332
Южная оконечность Урала	332
Орь-Илекская возвышенность. <i>В. Н. Разумова</i>	332
Мугоджары. <i>Л. И. Киселев</i>	345
Мангышлак. <i>А. Г. Черняховский</i>	350
Юрская система	352
Введение. <i>В. С. Журавлев</i>	352
Южная оконечность Урала	354
Континентальная юра Северных Мугоджар. <i>Н. И. Леоненко</i>	354
Периферия Южной оконечности Урала	362
Континентальная юра бассейна р. Илек (Актюбинское Приуралье). <i>Н. И. Леоненко</i>	362
Морская верхняя юра Актюбинского Приуралья. <i>А. Л. Яншин</i>	369
Континентальная средняя и верхняя юра и морская верхняя юра За- падного и Южного Примугоджарья. <i>Р. Г. Гарецкий</i>	374
Прикаспийская впадина	378
Нижняя и средняя юра Прикаспийской впадины	378
Прикаспийская низменность. <i>В. С. Журавлев, А. А. Шала</i>	378
Южная Эмба. <i>Г. Е.-А. Айзенштадт, В. С. Журавлев</i>	394
Подуральское плато. <i>В. С. Журавлев, А. С. Посадская</i>	404
Морская верхняя юра Прикаспийской впадины. <i>В. С. Журавлев</i>	414
Мангышлак	450
Нижний отдел. <i>А. К. Мальцева, А. Е. Шлезингер</i>	451
Средний отдел. <i>А. К. Мальцева, А. Е. Шлезингер</i>	454
Морская верхняя юра. <i>А. Е. Шлезингер</i>	458
Устюрт. <i>Р. Г. Гарецкий, В. А. Туранов</i>	464
Общий обзор. <i>В. С. Журавлев</i>	470
Меловая система	475
Введение. <i>В. С. Журавлев</i>	475
Южная оконечность Урала. <i>А. Л. Яншин, Р. А. Сегедин</i>	478
Орь-Илекская возвышенность	478
Нижний отдел	478
Верхний отдел	482
Периферия Южной оконечности Урала	491
Актюбинское Приуралье (бассейн р. Илек)	491
Нижний отдел. <i>В. И. Железко</i>	491
Верхний отдел. <i>Р. А. Сегедин, В. И. Железко</i>	498
Западное Примугоджарье. <i>Р. Г. Гарецкий, В. И. Железко, Л. И. Ки- селев, Р. А. Сегедин</i>	506
Нижний отдел	507
Верхний отдел	511
Южное Примугоджарье и Северное Приуралье	518
Континентальный нижний и верхний мел. <i>Р. Г. Гарецкий, В. И. Са- модуров</i>	518

	Стр.
Морской верхний мел. <i>Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин, В. И. Самодуров</i>	529
Юго-западная часть Тургайской равнины и восточный склон Мугоджар. <i>Н. А. Дементьева</i>	537
Нижний отдел	537
Верхний отдел	541
Прикаспийская впадина. <i>С. Н. Колтыпин</i>	544
Нижний отдел	544
Верхний отдел	571
Мангышлак	596
Нижний отдел. <i>Н. Ю. Клычева, В. А. Бененсон</i>	596
Верхний отдел. <i>Н. К. Трифонов</i>	604
Устьорт. <i>Л. Г. Кирюхин, С. Е. Петров</i>	609
Общий обзор. <i>В. С. Журавлев</i>	619
Палеогеновая система	626
Введение. <i>Л. Г. Кирюхин, Р. Л. Мерклин</i>	626
Южная оконечность Урала. <i>Р. А. Сегедин</i>	627
Орь-Илекская возвышенность	627
Мугоджары	635
Периферия Южной оконечности Урала	638
Западное Примугоджарье. <i>Т. В. Иванова, Р. А. Сегедин</i>	638
Южное Примугоджарье и Северное Приаралье	647
Палеоцен, эоцен и нижний олигоцен. <i>Т. П. Бондарева, Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров</i> , палеоцен — совместно с <i>Л. Г. Кирюхиным</i>	647
Средний и верхний олигоцен. <i>В. А. Бронево</i>	658
Юго-Западная часть Тургайской равнины. <i>Р. А. Сегедин</i>	671
Прикаспийская впадина	675
Морской палеоген. <i>Л. Ф. Волчегурский, В. С. Журавлев, Т. А. Холодиллина, Л. В. Шуткова</i>	675
Континентальный палеоген Подуральского плато. <i>Л. Ф. Волчегурский, А. Е. Шлезингер</i>	694
Мангышлак. <i>И. С. Плещеев</i>	697
Устьорт. <i>В. А. Бронево, Р. Г. Гарецкий, И. С. Плещеев</i>	711
Общий обзор. <i>Л. Г. Кирюхин, Р. Л. Мерклин</i>	727
Неогеновая система	730
Введение. <i>Ю. М. Клейнер, Р. Л. Мерклин</i>	730
Южная оконечность Урала. <i>Л. И. Киселев, Р. А. Сегедин</i>	732
Мугоджары и Орь-Илекская возвышенность	732
Периферия Южной оконечности Урала	738
Примугоджарье и Северное Приаралье	738
Миоцен. <i>В. А. Бронево, Р. Г. Гарецкий</i>	738
Миоцен — плиоцен и плиоцен. <i>Р. Г. Гарецкий, У. Н. Мадерни</i>	743
Прикаспийская впадина	747
Миоцен. <i>Л. Ф. Волчегурский, В. С. Журавлев</i>	747
Плиоцен. <i>П. Ф. Федоров</i>	752
Мангышлак	760
Миоцен. <i>Л. Ф. Волчегурский</i> , мэотис — <i>Ю. Г. Чельцов</i>	760
Плиоцен. <i>Ю. М. Клейнер, Ю. Г. Чельцов</i>	771
Устьорт	773
Миоцен. <i>Р. Г. Гарецкий, И. С. Плещеев</i>	773
Плиоцен. <i>Ю. М. Клейнер</i>	784
Общий обзор. <i>Ю. М. Клейнер, Р. Л. Мерклин</i>	787
Четвертичная (антропогеновая) система	789

	Стр.
Введение. <i>Ю. М. Клейнер</i>	789
Южная оконечность Урала и ее периферия	794
Орь-Илекская возвышенность и Актюбинское Приуралье. <i>Е. Д. Тапалов</i>	794
Мугоджары и юго-западная часть Тургайской равнины. <i>Е. Д. Тапалов</i>	798
Западное Примугоджарье. <i>Е. Д. Тапалов</i>	802
Южное Примугоджарье и Северное Приаралье. <i>Ю. М. Клейнер</i>	806
Прикаспийская впадина	811
Морские отложения. <i>П. В. Федоров</i>	811
Континентальные отложения. <i>Л. Б. Аристархова</i>	820
Мангышлак. <i>П. В. Федоров</i>	831
Устюрт. <i>Ю. М. Клейнер</i>	834
Общий обзор. <i>Ю. М. Клейнер</i>	837
Литература	840

ГЕОЛОГИЯ СССР

том XXI

Западный Казахстан

Часть I.

Геологическое описание

Книга I.

Редакторы издательства *Р. В. Добровольская,*
Л. С. Цаплина

Технический редактор *Т. М. Шмакова*

Корректор *Т. Г. Фонарев*

Сдано в набор 15/X — 1969 г.

Подписано в печать 6/IV — 1970 г.

Т-05055

Формат 70×108^{1/8}

Печ. л. 55,75 с 1 вкладкой + 2,0 печ. л. цв. карты (на 1 л.) = 57,75 Усл. печ. л. 80,85 Уч.-изд. л. 80,4

Бумага № 1 Индекс 1-3-4 Заказ 1017/10693-14

Тираж 1000 экз. Цена 6 р. 01 к. с прилож.

Издательство «Недра»,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленкартфабрика ВАГТ

