А. И. Вознесенский

Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья

Издательство „Наука"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. И. ВОЗНЕСЕНСКИЙ

СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИАРАЛЬЯ

Труды, вып. 325

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

УДК 551.88+552.5+553.313(574.1)

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.I.Voznesensky

SEDIMENTO-AND LITHOGENESIS OF OLIGOCENE DEPOSITS OF PRIARALIE

Transactions. vol. 325

Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья, Вознесенский А.И. М "Наука", 1978 (Труды ГИН АН СССР, вып. 325).

На примере олигоцен-нижнемиоценовой толщи Устюрта и Приаралья показаны особенности строения и история развития зоны сочленения континентальных и морских отложений. Проведены детальный литолого-фациальный и циклический анализы этой толщи, восстановлена общая палеогеографическая обстановка в олигоцене и раннем миоцене. Выделены ассоциации терригенных и глинистых минералов и выяснена зависимость их возникновения как от отдельных источников сноса обломочного материала, так и от конкретных фациальных обстановок. Рассмотрены состав и условия формирования железорудных месторождений, россыпей титаноциркониевых минералов и бурого угля, распространенных в олигоцен-миоценовых отложениях Устюрта и Приаралья. Установлены закономерности распределения ряда полезных ископаемых и типов руд по отдельным палеоландшафтным зонам.

Табл. 15. Илл. 47 + 8 фототаблиц. Библ. 82 назв

Редакционная коллегия:
академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.В. Крашенинников, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор
П.П. Тимофеев

Editorial board:
Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, A.V. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor
P.P. Timofeev

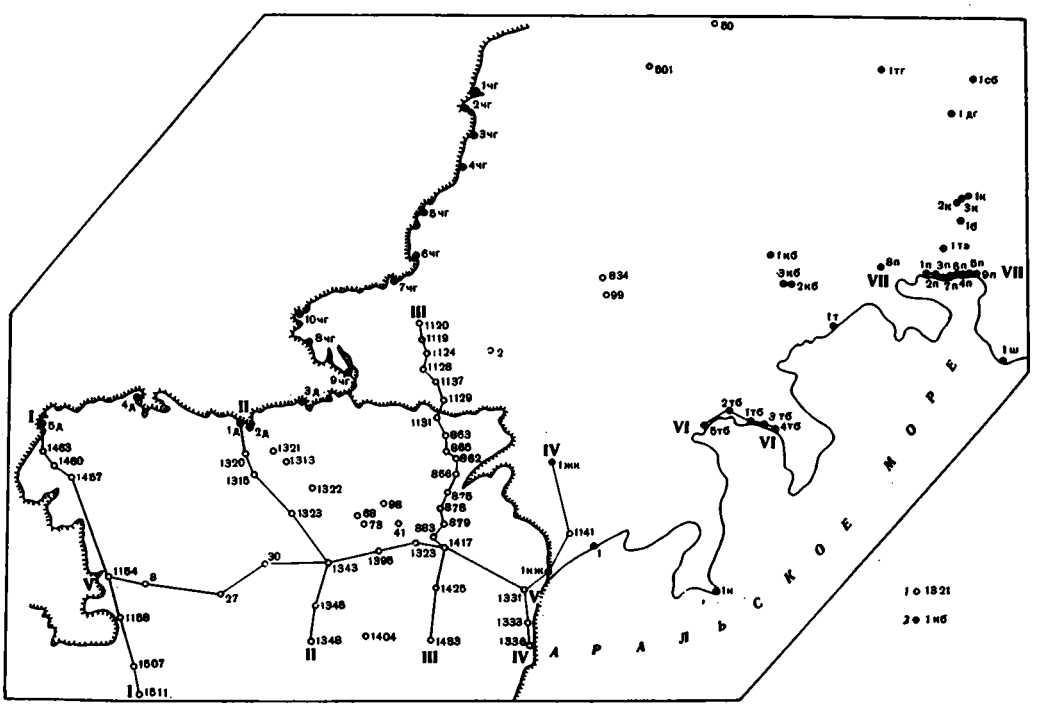
В 20801-632
055(02)-78 206-78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема выявления закономерностей осадконакопления, минералообразования и концентрации полезных ископаемых в терригенных формациях привлекает в последнее время внимание большого числа литологов. Изучение молодых кайнозойских толщ, не затронутых сильными эпигенетическими изменениями, дает возможность восстановить первичные условия седиментации и диагенеза осадков. Очень интересным объектом в связи с решением этих вопросов являются области сочленения континентальных и морских отложений, характеризующиеся специфическим фациальным и минералогическим составом, а также локализацией определенного комплекса полезных ископаемых.

Фациальный переход типично континентальных олигоцен-миоценовых отложений, развитых в Тургайском прогибе, в одновозрастные собственно морские осадки Центрального Устюрта позволил выбрать район Северного Приаралья и Северного Устюрта в качестве хорошего примера зоны их сочленения. Основной целью работ было изучение условий и особенностей осадконакопления и минералообразования олигоцен-нижнемиоценовых отложений этого района с применением



Фиг. 1. Схема расположения скважин (1), обнажений (2)

методики литолого-фациального и формационного анализов, а также современных методов минералогии.

В основу настоящей монографии положен материал, собранный автором в 1970–1973 гг. Главными объектами служили естественные обнажения олигоцен-миоценовых пород (50 обнажений) и керновый материал скважин (60 скважин), пробуренных в течение 1970–1973 гг. (фиг. 1). Собранные образцы изучались при помощи химического, термического, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического, ИК спектропического и оптического методов. Анализы проводились в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР.

Работа выполнена в лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР под научным руководством члена-корреспондента АН СССР П.П. Тимофеева, которому автор искренне благодарен за большую помощь. Автор выражает глубокую признательность за советы и консультации при проведении исследований Р.Г. Гарецкому, Н.В. Рейнгартен, А.П. Феофиловой, Л.Е. Штеренбергу, Ю.Г. Цеховскому, В.И. Копорулину, В.И. Самодурову, Т.Г. Елисеевой, А.Н. Слюсареву, Б.З. Урецкому, И.А. Щербакову, И.И. Блюхер, С.А. Хондкариану, И.П. Яковлеву.

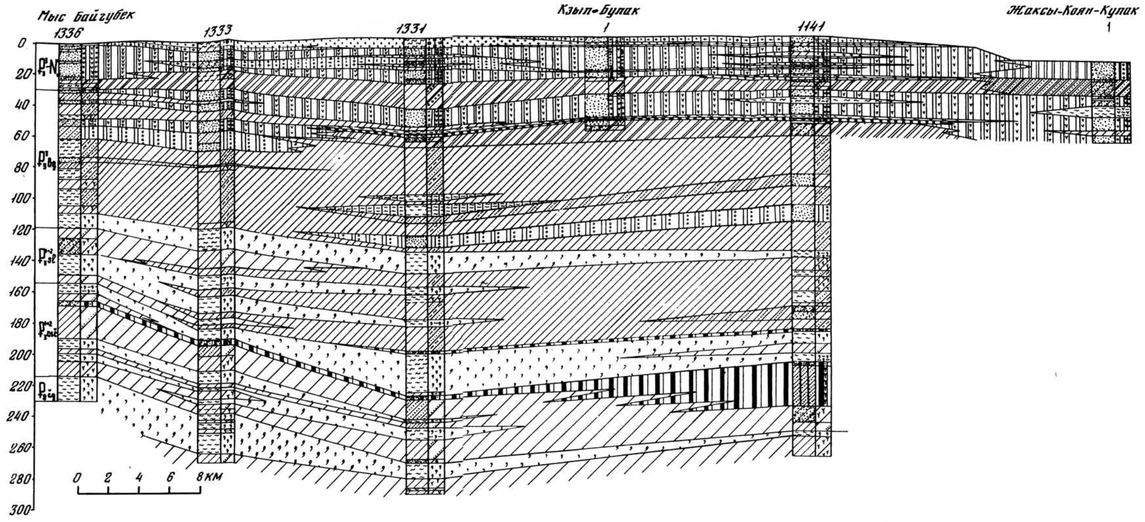
КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИАРАЛЬЯ И УСТЮРТА

Первые данные о наличии пород палеогенового и неогенового возраста в районе основываются на палеонтологическом изучении собранных материалов как в полевых геологических, так и в биологических, почвенных и других экспедициях, проводившихся в конце XIX – начале XX в. Резкая фациальная изменчивость олигоценовых отложений и отсутствие геологических карт не только в этот период, но и значительно позднее не позволяли правильно сопоставить между собой отдельные разрезы, даже хорошо охарактеризованные ископаемой фауной или флорой. Отсюда вытекали ошибки в стратиграфических и общегеологических представлениях о строении района.

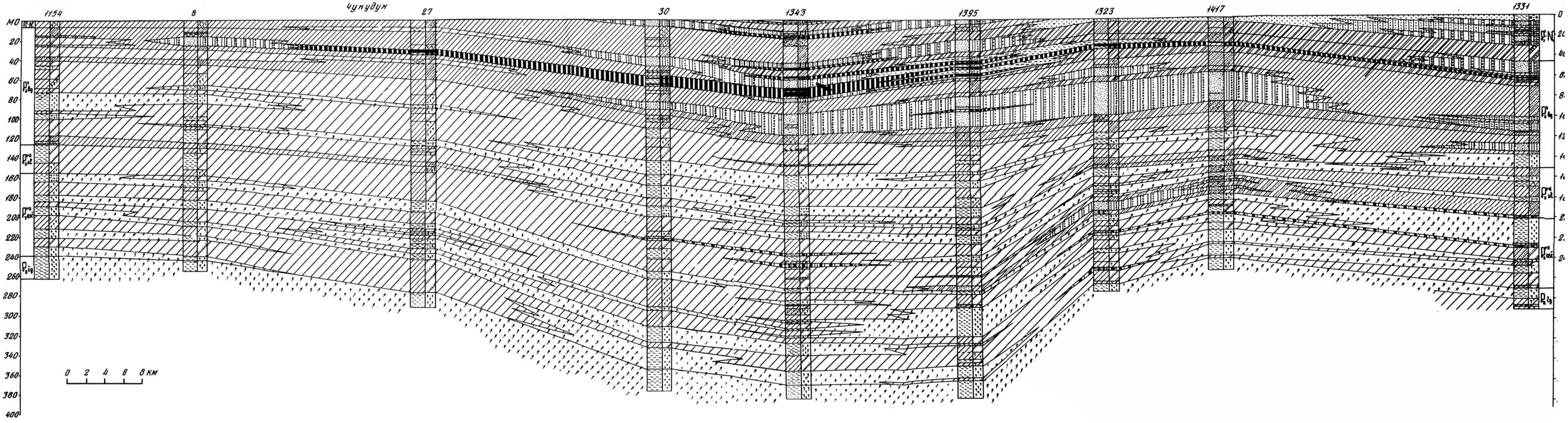
Резкий скачок в познании геологии Приаралья и Устюрта произошел в конце 20-х – начале 30-х годов XX в., когда в этом районе работало несколько крупных экспедиций. Палеоботанические определения, проведенные А.Н. Криштофовичем (1930), позволили ему выделить "тургайский" комплекс широколиственной листопадной флоры, отнесенной к олигоцену. О.С. Вялов (1930) на основании изучения моллюсков выделил в палеогеновых отложениях Устюрта и Приаралья чеганскую и ащеайрыкскую свиты. В конце 30-х годов Л.Б. Рухин (1937) в восточной части Северного Приаралья среди осадков верхнего палеогена выделил две свиты, нижнюю из которых он назвал чиликской, а верхнюю – тургайской, и отнес соответственно к среднему и верхнему олигоцену.

В 30-х годах в Приаралье был обнаружен ряд месторождений полезных ископаемых. На юге Чаграйского плато Г.В. Богачев (1932) открыл выходы бурых углей, а несколько позднее, в 1938–1939 гг., А.Л. Яншин (1940) установил скопления железных руд в восточной части Северного Приаралья (Кара-Сандык, Кутан-Булак, Ак-Чоку, Талды-Эспе и др.).

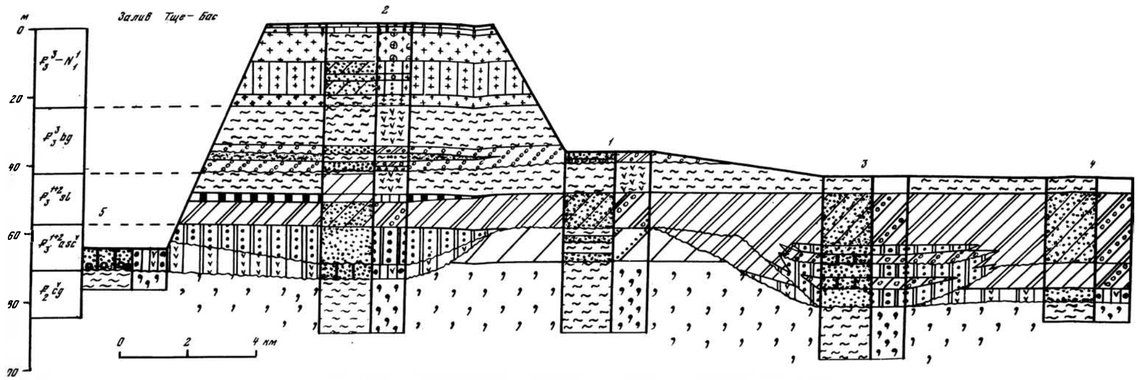
В 1949 г. вышли в свет работы В.А. Вахрамеева и Л.Н. Формозовой о стратиграфии олигоценовой "тургайской серии" Северного Устюрта и Северного Приаралья. В обеих статьях эти отложения делятся на четыре свиты, из которых две нижние относятся к среднему олигоцену, а две верхние – к верхнему олигоцену. Объемы стратиграфических подразделений, выделенных В.А. Вахрамеевым, практически аналогичны объемам свит Л.Н. Формозовой. При их описании первый автор больше касается вопросов биостратиграфии и анализа флоры и фауны, а второй – литологической характеристики свит. Оба эти труда характеризуют возрастной интервал образования отложений, содержащиеся в них фауну и флору, литологический состав и его изменения на площади, элементы палеогеографии и фациальной приуроченности отдельных горизонтов и тел. Несколько позднее, в 1951 г., Л.Н. Формозова опубликовала статью о литологическом составе и строении пород кутанбулакской свиты. В этой работе приведены данные о составе терригенных минералов различных свит Приаралья, сделан вывод об образовании среднеолигоценовых горизонтов не в результате размыва морского палеогена, а за счет приноса терригенного материала из Мугоджар. На основании детального изучения текстурных особенностей пород и условий их залегания утверждается, что отложения кутанбулакской свиты образовались в пределах речных долин, дельт и эстуариев.



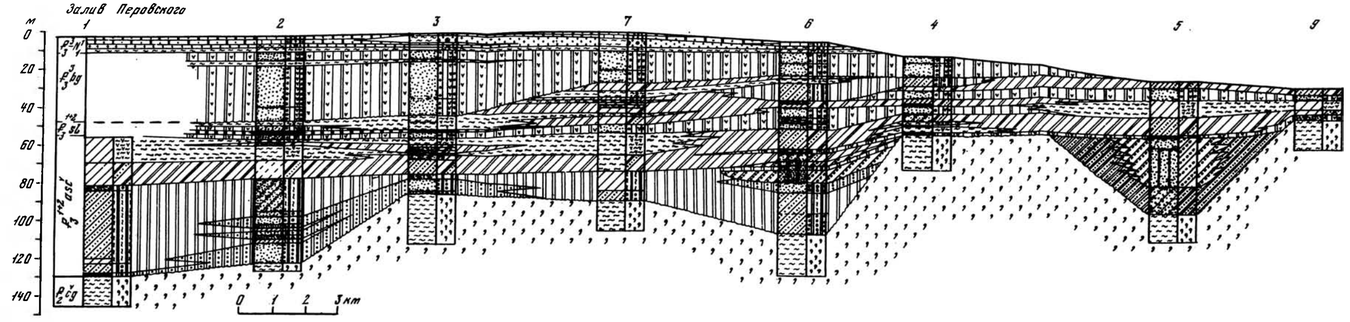
Фиг. 8. Схематический литолого-фациальный профиль по линии IV–IV (мыс Байгубек – гора Жаксы-Коян-Кулак)
Условные обозначения см. на фиг. 4



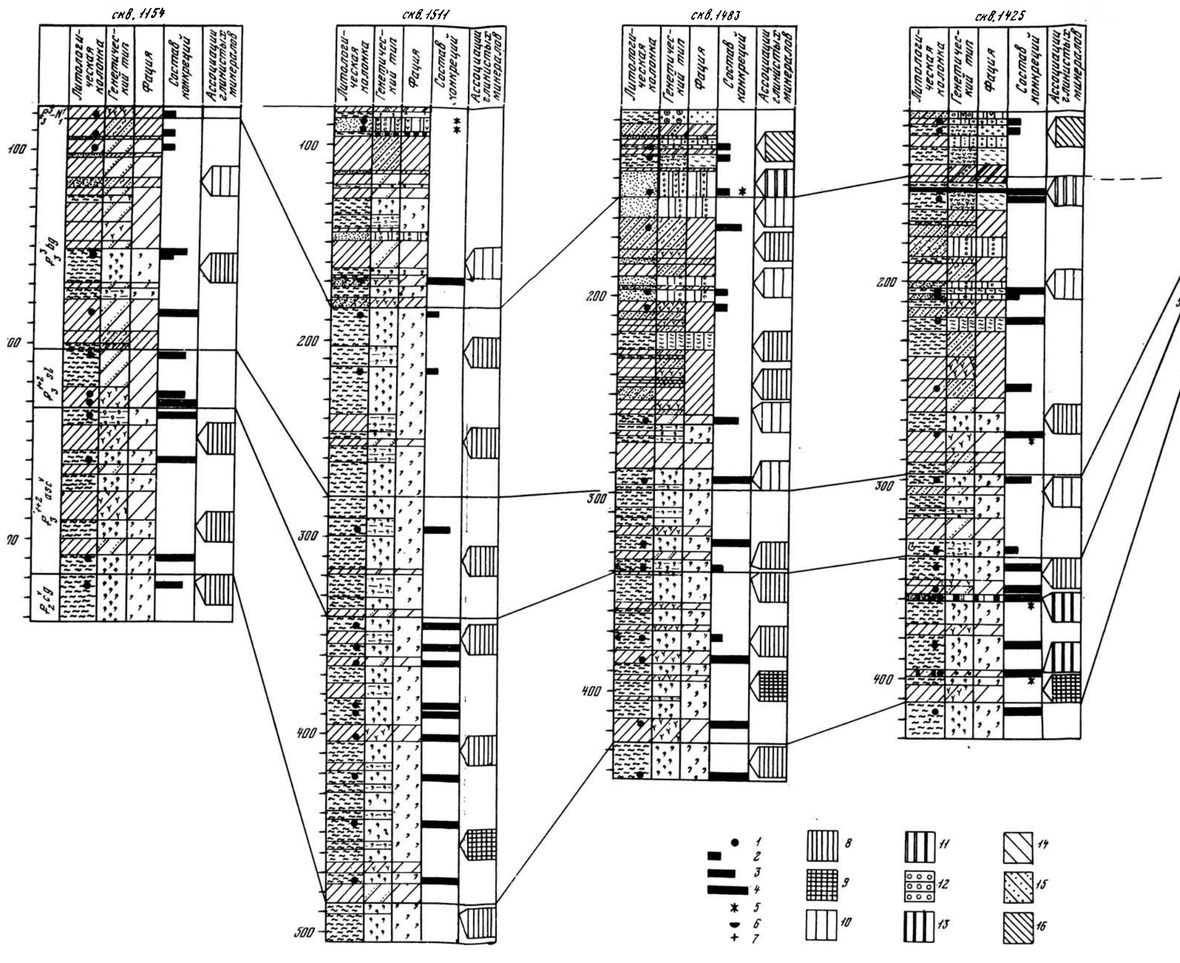
Фиг. 9. Схематический литолого-фациальный профиль по линии V–V (Чукудук – западный берег Аральского моря)
Условные обозначения см. на фиг. 4



Фиг. 10. Схематический литолого-фациальный профиль по линии VI–VI: (северный берег залива Тще-Бас)
Условные обозначения см. на фиг. 4



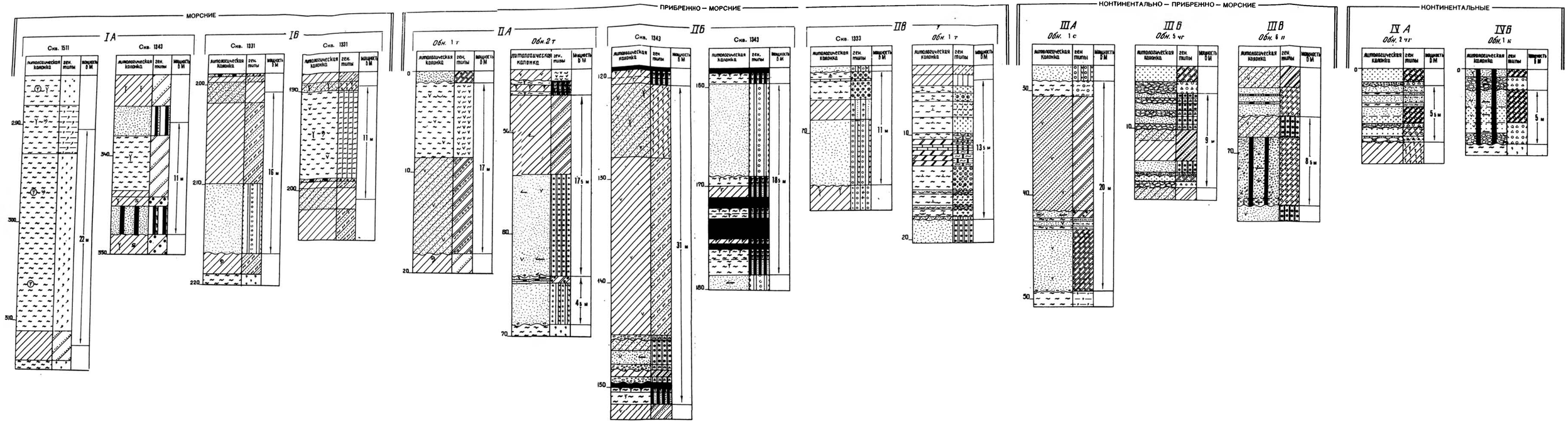
Фиг. 11. Схематический литолого-фациальный профиль по линии VII–VII (северный берег залива Перовского)
Условные обозначения см. на фиг. 4



Фиг. 43. Распределение ассоциаций глинистых минералов и конкреций в разрезах олигоцен–миоцена Устюрта и Приаралья

1 – место взятия образца в разрезе; состав конкреций: 2 – кальцитовые, 3 – анкеритовые, 4 – сидеритовые, 5 – сильное ожелезнение пород, 6 – ярозит, 7 – гипс; ассоциации глинистых минералов: 8 – I ассоциация, 9 – II ассоциация, 10 – подассоциация IIIА, 11 – подассоциация IIIБ, 12 – IV ассоциация, 13 – V ассоциация, 14 – VIа подассоциация VIА, 15 – подассоциация VIБ, 16 – ассоциация VII

Условные обозначения к литологической колонке, генетическим типам и фациям см. на фиг. 4



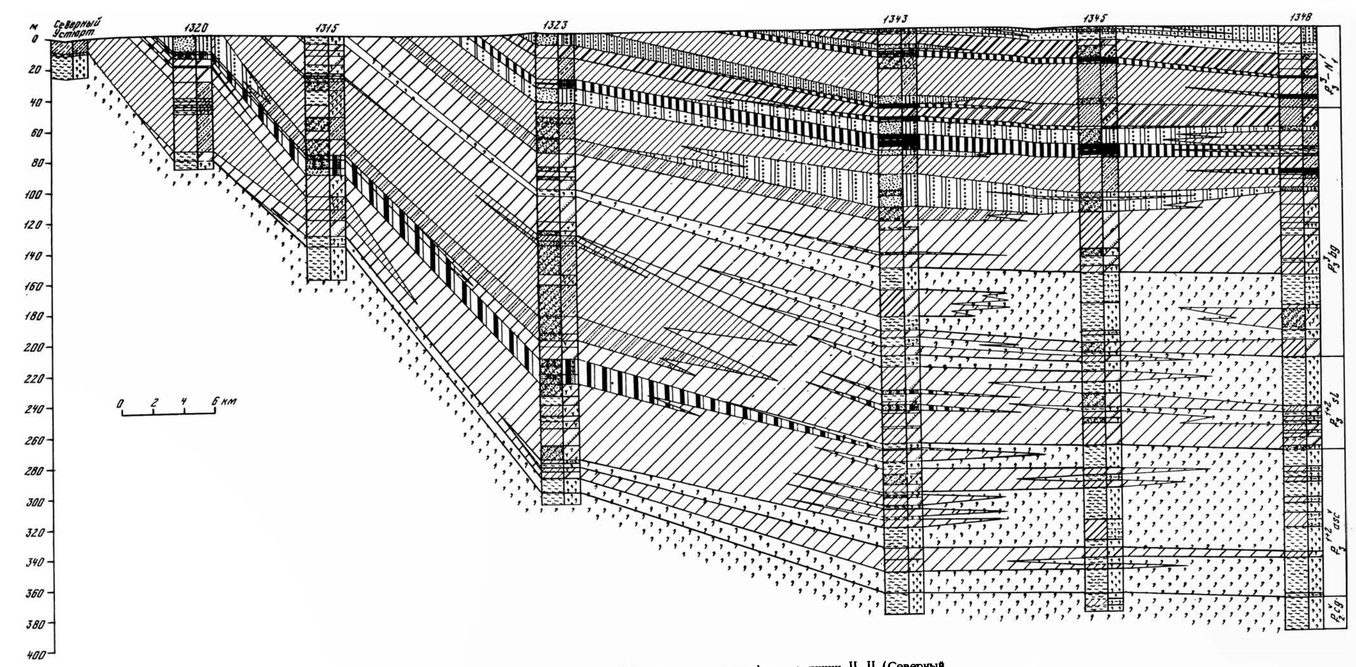
Фиг. 4. Типы циклов олигоцен–миоценовых отложений Устюрта и Приаралья

Циклы: IА – собственно морские, IБ – мелководноморские, IIА – прибрежно–морские безугольные, IIБ – прибрежно–морские угленосные, IIВ – прибрежно–морские лагунные, IIIА – аллювиально–прибрежно–морские, IIIБ – аллювиально–дельтовые, IIIВ – аллювиально–дельтовые железорудные, IVА – аллювиальные, IVБ – аллювиальные железорудные

Литологические типы пород, включения, контакты: 1 – брекчии; конгломераты: 2 – крупно–галечные, 3 – среднегалечные, 4 – мелкогалечные; гравелиты: 5 – крупнозернистые, 6 – среднезернистые, 7 – мелкозернистые; пески и песчаники: 8 – крупнозернистые, 9 – среднезернистые, 10 – мелкозернистые; алевриты: 11 – крупнозернистые, 12 – мелкозернистые; 13 – глины; переслаивания: 14 – песков, алевритов глин 15 – алевритов и глин, 16 – различных алевритов; 17 – известняки; 18 – мергели; 19 – угли и лигниты; 20 – углистые глины и алевриты; 21 – железные руды; включения: 22 – растительного детрита, 23 – мелких растительных остатков, 24 – остатков листьев хорошей сохранности, 25 – остатков корешков наземных растений, 26 – остатков костей млекопитающих; 27 – морская фауна; 28 – солоноватоводная и пресноводная фауна; 29 – остатки корешков водорослей; 30 – ходы илоедов; 31 – карбонатность; 32 – разрозненные оолиты шамозита; 33 – контакт между слоями отчетливый; 34 – переход постепенный; 35 – контакт резкий; 36 – контакт резкий с размывом.

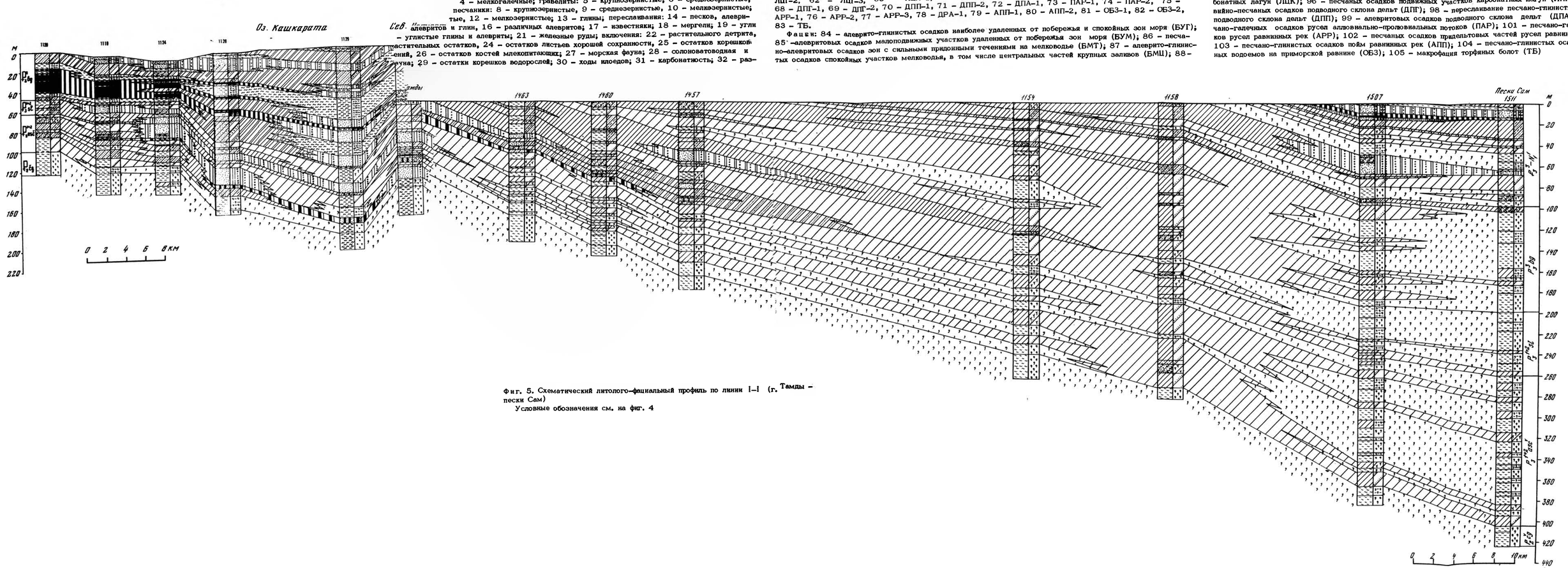
Генетические типы отложений: 37 – БУГ–1, 38 – БУГ–2, 39 – БУГ–3, 40 – БУМ–1, 41 – БУМ–2, 42 – БУМ–3, 43 – БМТ–1, 44 – БМТ–2, 45 – БМЦ–1, 46 – БММ–1, 47 – БММ–2, 48 – БММ–3, 49 – БМП–1, 50 – БМП–2, 51 – БМС–1, 52 – БПП–1, 53 – БПП–2, 54 – БПА–1, 55 – БПА–2, 56 – БПА–3, 57 – БПС–1, 58 – БПС–2, 59 – БПС–3, 60 – ЛЦГ–1, 61 – ЛЦГ–2, 62 – ЛЦГ–3, 63 – ЛЦК–1, 64 – ЛЦК–2, 65 – ЛЦК–3, 66 – ЛПП–1, 67 – ЛПП–2, 68 – ДПГ–1, 69 – ДПГ–2, 70 – ДПП–1, 71 – ДПП–2, 72 – ДПА–1, 73 – ПАР–1, 74 – ПАР–2, 75 – АРР–1, 76 – АРР–2, 77 – АРР–3, 78 – ДРА–1, 79 – АПП–1, 80 – АПП–2, 81 – ОБЗ–1, 82 – ОБЗ–2, 83 – ТБ.

Фации: 84 – алеврито–глинистых осадков наиболее удаленных от побережья и спокойных зон моря (БУГ); 85 – алевритовых осадков малоподвижных участков удаленных от побережья зон моря (БУМ); 86 – песчано–алевритовых осадков зон с сильными придонными течениями на мелководье (БМТ); 87 – алеврито–глинистых осадков спокойных участков мелководья, в том числе центральных частей крупных заливов (БМЦ); 88 – песчано–алевритовых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (БММ); 89 – песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (БМП); 90 – песчаных осадков сильноподвижного мелководья морского бассейна (БМС); 91 – алеврито–глинистых осадков сильно изрезанного заливно–лагунного побережья (БПП); 92 – песчано–алевритовых осадков подвижных участков сильно изрезанного заливно–лагунного побережья (БПА); 93 – песчаных осадков сильноподвижных участков изрезанного заливно–лагунного побережья (БПС); 94 – алеврито–глинистых осадков центральных и спокойных участков мелководных карбонатных лагун (ЛЦГ); 95 – глинисто–карбонатных осадков центральных и спокойных участков мелководных карбонатных лагун (ЛЦК); 96 – песчаных осадков подвижных участков карбонатных лагун (ЛПП); 97 – гравийно–песчаных осадков подводного склона дельт (ДПГ); 98 – переслаивание песчано–глинистых осадков подводного склона дельт (ДПП); 99 – алевритовых осадков подводного склона дельт (ДПА); 100 – песчано–галечных осадков русел аллювиально–пролювиальных потоков (ПАР); 101 – песчано–галечных осадков русел равнинных рек (АРР); 102 – песчаных осадков придельтовых частей русел равнинных рек (АДР); 103 – песчано–глинистых осадков пойм равнинных рек (АПП); 104 – песчано–глинистых осадков заболоченных водоемов на приморской равнине (ОБЗ); 105 – макрофация торфяных болот (ТБ)



Фиг. 6. Схематический литолого-фациальный профиль по линии II–II (Северный Устюрт)

Условные обозначения см. на фиг. 4



Фиг. 5. Схематический литолого-фациальный профиль по линии I–I (г. Тамды – пески Сам)

Условные обозначения см. на фиг. 4

породы, включения, контакты: 1 – брекчии; конгломераты: 2 – крупно-
4 – мелкогалечные; гравелиты: 5 – крупнозернистые, 6 – среднезернистые,
песчаники: 8 – крупнозернистые, 9 – среднезернистые, 10 – мелкозернистые;
тые, 12 – мелкозернистые; 13 – глины; переслаивания: 14 – песков, алеври-
Сев. Устюрт алевритов и глин, 16 – различных алевритов; 17 – известняки; 18 – мергели; 19 – угли
– углистые глины и алевриты; 21 – железные руды; включения: 22 – растительного детрита,
растительных остатков, 24 – остатков листьев хорошей сохранности, 25 – остатков корешков
ений, 26 – остатков костей млекопитающих; 27 – морская фауна; 28 – солоноватоводная и
ауна; 29 – остатки корешков водорослей; 30 – ходы илоедов; 31 – карбонатность; 32 – раз-
розненные оолиты шамозита; 33 – контакт между
такт резкий; 36 – контакт резкий с размывом.

Генетические типы отложений: 37 – БУГ–1, 38 – БУГ–2, 39 – БУГ–3, 40 – БУМ–1, 41 – БУМ–2, 42 – БУМ–3, 43 – БМТ–1, 44 – БМТ–2, 45 – БМЦ–1, 46 – БММ–1, 47 – БММ–2, 48–БММ–3, 49 – БМП–1, 50 – БМП–2, 51 – БМС–1, 52 – БПП–1, 53 – БПП–2, 54 – БПА–1, 55 – БПА–2, 56 – БПА–3, 57 – БПС–1, 58 – БПС–2, 59 – БПС–3, 60 – ЛЦГ–1, 61 – ЛЦГ–2, 62 – ЛЦГ–3, 63 – ЛЦК–1, 64 – ЛЦК–2, 65 – ЛЦК–3, 66 – ЛПП–1, 67 – ЛПП–2, 68 – ДПГ–1, 69 – ДПГ–2, 70 – ДПП–1, 71 – ДПП–2, 72 – ДПА–1, 73 – ПАР–1, 74 – ПАР–2, 75 – АРР–1, 76 – АРР–2, 77 – АРР–3, 78 – ДРА–1, 79 – АПП–1, 80 – АПП–2, 81 – ОБЗ–1, 82 – ОБЗ–2, 83 – ТБ.

Фации: 84 – алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья и спокойных зон моря (БУГ); 85 – алевритовых осадков малоподвижных участков удаленных от побережья зон моря (БУМ); 86 – песчано-алевритовых осадков зон с сильными придонными течениями на мелководье (БМТ); 87 – алеврито-глинистых осадков спокойных участков мелководья, в том числе центральных частей крупных заливов (БМЦ); 88 – песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (БММ); 89 – песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (БМП); 90 – песчаных осадков сильноподвижного мелководья морского бассейна (БМС); 91 – алеврито-глинистых осадков сильно изрезанного заливно-лагунного побережья (БПП); 92 – песчано-алевритовых осадков подвижных участков сильно изрезанного заливно-лагунного побережья (БПА); 93 – песчаных осадков сильноподвижных участков изрезанного заливно-лагунного побережья (БПС); 94 – алеврито-глинистых осадков центральных и спокойных участков мелководных карбонатных лагун (ЛЦГ); 95 – глинисто-карбонатных осадков центральных и спокойных участков мелководных карбонатных лагун (ЛЦК); 96 – песчаных осадков подвижных участков карбонатных лагун (ЛПП); 97 – гравийно-песчаных осадков подводного склона дельт (ДПГ); 98 – переслаивание песчано-глинистых осадков подводного склона дельт (ДПП); 99 – алевритовых осадков подводного склона дельт (ДПА); 100 – песчано-галечных осадков русел аллювиально-пролювиальных потоков (ПАР); 101 – песчано-галечных осадков русел равнинных рек (АРР); 102 – песчаных осадков придельтовых частей русел равнинных рек (АДР); 103 – песчано-глинистых осадков пойм равнинных рек (АПП); 104 – песчано-глинистых осадков заболоченных водоемов на приморской равнине (ОБЗ); 105 – макрофация торфяных болот (ТБ)

В 1953 г. вышла в свет крупная монография А.Л. Яншина по геологии Северного Приаралья, где был обобщен не только весь имевшийся к тому времени геологический, стратиграфический, литологический, тектонический и другой материал, но и приведены результаты собственных многолетних наблюдений автора. Здесь впервые рассмотрены структуры как платформенного чехла, так и складчатого основания Северного Приаралья, дан стратиграфический и литологический анализ меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных горизонтов и проведено их сопоставление с отложениями некоторых соседних территорий. Специальный раздел посвящен детальной характеристике солоноватоводных отложений миоцена, которым А.Л. Яншин дал название аральской свиты.

В начале 50-х годов продолжаются интенсивные исследования геологического строения Приаралья и поиск полезных ископаемых. Изучение находок фауны и флоры нашло свое отражение в статьях и монографиях В.В. Лаврова (1951, 1952, 1959), А.Н. Будищева (1959). В 1958 г. Р.Г. Гарецкий, Р.Л. Мерклин и А.Л. Яншин несколько пересмотрели объемы выделенной ранее А.Л. Яншиным (1953) аральской свиты. Верхнюю часть ее разреза, характеризующуюся, по их данным, комплексом морских моллюсков *Pitar splendida*, выделили в самостоятельную кинтыкчинскую свиту.

В 1960 г. Р.Л. Мерклин, исследуя олигоценовые отложения по восточному обрыву Устюрта в районе мыса Байгубек, пришел к выводу о возможности выделения здесь самостоятельной байгубекской свиты, залегающей между слоями с *Corbula helmerseni* и горизонтом, заключающим обедненный комплекс солоноватоводной фауны среднего олигоцена.

Наиболее интересной для нас несомненно является вышедшая в 1959 г. монография Л.Н. Формозовой о железных рудах Северного Приаралья. На основании полученного фактического материала по строению месторождений Северного Приаралья и проведенного анализа текстурных особенностей и условий залегания руд автор выделил четыре их генетические группы: речные, лиманные, дельтовые и озерные. Помимо этого, была проведена классификация руд по текстурным, структурным и минералогическим признакам. По данным оптического, химического, термического и рентгеноструктурного анализов Л.Н. Формозова провела минералогическое исследование руд и вмещающих их пород. Был дан анализ общих палеогеографических условий осадконакопления тургайской серии, выяснена тектоническая обстановка седиментации и влияние тектоники на размещение железных руд. В заключение Л.Н. Формозова дает анализ условий образования собственно железных руд, указывая, что материал для формирования рудных тел поступал из района Мугоджарских гор в форме коллоидных растворов и первично оолитообразование шло непосредственно в русле или дельте реки с последующим перемывом и перераспределением оолитов.

В этом же 1959 г. была опубликована монография В.В. Лаврова, в которой он рассматривает континентальные палеогеновые и неогеновые отложения Арало-Сибирских равнин. Большое внимание в этой работе уделено описанию и стратиграфическому сопоставлению отдельных опорных разрезов в Тургайском прогибе и в Приаралье. Интересно отметить, что для подобных сопоставлений автор применил не только палеонтологический, но и минералогический метод. По преобладанию в составе пород, слагающих свиту, того или иного минерала или комплекса минералов, им выделено четыре формации, соответствующие четырем стратиграфическим "ярусам" палеогена и неогена (табл. 1).

В палеогеографических выводах, сделанных В.В. Лавровым, основное внимание уделено общим вопросам о типах ландшафтов, характере растительного покрова, двух тектонических этапах осадконакопления. Представляют интерес выделенные генетические комплексы осадков: аллювиальные, озерные и лагунные. Анализируя условия образования железных руд Тургайского прогиба, В.В. Лавров отчетливо определил их континентальное происхождение (долинно-континентальный тип железонакопления). Источником железа, по его мнению, служили не только интрузии, расположенные по периферии Тургайского прогиба, но и рыхлые породы самого олигоцена, выщелачиваемые болотными водами. Основываясь на изучении комплексов флористических остатков, В.В. Лавров

Таблица 1

Формационно-стратиграфическая схема подразделения палеоген-неогеновых отложений (по В.В. Лаврову, 1959)

Возраст	Формация	Свита-ярус
N	Карбонатная Карбонатно-сульфатная	Павлодарский Аральский
P	Каолиновая Углисто-лептохлоритовая	Тургайский Индрикотериевый

восстановил историю климата на территории Тургайского прогиба и в Приаралье в течение олигоцена; в среднем олигоцене - влажный тропический, в верхнем олигоцене - засушливый гумидный, с признаками периодической аридизации. Для аральского времени В.В. Лавров указал отчетливо аридный климат по всему району.

Новый этап геологического изучения района связан с открытием в конце 50-х - начале 60-х годов в Прикаспии и на Устюрте газовых месторождений и постановкой здесь большого объема тематических, геолого-поисковых, съемочных и разведочных работ. С этого времени здесь проводят исследования такие организации, как ВАГТ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, трест Актюбнефтеразведка, ЗКГУ, Казахстан-Среднеазиатская геохимическая экспедиция, Челкарская гидрогеологическая экспедиция и др.

Полученные новые данные позволили внести уточнения в стратиграфическую схему палеогеновых отложений, отчетливо сопоставить олигоценовые слои района с одновозрастными образованиями соседних территорий, выявить ряд новых месторождений железных руд и обнаружить неизвестные ранее в верхнем олигоцене редкометалльные и титановые россыпи. До проведения подобных исследований существовало мнение, что олигоцен в Северном Приаралье представлен исключительно континентальными отложениями (Яншин, 1953; Формозова, 1959; Лавров, 1959; и др.), а морские осадки этого возраста развиты лишь на Южном Устюрте, в районе Мангышлак и, возможно, в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба. На основании большого количества палеонтологического материала было доказано, что в пределах Северного Приаралья в олигоцене морские осадки распространены гораздо шире, чем это считалось ранее (Броневой, Кирюхин, 1966; Броневой, Жилин, 1967; Броневой, Брызжева и др., 1967; и др.).

Помимо стратиграфических исследований, были опубликованы работы по литологии, минералогии и условиям образования олигоценовых отложений района. В 1967 г. вышла в свет статья В.А. Броневого, Р.Г. Горецкого и Л.Г. Кирюхина, в которой дана характеристика вновь открытого на Северном Устюрте Кашкаратинского месторождения железных руд, определен их возраст, залегание в самой кровле ащеайрыкской свиты; фациальная приуроченность к морским осадкам. Работами В.А. Броневого (1969; Броневой, Кирюхин, 1966) устанавливается, что железные руды в районе накапливались не только в среднем, но и в верхнем олигоцене. Автор подверг сомнению выводы Л.Н. Формозовой (1951, 1953, 1959) о континентальном происхождении ряда месторождений и особенно об образовании руд непосредственно в руслах рек. Он делает предположение о первичном морском генезисе всех руд Приаралья и последующем их перемыве реками.

Из фундаментальных работ последних лет следует отметить коллективную монографию сотрудников ГИН и треста Актюбнефтеразведка о геологическом строении и нефтегазоносности Приаралья и Устюрта (Булекбаев и др., 1970). Основные вопросы, разбираемые здесь, посвящены геофизической и тектонической характеристикам района и в меньшей степени касаются литологии и минералогии.

В работах по изучению титаноносности Северного Приаралья и Устюрта (Великий и др., 1969; Великий, Милецкий, 1971) даются минералогическая и геологическая характеристики месторождений титана, выясняется прибрежно-морской генезис вмещающих их осадков, образование россыпей за счет многократного перемыва обогащенных полезным компонентом более древних пород и приуроченость наиболее богатых из них к верхнеолигоценовым отложениям.

Палеогеографии и условиям образования олигоцен-миоценовых отложений посвящен ряд работ (Броневой, 1961, 1967, 1969; Броневой, Кирюхин, 1966, 1968; Броневой, Брызжаева и др., 1967; и др.). Освещенные в них общие вопросы условий седиментации в олигоцене или раннем миоцене базируются на литологических исследованиях без применения литолого-фациального анализа и часто не достаточно детальны. Приведенные же графические материалы в большинстве случаев напоминают не палеогеографические и фациальные схемы, а литологические карты и несут в себе мало информации о генезисе осадков.

Таким образом, к настоящему моменту для территории Северного Устюрта и Северного Приаралья имеется обоснованная региональная стратиграфическая схема, составлены детальные структурные карты, обработан большой литолого-минералогический материал и имеются общие палеогеографические схемы. Однако большинство литологических работ выполнено лишь по отдельным месторождениям или районам, без применения литолого-фациального анализа, что не дает полного представления о генетических особенностях осадков олигоцена – нижнего миоцена и не позволяет детально восстановить общие закономерности осадконакопления и минералообразования на всей территории.

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Территория Северного Устюрта и Северного Приаралья входит в состав Туранской плиты, имеющей в основании гетерогенный докембрийский и палеозойский складчатый фундамент. Платформенный чехол сложен в различной степени дислоцированными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

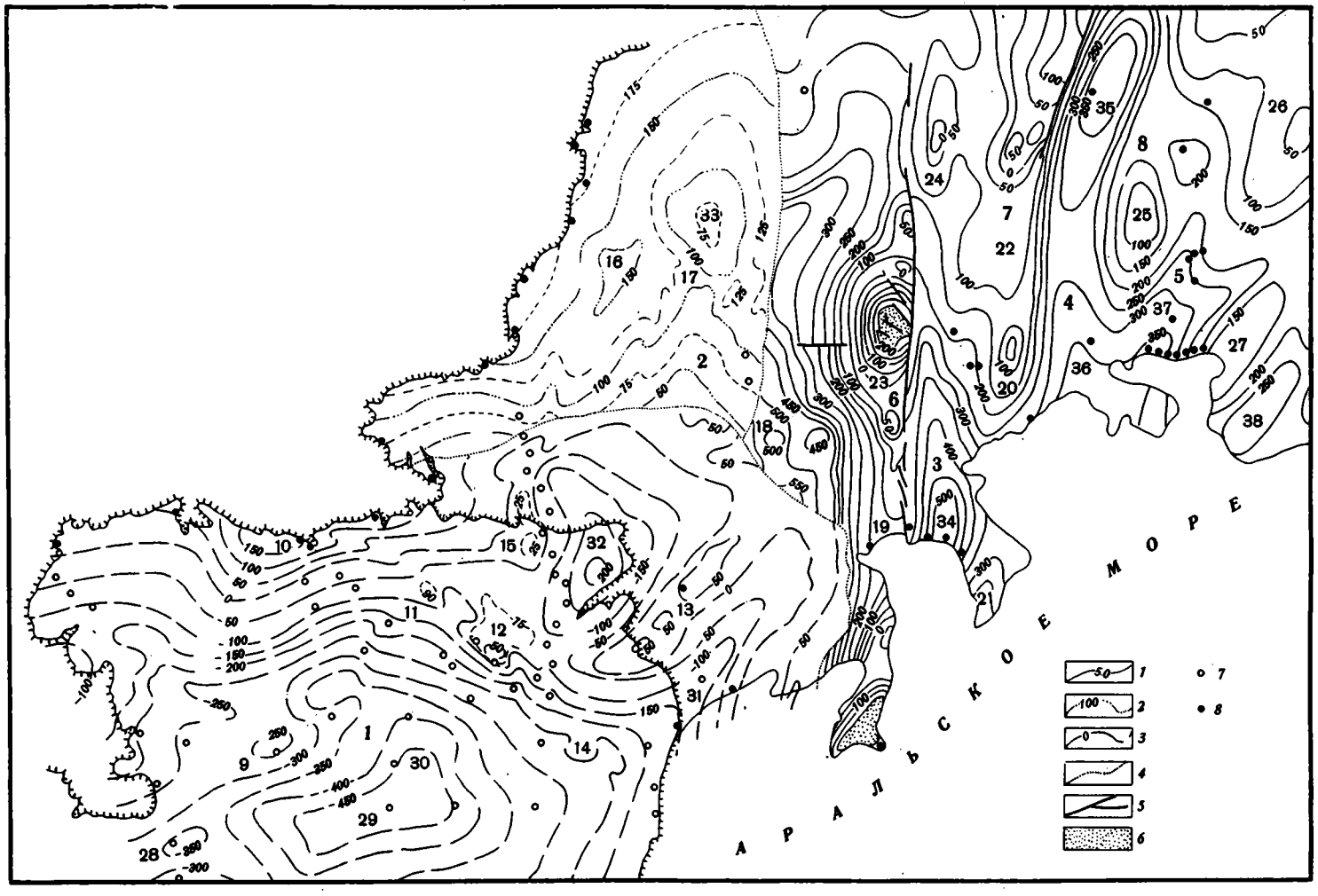
В строении фундамента плиты в районе Северного Устюрта и Северного Приаралья отчетливо выделяются четыре элемента (Булекбаев и др., 1970): Северо-Устюртский массив, зеленокаменная зона, Урало-Тобольская зона и Прииргизская зона. В современном тектоническом плане три из них связаны с крупными структурами чехла: Северо-Устюрстким массив – с Северо-Устюртским прогибом (фиг. 2, 1*), Урало-Тобольская зона – с Челкарским прогибом (2) и Прииргизская зона – с системой Приаральских мегантиклиналей (3–8). Зеленокаменная зона в современном структурном плане территории проявлена в крупной Чушкакульской мегантиклинали, расположенной западнее Челкарского прогиба и сложенной с поверхности меловыми отложениями. Северное продолжение этой зоны находится в пределах Мугоджарских гор, где на поверхность выходит комплекс палеозойских измененных осадочных, эффузивных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород с дайками и интрузиями диабазов, диорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диоритов, гранитов, габбро и др. Выходы на поверхность пород Урало-Тобольской зоны отмечены несколько севернее замыкания Челкарского прогиба. Они представлены сильно метаморфизованными и дислоцированными силиманитовыми, ставролитовыми, биотитовыми гнейсами, различными сланцами, мраморами, кварцитами с массивами кислых, главным образом полевошпатовых интрузий и жилами пегматитов и кварца.

В Прииргизской зоне в отдельных пунктах на западном крыле Тургайского прогиба встречены обнажения докембрийских и палеозойских пород, местами перекрытые отложениями только одного олигоцена (Яншин, 1953). Они представлены эпидотизированными актинолит-хлоритовыми, серицит-кремнистыми и глинистыми сланцами, окварцованными змеевиками, эпидотизированными туфоконгломератами и туфопесчаниками, авгитовыми порфирами и диабазами.

На территории Северного Устюрта и Северного Приаралья выделяются три крупных элемента (см. фиг. 2): Северо-Устюртский прогиб (1), Челкарский прогиб (2) и Северо-Приаральская система субмеридиональных мегасинклиналей и мегантиклиналей (3–8).

Северо-Устюртский прогиб протягивается в широтном направлении от Аральского до Каспийского моря и является самой крупной и наиболее прогнутой тектонической структурой района. В осевой части он разделен на ряд мульд: Самскую (28), Матайкумскую (29) и Косбулакскую (30) и осложнен поднятиями: Чукудукским (9), Коскатынским (11) и Карабасским (14). На северном борту Северо-Устюртского прогиба расположена Актумсукская

* Здесь и далее в скобках указаны цифры на фиг. 2.


АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
1
2
3
4
5
6
7
8

антиклинальная группа структур (10), являющаяся продолжением Чушкакульской мегантиклинали. Углы падения на бортах прогиба и на крыльях более мелких структур обычно до 1-2°, а максимальное погружение кровли чеганской свиты 500 м.

Челкарский прогиб (2) расположен к северу от Северо-Устюртского. Его основной структурой является Кашкаратинская мульда (32) с глубиной погружения кровли чеганской свиты до 200 м на востоке и углами падения на крыльях до 1,5° (до 20 м на 1 км) и 2,5° (до 42 м на 1 км) на юге. С запада, юга и востока она ограничена Жетыйским (15), Аккулковским (12) и Базайским (13) поднятиями. К востоку от Базайского поднятия параллельно ему протягивается Тюлькубайский структурный залив (31) с погружением кровли чеганской свиты до 80 м. Северная и центральная части Челкарского прогиба осложнены системой мелких пологих мульд с незначительной амплитудой прогибания (по кровле чеганской свиты).

В Северо-Приаральской системе складок можно выделить Джиланскую (3), Тугузскую (4) и Чокусинскую (5) мегасинклинали, отделяющиеся друг от друга мегантиклиналями Куландинской (6), Тасаранской (7) и Малых Барсуков (8). Основным отличием Северо-Приаральской системы складок от рассмотренных ранее двух других крупных структурных элементов является значительно меньшая глубина залегания фундамента (до 2 км), бо́льшие углы падения пород на крыльях (до 5°), субпараллельное вытянутое простирание всех крупных элементов, нарушенность олигоцен-миоценовых отложений крупными разломами. Как следствие неглубокого залегания фундамента здесь на поверхность выходят не только отложения эоцена, но и верхнего мела.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее изученными в настоящее время являются самые молодые породы чехла - меловая, палеогеновая и неогеновая системы. Более древние отложения исследованы со значительно меньшей степенью детальности по материалам глубоких разведочных и опорных скважин.

Палеозойская и мезозойская группы. Палеозойский складчатый фундамент вскрывается на глубинах 1500-1600 м на северо-западе Северного Приаралья и более 5000 м в пределах Северного Устюрта. Он сложен метаморфизованными песчаниками и гравелитами с хлоритовым цементом, углисто-серицито-

---

Фиг. 2. Структурная схема Северного Приаралья и Северного Устюрта (составлена по данным З.К. Булекбаева и др., 1970)

Стратоизогипсы (проведены через 50 м): 1 - по кровле верхнего мела, 2 - по кровле тасаранской свиты, 3 - по кровле чеганской свиты; 4 - границы перехода стратоизогипс с одного горизонта на другой; 5 - разломы; 6 - выходы на поверхность пород мелового возраста; 7 - скважины; 8 - обнажения

Цифры на схеме (1-8 - наиболее крупные структуры). Прогибы: 1 - Северо-Устюртский, 2 - Челкарский; мегасинклинали: 3 - Джиланская, 4 - Тугузская, 5 - Чокусинская; мегантиклинали: 6 - Куландинская, 7 - Тасаранская, 8 - Малых Барсуков; антиклинальные структуры: 9 - Чукудукская, 10 - Актумсукская, 11 - Коскатынская, 12 - Аккулковская, 13 - Базайская, 14 - Карабасская, 15 - Жетыйская, 16 - Карамолинская, 17 - Жумагульская, 18 - Аяккумская, 19 - Ушчокинская, 20 - Тогузкенская, 21 - Каратюпская, 22 - Копулькенская, 23 - Алагузская, 24 - Тусплокская, 25 - Тулогайская, 26 - Сарыбулакская, 27 - Тастюбекская; синклинальные структуры: 28 - Самская, 29 - Матайкумская, 30 - Косбулакская, 31 - Тюлькубайская, 32 - Кашкаратинская, 33 - Кургантузская, 34 - Сибиржилгинская, 35 - Барчинская, 36 - Жиделисайская, 37 - Бирдекольская, 38 - Кызылкольская

выми, амфиболитовыми, мусковит-кварцевыми, альбит-хлоритовыми сланцами, реже – туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами и эффузивами среднего и основного состава с массивами диоритов, гранитов, серпентинитов. Предположительно возраст этих пород определяется как нижне-среднепалеозойский (Булекбаев и др., 1970).

С резким несогласием на палеозойских породах лежит слабо дислоцированная юрская и меловая толща. Она представлена главным образом терригенными угленосными или пестроцветными песчано-глинистыми отложениями с подчиненными пачками известняков, мергелей, карбонатных глин. Мощность разреза мезозойских пород более 2000 м.

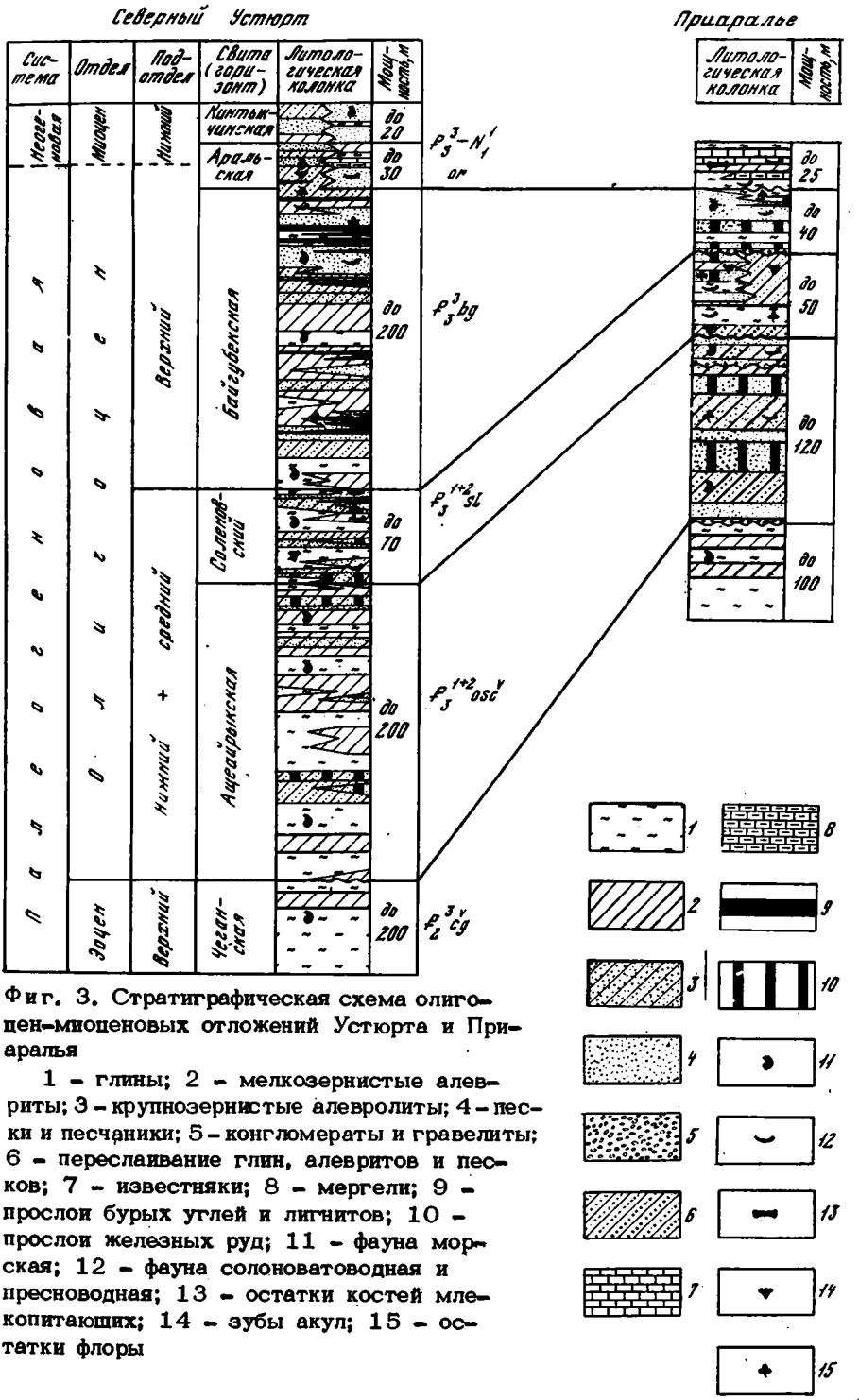
Кайнозойская группа. Отложения палеогена и неогена в пределах рассматриваемой площади распространены повсеместно, покрывая чехлом породы мела. Палеоцен и низы эоцена представлены маломощной пачкой до 25 м карбонатных пород: мергелей, известняков, карбонатных глин, песчаников. Эти породы встречаются во всех пунктах района, а главным образом в осевых частях Северо-Устюртского и Челкарского прогибов. Выше на различных горизонтах мела лежит пачка серых плотных глин с прослоями алевритов в верхней части, относимая к верхам верхнего эоцена: возможно, она охватывает значительную часть нижнего эоцена. Пачка выделена под названием тасаранской свиты. Ее мощность изменяется от 220 до 400 м.

В пределах Северного Устюрта над тасаранской свитой распространена толща серых алевритов и алевритистых глин аккулковской свиты. На северо-западе, в Северном Приаралье, как показали исследования нового материала бурения (Булекбаев и др., 1970), отложения аккулковской свиты фациально замещаются алевритами и кварцевыми песками саксаульской свиты. В основании этой толщи на Северном Устюрте в пределах Базайского и Кызылойского поднятий прослеживается газоносный пласт. Мощность всей свиты колеблется от 100 м на юге до 300 м на севере. Венчает разрез эоцеона чеганская свита мощностью 100–150 м, сложенная зеленовато-серыми глинами с прослоями глинистых алевритов и очень редко – мелкозернистых песков.

В настоящее время нет единого мнения о границе эоцена и олигоцена в разрезах Устюрта и Приаралья. Некоторые геологи придерживаются мнения, что либо вся чеганская свита, либо значительная ее часть принадлежит нижнему олигоцену и граница между олигоценом и эоценом проводится где-то внутри нее (Вялов, 1930, 1935; Вахрамеев, 1949; Яншин, 1953; Лавров, 1957; Формозова, 1959; Булекбаев и др., 1970). Работы, проводившиеся на Устюрте и в Приаралье в течение последних 10–13 лет, позволили другой группе исследователей провести границу между олигоценом и эоценом по кровле чеганского горизонта и сопоставить его с белоглинским горизонтом Кавказа и адаевской свитой Мангышлака, возраст которых принято считать позднеэоценовым (Коробков, 1961, 1964; Овечкин, 1951, 1961, 1962; Коробков И.А., Коробков А.И., 1965; Коробков, 1966; Броневой, Брызжева и др., 1967, 1971). Последняя точка зрения нам кажется более обоснованной.

Согласно схеме, представленной сотрудниками ВСЕГЕИ (Броневой, Брызжева и др., 1971), на Северном Устюрте и в Приаралье разрез олигоцена подразделяется на ряд стратиграфических единиц (фиг. 3) (снизу вверх): ащеайрыкская свита, слои с *Ergenica cimlanica* (или соленовский горизонт), байгубекская и аральская свиты. Первые две охватывают нижний (нижний + средний) олигоцен, а вторые – верхний олигоцен и низы миоцена.

Ащеайрыкская свита, выделенная в разрезах Устюрта (Вялов, 1935), распространена повсеместно в этом районе и обнажается практически на всем протяжении северного и частично западного обрывов Устюрта и на Чаграйском плато. В центральных частях Северо-Устюртского прогиба отложения ащеайрыкской свиты согласно налегают на чеганские глины и представлены чередованием серых и зеленовато-серых алевритистых глин и светло-серых алевритов с редкими прослоями мелкозернистых песков. Мощность толщи здесь около 100–120 м. По направлению к крыльям прогиба количество прослоев глин уменьшается и главенствующую роль в строении разреза играют алевриты и пески. Часто появляются пачки коричневато-серых глин и алевритов, обогащенных растительными остатками. На поднятиях, окаймляющих Кашкаратинскую синкли-



Фиг. 3. Стратиграфическая схема олигоцен-миоценовых отложений Устюрта и Приаралья

1 – глины; 2 – мелкозернистые алевриты; 3 – крупнозернистые алевролиты; 4 – пески и песчаники; 5 – конгломераты и гравелиты; 6 – переслаивание глин, алевритов и песков; 7 – известняки; 8 – мергели; 9 – прослои бурых углей и лигнитов; 10 – прослои железных руд; 11 – фауна морская; 12 – фауна солоноватоводная и пресноводная; 13 – остатки костей млекопитающих; 14 – зубы акул; 15 – остатки флоры

наль, мощность свиты, сложенной преимущественно алевритами и песками с прослоями карбонатизированных песчаников и оолитовых железных руд, сокращается до нескольких десятков метров. Мощность отдельных горизонтов руд достигает 10 м. На участках развития наиболее крупнообломочных отложений ащеайрыкской свиты, особенно в сводовых частях антиклиналей и на большей части Челкарского прогиба, породы рассматриваемой свиты ложатся с резким размывом на различные толщи эоцена.

В Северном Приаралье ащеайрыкскую свиту можно разделить на две пачки – нижнюю, соответствующую выделявшимся здесь ранее "кутанбулакским слоям", и верхнюю, отвечающую большей части "чиликтинской свиты" (Формозова, 1959; Броневой, Брызжева и др., 1967, 1971). Отложения нижней пачки залегают в древних широких эрозионных долинах, врезанных в глины чеганской свиты, и отсутствуют на возвышенных участках ископаемого рельефа. Разрез представлен разнообразным комплексом пород – от глин до конгломератов. Главная роль принадлежит коричневато-серым и светло-серым мелкозернистым алевритам и глинам. В некоторых пунктах Северного Приаралья нижняя пачка ащеайрыкской свиты сложена взаимосрезающимися линзами лиловато-серых и зеленовато-серых глин, алевритов и песков с прослоями железных руд (залив Перовского, месторождение Кок-Булак). Мощность отложений нижней пачки ащеайрыкской свиты обычно составляет 20–40 м, редко достигает 100 м.

Верхняя пачка ащеайрыкской свиты в Северном Приаралье распространена во всех синклинальных структурах, занимая значительно более широкие площади, чем нижние слои. Обычно между этими двумя пачками наблюдается постепенный переход, и отделить одну от другой бывает затруднительно. В ряде же случаев в разрезах, расположенных на склоновых частях антиклиналей или у бортов наиболее глубоких древних эрозионных долин, отложения верхней толщи залегают со слабым несогласием и на незначительном расстоянии срезают немалую часть низов свиты. Мощность верхней пачки ащеайрыкской свиты колеблется от нескольких метров до 20–35 м. В большинстве обнажений верхняя пачка ащеайрыкской свиты представлена коричневато- и лиловато-серыми, коричневыми, зеленовато-серыми и серыми алевритами. Нередко породы залегают в виде линз мощностью до 3–10 м и длиной несколько сотен метров, полого срезающих друг друга. В верхних частях подобных линз можно наблюдать тонкие прослои (5 см) сажистого окисленного бурого угля. Помимо однородных прослоев глин, наблюдаются пачки переслаивания глин и алевритов с прослоями мелкозернистых серых слюдистых песков.

Отложения ащеайрыкской свиты содержат множество остатков моллюсков, среди которых на Устюрте в большом количестве отмечаются экземпляры *Cuprina rotundata kasachstanica* Alex., слагающие местами линзы ракушняка (полные списки фауны см.: Броневой и др., 1967; Броневой, Жилин, 1967).

В настоящее время из ащеайрыкской свиты известно несколько местонахождений отпечатков листьев на Чаграйском плато и в северных обрывах Устюрта. Полные списки ископаемых растений приведены в работах В.А. Броневого. Изучение им спор и пыльцы растений показало, что ащеайрыкская свита характеризуется единым спорово-пыльцевым спектром с преобладанием пыльцы голосеменных растений таких семейств, как Pinaceae и Taxodiaceae.

Сравнивая фауну, содержащуюся в ащеайрыкской свите, с находками на Мангышлаке и Кавказе, А.И. Коробков (1967) пришел к выводу, что ащеайрыкская свита является одновозрастным образованием узунбасской свиты Мангышлака и хадумского горизонта Кавказа и соответственно должна относиться к нижнему (нижний + средний) олигоцену.

Соленовский горизонт (слои с *Ergenica cimlanica*) залегает по ровной границе без видимых несогласий на отложениях ащеайрыкской свиты. В центральных частях Северо-Устюртского прогиба он представлен пачкой до 70 м серых и зеленовато-серых глин и алевритов с маломощными прослоями и линзами песков, песчаников, оолитовых железных руд, конгломератов и гравелитов. В прибортовых частях Северо-Устюртского прогиба и на Чаграйском плато породы становятся более крупнозернистыми. Здесь преобладают их песчано-алевритовые типы, уменьшается мощность. Большинство из них сцементировано окислами железа или карбонатами в довольно плотные песчаники. Наряду с ними разрез обогащается многочисленными линзами и прослоями различной мощности оолитовых железных руд. Иногда количество карбонатного материала резко возрастает, и тогда порода представляет собой сильноглинистый мергель или песчано-алевритовый известняк.

На востоке или северо-востоке в пределах Северного Приаралья слои, содержащие комплекс фауны с *Ergenica cimlanica*, представлены образованиями, аналогичными породами из верхов ащеайрыкской свиты, – серыми, зеленовато-серыми или чаще – коричневато-серыми или лиловатыми глинами и алевритами. К востоку от зоны Куландинской антиклинали распространены серые и бурые железистые карбонатизированные мелкозернистые пески, песчаники и алевриты с тонкими прослоями оолитовых руд, фациально переходящие в коричневые глины

Мощность слоев с *Ergenica cimlanica* в Приаралье изменяется от нескольких метров до 20–30 м. Остатки флоры, спор и пыльцы, найденные в этих породах, практически аналогичны остаткам растений из верхов ащеайрыкской свиты и составляют с ней единый комплекс (Броневой, Брызжева и др., 1967). Своеобразный состав фауны моллюсков в слоях с *Ergenica cimlanica* Устюрта и северо-запада Приаралья позволяет сопоставить их с соленовским горизонтом юга Европейской части СССР, что соответствует верхам нижнего (нижний + средний) олигоцена.

Байгубекская свита на территории Устюрта залегает без видимых несогласий на отложениях соленовского горизонта. В центральных частях Северо-Устюртского прогиба разрез свиты сложен серыми, зеленовато-серыми и коричневато-серыми глинами и алевритами. На крыльях прогибов они значительно опесчаниваются, а в верхах разреза появляются пачки светло- и желто-серых мелкозернистых кварцевых песков. Здесь же часто встречаются прослои лигнитов, бурых углей, зеленых глин и бурых песчаников с линзами оолитовых руд. Мощность свиты изменяется от 200–250 м в центре прогибов до 20–50 м на их крыльях.

В северо-восточной части Приаралья байгубекская свита ложится на отложения нижнего олигоцена со следами явного размыва. Здесь она представлена хорошо сортированными мелкозернистыми желтыми, бурыми и светло-серыми кварцевыми песками часто с большим количеством чешуек слюды. Разрез верхнего олигоцена некоторых железорудных месторождений Приаралья (Кутан-Булак, Талды-Эспе, Бирде-Куль и др.) сложен другим типом пород. Это преимущественно плотные железистые песчаники и гравелиты или оолитовые гидрогётитовые и шамозитовые железные руды, светло-серые и желтоватые алевриты и серые, коричневато-серые или зеленоватые глины. Мощность байгубекской свиты в Приаралье меняется от 10 до 50 м. Породы содержат многочисленные остатки моллюсков. Список фауны, насчитывающий более 60 видов, приведен в работах А.Л. Яншина (1953), В.А. Броневого и Л.Г. Кирюхина (1966), З.К. Булекбаева и др. (1970) и др. Кроме раковин моллюсков, в верхней части байгубекской свиты обнаружены крупные захоронения листьев растений. Флора байгубекского времени значительно отличается от ащеайрыкской. В первую очередь это выражается в появлении большого количества новых видов мезофитных растений. В составе спорово-пыльцевого комплекса преобладает пыльца Pinaceae (Броневой, Брызжева и др., 1971). Возраст байгубекской свиты определяется в пределах верхнего олигоцена, возможно, – низов нижнего миоцена.

Аральская свита распространена в виде мелких останцов на вершинах возвышенностей в зоне Куландинской антиклинали, отдельными участками – в Чокусинской синклинали и более широко – на северо-востоке Устюрта. В изученном районе аральская свита представлена коричневато-лиловатыми, зеленовато-серыми и зелеными карбонатными глинами, серыми и желтовато-серыми алевритами и песками с линзами и тонкими прослоями мергелей. Такой характер разреза выдерживается почти по всей западной части территории, охватывающей Устюрт, Чаграйское плато и район песков Большие Барсуки. В строении этой свиты в северном Приаралье восточнее Куландинской антиклинали основную роль играют зеленовато-серые и серые карбонатные глины и алевриты, белые и серые известняки, мергели с линзами глинистых ракушняков. Слабый перерыв между отложениями аральской и байгубекской свит наблюдается лишь на востоке территории. Мощность аральской свиты варьирует в пределах от 10 до 50 м на востоке района и достигает 100 м на западе. Как показали работы ряда исследователей (Мерклин, 1962; Булекбаев и др., 1970; и др.),

отложения аральской свиты на территории Северного Устюрта с востока на запад относительно быстро переходят в сероцветную толщу, аналогичную верхней части байгубекской свиты, что подтверждается и нашими данными.

В определении верхней границы олигоценового отдела в пределах Устюрта и Приаралья до сих пор нет единого мнения. Большинство исследователей считают, что аральская свита Приаралья относится к нижним горизонтам неогена или, возможно, захватывает самые верхи олигоцена (Яншин, 1953; Мерклин, 1962; Бойцова, 1964; Коробков, 1964). Другое мнение о возрасте аральской свиты высказывали В.А. Броневой и С.Г. Жилин (1967). Они считают, что объем аральской свиты ограничивается лишь слоями, содержащими комплекс фауны с *Corbula helmerseni* Mikchail., и что ввиду замещения аральской свиты на запад верхнеолигоценовыми байгубекскими слоями (Мерклин, 1962) аральская свита должна относиться к тому же геохронологическому интервалу, что и байгубекская, т.е. к верхнему олигоцену. Однако подобное заключение можно принять с большой осторожностью. Как уже отмечалось выше, байгубекская свита некоторыми авторами относится не только к верхнему олигоцену, но и (во всяком случае, ее значительная верхняя часть) к низам миоцена. Кроме того, нам кажется более правильным сопоставить аральскую свиту с верхней надугленосной частью байгубекских слоев, а именно эта часть предполагается нижнемиоценовой.

В настоящее время при геологическом картировании на Северном Устюрте возраст верхних горизонтов байгубекской свиты, сопоставляемых с аральскими слоями, определяется как верхний олигоцен – нижний миоцен. Подобная точка зрения, которой придерживаются геологи ВАГТа, нам кажется достоверной и принята в данной работе.

Практически во всех разрезах аральской свиты встречается большое количество остатков *Corbula helmerseni* Mikchail., образующих часто линзы глинистого ракушняка. В значительно меньших количествах присутствуют раковины других солоноватоводных или пресноводных моллюсков. Помимо этого, в Северном Приаралье в породах аральской свиты обнаружен ряд пунктов с захоронениями костей крупных млекопитающих (залив Перовского, гора Агалып, овраг Жерлепес, Тунгуруксор) (Орлов, 1939).

В данной работе мы несколько увеличили объем аральской свиты, включив в нее выделенную на Северном Устюрте Р.Г. Гарецким, Р.Л. Мерклиным, А.Л. Яншиным (1958) кинтыкчинскую свиту. Это объясняется тем, что, во-первых, кинтыкчинская свита аналогично аральской переходит фациально на западе в верхнюю часть байгубекских слоев, во-вторых, ее разрез по литологическим особенностям в большинстве случаев весьма близок разрезу аральской свиты, в-третьих, площадь распространения этой свиты ограничена незначительной территорией самого северо-востока Устюрта. Кынтыкчинская свита отнесена выделившими ее авторами к бурдигальскому ярусу неогеновой системы. Таким образом, возрастной интервал аральской свиты в нашем понимании ее объема может быть датирован как верхи верхнего олигоцена – низы нижнего миоцена.

* * *

Вся вышележащая толща неогена, с перерывом и несогласием залегающая на отложениях нижнего миоцена и олигоцена, распространена только на Устюрте. Она подразделяется на гельветский, тортонский и сарматский ярусы. Разрез среднего-верхнего миоцена представлен в нижней части зеленоватыми глинами, алевритами и песками, выше которых залегают буро-коричневые карбонатные глины и алевролиты. Венчает разрез пачка известняков, мергелей и глин сарматского яруса. Общая мощность отложений до 200 м.

Плиоценовые отложения представлены оолитовыми и ракушечными известняками или песчано-галечниковыми и глинистыми породами, слагающими древние погребенные долины.

Отложения четвертичной системы представлены разнообразным комплексом пород: глинами, алевритами, песками, галечниками и другими, которые образовались в условиях прибрежного моря, соленых озер, пустынь, временных потоков и засоленных такыров.

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЮРТА И СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Восстановление условий осадконакопления, особенностей минералообразования, решение вопросов палеогеографии, стратиграфии, геологической истории развития региона невозможно без детального генетического подхода к исследованию пород. В данной работе нами был применен фациальный метод исследования, разработанный первоначально как фациально-циклический анализ коллективом сотрудников Геологического института АН СССР еще к 50-м годам (Жемчужников, 1926; Жемчужников и др., 1959–1960; Атлас литогенетических типов..., 1956; и др.). В последнее время конкретное применение и наиболее полное и детальное освещение эта методика в виде литолого-фациального анализа нашла в работах П.П. Тимофеева (1964, 1969, 1970), В.И. Копорулина (1966), А.П. Феофиловой (1966), А.Л. Юревича (1966), В.В. Еремеева (1972), Ю.Г. Цеховского (1973). В ее основе лежит выделение генетических типов и затем фаций.

Под генетическим типом отложений понимается "один или несколько литологических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, которые отражают общность условий накопления осадков" (Тимофеев, 1964, с. 85). При выделении генетических типов в первую очередь обращается внимание на гранулометрию осадка (литологический тип), на присущие этому типу генетические признаки, куда включаются характер сортировки и окатанности материала, минеральный состав, цвет, текстура осадка, степень сохранности, количество и состав ископаемой фауны и флоры, включения обломков пород, минеральные выделения: как аутигенные, так и постседиментационные, мощность и строение слоев, их взаимоотношения на площади и в разрезе, характер контактов между слоями, место их в седиментационных циклах.

"Под фацией подразумевается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались осадки, обладающие определенными сочетаниями первичных признаков" (Тимофеев, 1964, с. 85). Фация является самым мелким палеогеографическим элементом, выраженная в одном или нескольких близких генетических типах осадков. В свою очередь комплекс закономерно сочетающихся фаций дает представление об условиях седиментации в пределах обширных участков ландшафтов с определенным тектоническим режимом. "Этот комплекс сопряженных фаций, отвечающих крупным участкам ландшафтов, называется макрофацией" (Тимофеев, 1969, с. 136). Сочетание близких макрофаций образует генетические группы, характеризующие ландшафтные зоны.

Для удобства пользования названиями фаций введена система буквенных индексов. Первая буква обозначает генетическую группу отложений (Б – бассейновая, А – аллювиальная, О – озерная, Т – торфяных болот); вторая буква характеризует название макрофаций (БУ – макрофация удаленных от побережий частей бассейна и т.д.); третья буква дает определение фации (АРР – фация песчаных осадков руслового аллювия равнинных рек и т.д.). Цифра, следующая за буквенным индексом, обозначает номер генетического типа (АРР-1, БУГ-2).

Среди олигоценовых отложений по генетическим признакам выделено 46 генетических типов, которые объединены нами в 21 фацию и 9 макрофаций (см. табл. 2–8).

ОТЛОЖЕНИЯ МОРСКОГО БАССЕЙНА

Макрофация отложений наиболее удаленных от побережья зон открытого морского бассейна (БУ). Наиболее удаленные от побережья и относительно глубоководные участки дна морского бассейна характеризовались сравнительно спокойными динамическими условиями седиментации.

В состав рассматриваемой макрофации включаются две фации (табл. 2).

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья и спокойных участков морского бассейна (БУГ). Осадки данной фации представлены наиболее тонкими глинами и алевритами, среди которых выделено три генетических типа.

Генетический тип БУГ-1 представлен обычно хорошо сортированными зеленовато-серыми и серыми глинами, иногда с тонкими (до 10–20 см) прослоями мелкозернистых алевролитов. Породы обычно неслоисты или с прерывистой неотчетливой горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой водорослевым детритом или тончайшими присыпками алевритового материала. Остатки фауны относительно редки. Встречаются единичные мелкие ходы илоедов и тонкие пиритизированные темные вертикальные или слабо наклонные канальцы, являющиеся, по-видимому, остатками корешков водорослей. Мощность отложений данного генетического типа от 5 до нескольких десятков метров.

Генетический тип БУГ-2 сложен серыми и зеленовато-серыми глинами и мелкозернистыми алевритами с отчетливой слоистостью, с тонкими прослоями (до 10 см) неслоистых алевритов. Сортировка осадков хорошая или средняя. Слоистость подчеркивается тончайшими присыпками алеврита или редких чешуек слюды, примазками глины, изменением цвета материала в слойках, расположением водорослевого детрита и остатков фауны. Как и в типе БУГ-1, в рассматриваемых отложениях в небольшом количестве встречаются пиритизированные корешки водорослей и мелкие ходы илоедов. Мощность отложений типа БУГ-2 изменяется от 0,5 до 10–30 м.

Генетический тип БУГ-3 представлен серыми и буровато-серыми глинами и мелкозернистыми алевритами. Для них характерно наличие округлых конкреций или тонких линзовидных прослоев (по 1,5 см), сложенных сидеритом с мелкими железистыми ооидами. Слоистость горизонтальная или пологоволнистая, в разной степени отчетливая, иногда она совсем отсутствует. Слоистость подчеркивается присыпками алевритового материала, послойным расположением фауны, водорослевого детрита, чешуек слюды, железистых ооидов. Сортировка относительно хорошая. Остатки фауны немногочисленны; встречаются мелкие вертикальные ходы илоедов, выполненные более грубым, чем субстрат, материалом с железистыми ооидами. Мощность отложений генетического типа БУГ-3 не превышает 1,5 м.

Фация алевролитовых осадков малоподвижных участков удаленных от побережья зон морского бассейна (БУМ). В удаленных от побережья зонах бассейна формировались не только самые мелкозернистые и отсортированные осадки относительно спокойных его участков, но и отложения с признаками образования в условиях слабых придонных течений или же в области поднятий морского дна, куда достигали сильные волнения. Они представлены главным образом алевритами, или пачками переслаивания алевритов и глин. Более динамическая обстановка этих площадей приводила к преобладанию в осадках иных текстур, чем в отложениях фации БУГ. Лучшие условия питания, отсутствие застойности способствовали более интенсивному развитию придонной бентосной жизни.

По первичным генетическим признакам среди осадков фации малоподвижных участков удаленных от побережья зон моря выделено три генетических типа.

Таблица 2

Генетические типы и фации отложений наиболее удаленных от побережья зон моря

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений наиболее удаленных от побережья зон моря (БУ)	Алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья и спокойных участков морского бассейна (БУГ)	Глина неслоистая или с прерывистой горизонтальной слоистостью и тонкими прослоями тонкозернистого алеврита (БУГ-1)
		Глина, алеврит с горизонтальной слоистостью, обильной фауной (БУГ-2)
		Глина, алеврит с горизонтальной слоистостью, с карбонатными конкрециями и оолитами шамозита (БУГ-3)
	Алевритовых осадков малоподвижных участков удаленных от побережья зон морского бассейна (БУМ)	Алеврит, глина с горизонтальной волнистой слоистостью или их частое переслаивание (БУМ-1)
		Алевриты с неправильной горизонтальной волнистой, линзовидной слоистостью, с фауной, с ходами илоедов (БУМ-2)
		Алевриты с тонкими линзами оолитовых шамозитовых руд (БУМ-3)

Генетический тип БУМ-1 представлен зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми алевритами с тонкими прослоями слабоалевритистых глин. Границы между прослоями алевритов и глин неотчетливы. Слоистость отложений горизонтальная и очень пологая, волнистая, неправильная. Тонкие линзы выполнены хорошо сортированным крупнозернистым алевритом. Остатков фауны больше, чем в фации БУГ. Мощность отложений типа БУМ-1 от 2 до 15 м. Часто осадки типа БУМ-1 слагают значительные по мощности части разреза, образуя 5-10-метровые пачки, разделенные 0,5-1,5-метровыми прослоями отложений фаций БУГ или других генетических типов фации БУМ.

Генетический тип БУМ-2 представлен зеленовато-серыми и серыми мелко- и крупнозернистыми алевритами с редкими тонкими прослоями глин. Слоистость, как правило, горизонтальная и волнистая, неправильная, сильно нарушенная текстурами протыкания. Породы обогащены следами жизнедеятельности илоедных животных в виде ходов, заполненных более грубым, чем субстрат, материалом. Иногда их количество бывает настолько велико, что первичная текстура осадков полностью исчезает. Остатки моллюсков встречаются иногда в большом количестве, обычно в виде разобщенных створок или их обломков. Содержание детрита наземных растений наряду с обрывками водорослей крайне невелико. Отложения типа БУМ-2 имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 10-12 м.

Генетический тип БУМ–3 сложен зеленовато–серыми, серыми и буровато–серыми алевритами с прослоями железных руд, с горизонтальной волнистой слоистостью, часто нарушенной ходами илоедов. Железистые оолиды расположены в виде тонких линз, присыпок по плоскостям напластования или наряду с песчано–алевритовым материалом заполняют ходы червей и неправильные мелкие гнезда в породе. Мощность их от 0,5 до 5–6 м.

Вследствие широкого распространения осадков данной макрофации по разрезу от верхнеэоценовых до нижнемиоценовых горизонтов при рассмотрении распределения остатков организмов в этих отложениях следует учитывать закономерную стратиграфическую смену комплексов фауны во времени. В раннем олигоцене для макрофации осадков наиболее удаленных от побережья зон моря характерны разрозненные экземпляры мелких моллюсков, иногда образующих скопления, напоминающие банки (фация БУМ): *Cuprina rotundata kasachstanica* Alex., *Sphenia angusta* Sow., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Satorosa plana* Alex. и др.[1]. В верхнем олигоцене и нижнем миоцене к осадкам рассматриваемой макрофации довольно отчетливо приурочен комплекс моллюсков с *Cardium abundans* Liv., не встречающийся в более мелководных отложениях. Помимо остатков моллюсков, в отложениях данной макрофации (главным образом в фации БУМ) встречаются обильные следы жизнедеятельности илоедных животных, реже – зубы акул. В целом наибольшее количество и более разнообразный видовой состав фауны встречены в осадках фаций малоподвижных участков наиболее удаленных от побережья зон моря (БУМ).

Осадки обеих рассмотренных фаций тесно парагенетически связаны между собой и переходят обычно в отложения фаций малоподвижного или подвижного мелководья, играя главную роль в строении разрезов наиболее прогнутых частей Северо–Устюртского и Челкарского прогибов.

Таким образом, отложения макрофации БУ характеризуются: 1) исключительно глинисто–алевритовым составом осадков, 2) хорошей их сортировкой, 3) горизонтальным и волнистым типами слоистости или массивностью, 4) отсутствием или очень небольшим содержанием детрита наземных растений, 5) наличием нитевидных обрывков водорослей и морской фауны, 6) связью с отложениями открытого мелководья. Эти особенности отложений подтверждают, что осадконакопление происходило в наиболее спокойных глубоких участках морского бассейна на значительном удалении от береговой линии.

Макрофация отложений мелководья морского бассейна (БМ). Мелководная зона морского бассейна характеризовалась более высокой подвижностью водной среды, постоянным воздействием волнового процесса, наличием участков с сильными придонными течениями. В связи с этим здесь формировались более крупнозернистые (чем в удаленных от побережья зонах) осадки с разнообразными типами косой и косоволнистой слоистости совместно с волнистой или горизонтальной. Неровности морского дна, наличие участков с различной динамикой среды создавали условия для образования наряду с песчано–алевритовыми осадками тонких глинистых, но площадь распространения последних была уже не столь велика, как при образовании первой макрофации. Насыщенность рассеянным растительным детритом придает отложениям мелководья серый, а не зеленый оттенок. Рассматриваемая макрофация включает в себя отложения пяти фаций и девяти генетических типов (табл. 3).

Фация песчано–алевритовых осадков зон моря с относительно сильными придонными течениями (БМТ). Зона сильных придонных течений располагалась как в пределах мелководья бассейна, так и на весьма значительном удалении от побережья. В ее составе выделено три генетических типа.

Генетический тип БМТ–1 представлен серовато–бурыми, зеленовато–серыми или бурыми ожелезненными мелкозернистыми песками, мелко– и крупнозернис–

[1] Здесь и далее фауна приводится по данным А.Л. Яншина (1953), Л.Н. Формозовой (1959), В.В. Лаврова (1959), В.А. Броневого, Л.Г. Кирюхина (1966), В.А. Броневого, С.Г. Жилина (1967), В.А. Броневого (1967), В.А. Броневого, Н.Н. Брызжевой и др. (1967).

Таблица 3

Генетические типы и фации отложений мелководья морского бассейна

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений мелководья морского бассейна (БМ)	Песчано-алевритовых осадков зон моря с относительно сильными придонными течениями (БМТ)	Алеврит крупнозернистый, песок мелкозернистый с горизонтальной, волнистой, мелкой косой слоистостью, с тонкими линзами оолитовых или брекчированных железных руд, конгломератов (БМТ-1)
		Алеврит крупнозернистый, песок мелкозернистый, песчаники неслоистые или с неясной горизонтальной и волнистой слоистостью, с линзами оолитовых руд, конкрециями сидерита (БМТ-2)
	Алеврито-глинистых осадков спокойных участков мелководья и центральных частей крупных заливов (БМЦ)	Глина, алеврит мелкозернистый, неслоистые или с горизонтальной прерывистой слоистостью, фауной, ходами илоедов (БМЦ-1)
	Песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (БММ)	Алеврит мелкозернистый, глина с горизонтальной, волнистой, линзовидной слоистостью или их частое переслаивание (БММ-1)
		Алевриты, песок мелкозернистый неслоистые или с нарушенной ходами илоедов линзовидной либо горизонтальной слоистостью (БММ-2)
		Алевриты, песок мелкозернистый, песчаник с нарушенной слоистостью, линзами оолитовых железных руд, ходами илоедов (БММ-3)
	Песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (БМП)	Песок мелкозернистый, алеврит крупнозернистый с горизонтальной волнистой и мелкой косой слоистостью (БМП-1)
		Песок мелкозернистый, алеврит крупнозернистый с мелкой и крупной косой пологой слоистостью (БМП-2)
	Песчаных осадков сильноподвижного мелководья морского бассейна (БМС)	Песок мелкозернистый с горизонтальной, мелкой и крупной волнистой и косой слоистостью, скоплением слюды и тяжелых минералов (БМС-1)

тыми алевритами. Слоистость пород горизонтальная, волнистая, косоволнистая и мелкая косая, выполаживающая к основанию, чаще однонаправленная, иногда неотчетливая. Крупная косая пологая слоистость с мощностью косых серий более 0,3 м крайне редка. Среди осадков типа БМТ-1 практически повсеместно встречаются линзы оолитовых шамозит-гидрогётитовых и гидрогётитовых железных руд, конгломератов и брекчий. Мощность их не превышает 10-20 см. Здесь же отмечаются скопления обрывков растений и обломки створок моллюсков. Мощность отложений типа БМТ-1 не превышает 10 м.

Генетический тип БМТ-2 представлен песками и песчаниками мелкозернистыми, зелеными или зеленовато-серыми, часто бурыми, пятнистыми, хорошо или средне сортированными. Породы в той или иной степени обогащены железистыми ооидами. Их количество часто бывает настолько велико, что породы представляют собой железные руды. Слоистость обычно неотчетливая, горизонтальная и волнистая, иногда не отмечается совсем. В некоторых случаях плотные сцементированные песчаники переслаиваются с рыхлыми песками с оолитами. Мощность отложений типа БМТ-2 составляет от 0,2 до 10 м.

Фация алеврито-глинистых осадков спокойных участков мелководья и центральных частей крупных заливов (БМЦ). Рассматриваемая фация включает в себя один генетический тип БМЦ-1, представленный слабоалевритистыми глинами или сильноглинистыми мелкозернистыми алевритами, серыми или коричневато-серыми, неслоистыми или с горизонтальной не очень четкой слоистостью. Породы содержат растительный детрит, остатки раковин и редкие ходы илоедов. Мощность отложений этого типа 5-8 м, редко до 15 м.

Фация песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна. (БММ). Область малоподвижного мелководья охватывала обширную зону волнений и слабых течений, располагавшуюся или вблизи от береговой линии, или на некотором удалении от нее. Здесь образовывались в основном алевритовые осадки трех генетических типов.

Генетический тип БММ-1 представлен алевритами и глинами светло- или коричневато-серыми, с горизонтальноволнистой или реже - косоволнистой слоистостью с тонкими мелкими линзами крупнозернистого алеврита или мелкозернистого песка, создающего линзовидную слоистость. В отдельных случаях они образуют частое переслаивание (через 1-10 см) подобных алевритов и глин. В некоторых тонких алевритовых прослоях встречено большое количество ходов илоедов, остатков фауны, послойные скопления мелкого растительного детрита. Мощность от 1-3 до 10-15 м.

Генетический тип БММ-2 сложен алевритами, мелкозернистым песком с неправильной нарушенной горизонтальной и волнистой слоистостью или неслоистыми, пятнистыми. Текстуры нарушены обильными следами жизнедеятельности роющих илоедных животных. Иногда в большом количестве встречаются раковины моллюсков, образующие линзы детритового ракушняка. Мощность отложений этого типа не превышает 10 м.

Генетический тип БММ-3 охватывает крупнозернистые буро-серые, зеленовато-серые или зеленовато-бурые, часто сильно ожелезненные алевриты и мелкозернистые пески. Слоистость пород горизонтальная, волнистая или косоволнистая и очень пологая мелкая косая, нарушенная следами илоедов. Породы в той или иной степени обогащены ооидами шамозита и гидрогётита. Встречаются фауна и мелкий растительный детрит. Некоторые прослои сцементированы сидеритовым, сидерит-шамозитовым или сидерит-кальцитовым цементом в плотные породы. Мощность изменяется от 0,5 до 10 м.

Фация песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (БМП). Формирование отложений этой фации происходило в более динамически активной зоне моря, чем осадки предыдущих фаций, и было связано с удаленными от побережья частями подводных дельт, участками мелководья, где преобладали очень сильные течения и волнения. Фация включает два генетических типа.

Генетический тип БМП–1 представлен песком мелкозернистым, крупнозернистым алевритом. Сортировка, как правило, хорошая. Цвет серый. Слоистость горизонтальная, волнистая, косоволнистая или мелкая косая, разнонаправленная, пологая, с мощностью косых серий от 3 до 10 см. Подчеркивается чередованием слойков, сложенных материалом различной размерности, темными и светлыми оттенками окраски отдельных слойков, послойным расположением растительного детрита, мелких обрывков флоры и чешуек слюды. В подобных песках встречаются тонкие прослои и линзы серых и коричневатых глин и алевритов с остатками фауны и следами жизнедеятельности илоедов. Мощность осадков типа БМП–1 от 0,5 до 5 м.

Генетический тип БМП–2 представлен мелкозернистыми, хорошо сортированными серыми песками. Осадки обладают отчетливой горизонтальной, волнистой мелкой и очень пологой крупной косой выполаживающейся к основанию слоистостью с мощностью косых серий 0,1–0,3 м. Слои осадков довольно однородны и содержат разрозненные раковины моллюсков, обломки обугленной древесины, растительный детрит. Осадки типа БМП–2 залегают довольно протяженными слоями мощностью 0,5–10 м.

Фация песчаных осадков сильноподвижного мелководья морского бассейна (БМС). Осадки данной фации формировали мелкие аккумулятивные формы рельефа дна, подводные валы, бары, песчаные отмели и т.д., располагавшиеся на некотором удалении от берега. Они слагают один генетический тип БМС–1, представленный серым крупнозернистым алевритом или мелкозернистым песком, в отдельных тонких прослоях близким по размерности к среднезернистому. Сортировка обычно хорошая, реже – средняя. Слоистость не всегда отчетливая, горизонтальная, волнистая, мелкая косая и крупная косая, однонаправленная и разнонаправленная, взаимосрезающаяся или выполаживающаяся к основанию с мощностью косых серий 0,5–0,6 м. Нередка волнистая перекрестная слоистость. Подчеркивается она чередованием слойков с различным по размерности материалом, расположением детрита, чешуек слюды, фауны, незначительными скоплениями естественного шлиха, тонкими частыми примазками глин. В некоторых случаях наблюдается уменьшение размерности обломочного материала от основания к кровле. В прослоях наиболее крупнозернистых разностей осадков встречаются редкие разрозненные зерна мелкого и крупного гравия. Мощность осадков генетического типа БМС–1 5–6 м.

В отложениях открытого мелководья морского бассейна в большом количестве отмечаются остатки обитавших здесь организмов. Учитывая стратиграфическую приуроченность многих видов, можно отметить, что в целом для рассматриваемой макрофации характерен определенный состав и набор фауны. В отложениях раннего олигоцена в фациях малоподвижного, подвижного и реже – сильноподвижного мелководья обнаружена масса раковин *Cuprina rotundata kasachstanica* Alex., образующих местами ракушняк с большим количеством терригенного цемента. Наряду с типично морскими стеногалинными формами в отложениях рассматриваемой макрофации присутствуют и солоноватоводные виды: *Corbula socolovi, Lentidium garetzkii, Ergenica cimlanica* и другие, наиболее обильные в соленовских слоях.

К верхнеолигоценовым и нижнемиоценовым отложениям макрофации открытого мелководья приурочен комплекс моллюсков с *Cardium levinae,* который встречается главным образом в крупноалевритовых или мелкопесчаных осадках (фации БМП, БМС). В алеврито–глинистых отложениях малоподвижного мелководья и в спокойных участках этой зоны моря наряду с ним иногда присутствует и комплекс пелеципод с *Cardium abundans.* Кроме того, встречены солоноватоводные моллюски *Corbula* и другие, обильные ходы илоедов (фация БММ), чешуя рыб и зубы акул.

Все отложения макрофации мелководья морского бассейна парагенетически тесно связаны друг с другом и переходят, с одной стороны, в осадки наиболее удаленных от побережья частей бассейна, с другой – в отложения сильно изрезанной заливно–лагунной зоны бассейна или дельт.

Осадки макрофации БМ в целом отличаются: 1) преимущественно алевритово-песчаным составом, 2) средней или хорошей степенью сортировки обломочного материала, 3) наличием разнообразных типов мелкой и крупной слоистости наряду с горизонтальной и волнистой, 4) достаточно высоким содержанием детрита наземных растений, 5) серым или коричневато-серым оттенком, 6) переходом в глубоководные и заливно-лагунные осадки, 7) морским комплексом фауны с элементами солоноватоводной.

Макрофация отложений сильно изрезанной прибрежной заливно-лагунной зоны морского бассейна (БП). Осадки рассматриваемой макрофации формировались в пределах самой прибрежной зоны бассейна в изолированных или полуизолированных заливах и лагунах, в обширных междельтовых пространствах, в прибрежных западинах дна, затененных крупными береговыми барами, косами и пересыпями. Здесь осаждались песчано-алеврито-глинистые отложения, обогащенные растительными остатками. Среди отложений макрофации прибрежной и заливной зоны бассейна выделено три фации и восемь генетических типов (табл. 4).

Фация алеврито-глинистых осадков прибрежного сильно изрезанного мелководья, в том числе центральных частей заливов и лагун (БПП). В прибрежной зоне моря с сильно изрезанным заливно-лагунным побережьем, в центральных частях заливов, в их затишных участках между крупными подводными или осушенными барами, валами, косами накапливались относительно тонкие алеврито-глинистые осадки типов БПП-1 и БПП-2.

К генетическому типу БПП-1 относятся серые, темно-серые, почти черные и коричнево-лиловые глины и мелкозернистые алевриты (табл. I,а). Породы обычно хорошей и средней степени сортированности. Слоистость отчетливая, правильная, прерывистая горизонтальная и пологоволнистая. Подчеркивается послойным расположением мелкого растительного детрита, тонкими присыпками более грубого материала. Некоторые слойки глин сильно обогащены скоплениями растительного детрита. Фауна встречается довольно часто. Мощность отложений данного типа 1-15 м.

Генетический тип БПП-2 представлен зеленовато-серыми и серыми алевритистыми глинами и мелкозернистыми алевритами (табл. I,б) средней, иногда плохой степени сортировки. Слоистость не очень четкая, горизонтальная и пологоволнистая, подчеркивается и присыпками, и линзочками мелкопесчаного светло-серого материала, и чешуйками слюды. В выветрелом состоянии она проявляется за счет послойного ожелезнения или появления гипса и ярозита. Мощность 15-20 м.

В пределах слоев типов БПП-1 и БПП-2 встречаются тонкие прослои и линзы до 10 см мелкозернистых кварцевых песков и алевритов. Алевриты и глины типа БПП-2 залегают как в виде горизонтальных пластов, так и в виде очень сильно вытянутых линз длиной от 300 до 1000 м, полого срезающих друг друга в краевых частях.

Фация песчано-алевритовых осадков подвижных участков сильно изрезанного заливно-лагунного побережья морского бассейна (БПА). На более подвижных участках прибрежного изрезанного мелководья отлагались преимущественно крупноалевритовые или мелкопесчаные отложения. Более сильная динамика водной среды обусловливалась отсутствием преград, которые препятствовали образованию волнений, течений и перекрывали путь потокам, разносившим осадки от дельтовых областей. Данная фация включает два генетических типа.

Генетический тип БПА-1 представлен крупно-, реже - мелкозернистыми алевритами коричневато-серыми, средней степени сортированности. Слоистость отчетливая, горизонтальная и пологоволнистая, линзовидная. Подчеркивается растительным детритом, присыпками слюды, тонкими линзочками мелкозернистого песка и коричневой глины (талб. I, в). Встречаются тонкие (до 10-15 см) прослои песка светло-серого, с косоволнистой и мелкой косой слоистостью и коричнево-бурых глин с большим количеством растительного детри-

Таблица 4

Генетические типы и фации отложений сильно изрезанной прибрежной заливно-лагунной зоны морского бассейна

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений сильно изрезанной прибрежной заливно-лагунной зоны морского бассейна (БП)	Алеврито-глинистых осадков прибрежного сильно изрезанного мелководья, в том числе центральных частей заливов и лагун (БПП)	Глина, алеврит мелкозернистый, коричневато-серые, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, обилием растительных остатков (БПП-1)
		Глина, алеврит мелкозернистый, зеленовато-серые, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью или неслоистые (БПП-2)
	Песчано-алевритовых осадков подвижных участков сильно изрезанного заливно-лагунного побережья морского бассейна (БПА)	Алевриты с горизонтальной слоистостью, с тонкими прослоями глин, мелкими растительными остатками, серые (БПА-1)
		Частое тонкое переслаивание серых песков, алевритов, глин; породы горизонтально-слоистые (БПА-2)
		Песок мелкозернистый, алеврит крупнозернистый с прослоями глин, линзами оолитовых руд, горизонтально слоистые, ожелезненные (БПА-3)
	Песчаных осадков сильно подвижных участков изрезанного побережья морского бассейна (БПС)	Брекчии несортированные, неокатанные, неслоистые, с обломками нижележащих пород (БПС-1)
		Песок мелкозернистый, ожелезненный, с крупной косой слоистостью, взаимосрезающейся, сходящейся, с обломками алевритов, глин, железных руд (БПС-2)
		Песок мелкозернистый, ожелезненный, с косоволнистой и крупной косой взаимосрезающейся слоистостью, с обилием слюды и тяжелых минералов (БПС-3)

та. Фауна довольно редкая. Отложения этого типа залегают как горизонтальными слоями, так и в виде крупных удлиненных взаимосрезающихся линз. Мощность 10–15 м.

Генетический тип БПА–2 представляет собой частое переслаивание (через 1–5 см) мелко– и крупнозернистых алевритов, мелкозернистых песков, а также светло–серых и зеленоватых глин. Слоистость горизонтальная, волнистая, в более мощных прослоях песков косоволнистая и мелкая косая. В целом в пачках преобладают алевриты. Растительные остатки и фауна редки. Мощность не превышает 20 м.

К генетическому типу БПА–3 относятся пески и алевриты серые и буровато–серые, ожелезненные. Они обладают горизонтальной волнистой и очень редко мелкой косой пологой слоистостью. Содержат растительный детрит, мелкие обрывки листьев и обломки веток, остатки моллюсков, зубы акул, чешуйки слюды, иногда представляют собой неправильно чередующуюся пачку алевритов, песков, песчаников, оолитовых железных руд и глин. Мощность их обычно не превышает 10 м.

Фация песчаных осадков сильно подвижного изрезанного прибрежного мелководья моря (БПС).

К отложениям рассматриваемой фации относятся мелкопесчаные и крупноалевритовые осадки, слагающие в прибрежной заливно–лагунной зоне разнообразные аккумулятивные образования. Подобные формы накапливались путем перераспределения терригенного материала, поступавшего с континента в дельтовую область, либо волнами (бары, валы, отмели), либо прибрежными течениями (косы, пересыпи, аккумулятивные выступы). Сложность переходов отложений фации БПС в другие прибрежно–морские, дельтовые или мелководно–морские осадки определяется главным образом характером и "степенью изрезанности" береговой линии. Данная фация представлена тремя генетическими типами.

Генетический тип БПС–1 представлен серыми или буро–серыми несортированными брекчиями, сложенными неокатанными обломками (от 0,01 до 0,7–0,8 м) лиловато–коричневых глин и алевритов. Заполняющим материалом является серый либо буровато–серый мелко–среднезернистый песок. Слоистость обычно не отмечается или редко видна очень пологая, неясная, крупная, косая, подчеркиваемая расположением удлиненных глыб. Литогенетический тип БПС–1 связан с близостью дельт. Рассматриваемые брекчии, вероятно, формировались у самого берега или в околодельтовой зоне при подводной или волноприбойной абразии уже консолидированных осадков прибрежной отмели или собственно берегового обрыва. Они залегают в парагенезе с песками генетического типа БПС–2 и образуют изолированные линзы со следами размывов в основании, длиной от 10 до 100 м и мощностью 0,3–2,5 м.

К генетическому типу БПС–2 относятся мелко–, реже среднезернистые пески буровато–серые, хорошо окатанные, хорошо сортированные (табл. II,а). Слоистость горизонтальная, волнистая, косоволнистая, мелкая и крупная, косая взаимосрезающаяся. Слоистость подчеркивается чередованием слойков в различной размерностью материала, послойным ожелезнением, скоплением на плоскостях чешуек слюды и естественного шлиха, мелких галек алевритов и глин. Остатки фауны редки. Обычно встречаются обломки алевритов, глин, песчаников разной степени окатанности. Мощность отложений этого генетического типа 10–15 м.

Генетический тип БПС–3 представлен светло–серыми или желтоватыми мелкозернистыми песками или реже – крупнозернистыми алевритами (табл. II,б). Зерна хорошо окатаны, хорошо отсортированы. Слоистость горизонтальная, мелкая и крупная волнистая, косоволнистая, мелкая или реже крупная косая одно– или разнонаправленная, взаимосрезающаяся, выклинивающаяся, часто неотчетливая; подчеркивается чередованием слойков с различной размерностью материала, ожелезнением, расположением чешуек слюды, шлиха, реже тонкими линзочками алеврита. Галечный материал отсутствует. В некоторых случаях в песках с горизонтальной слоистостью наблюдается очень высокое содержа-

ние слюды (до 50%). Мощность до 10–15 м. В некоторых случаях в основании пачек осадков типа БПС–3 наблюдается слабый размыв.

Основной особенностью комплекса фауны, содержащейся в отложениях макрофации сильно изрезанной прибрежной заливно–лагунной зоны морского бассейна, является его пестрота. Здесь на фоне большого количества эвригалинных видов моллюсков встречаются как типично морские, так и пресноводные формы. В горизонтах раннего олигоцена в отложениях рассматриваемой макрофации (главным образом в фациях БПП и БПА) встречаются *Congeria nysti* Orb., *Corbula socolovi* (Karlov), *Eulimella incrasata* Koen., *Corbulomya elongata* Alex., *Cardium kasachstanicum* Zhiz. и др., а также пресноводные виды *Unio* cf. *protractoides* Martins., *Viviparus* cf. *sinensis* Kross. и др. Песчаные осадки фации сильно подвижного прибрежного мелководья (БПС) содержат обычно худшую по сохранности фауну и в гораздо меньшем количестве.

В отложениях макрофации БП, относимых по возрасту к позднему олигоцену и раннему миоцену, отмечаются *Cardium helmerseni* Ilyna, *Cuprina rotundata* Braun, *Lentidium kuzhasaica* Merkl., *Corbula helmerseni* Mikchail. и пресноводные формы родов *Unio, Viviparus, Volvata, Acuticosta* и др. В некоторых случаях встречаются экземпляры *Cardium levinae*. В отложениях данной макрофации, помимо остатков моллюсков, часто присутствуют зубы акул, щитки водных черепах, очень большое количество отпечатков флоры обычно хорошей сохранности. Осадки различных фаций этой макрофации всегда парагенетически, с быстрыми переходами тесно связаны между собой и на площади замещаются отложениями мелководья морского бассейна, дельтовыми, аллювиальными или озерно–болотными осадками.

Осадки макрофации БП характеризуются: 1) песчано–глинистым составом, 2) средней или плохой сортировкой обломочного материала, 3) резкими переходами одних отложений в другие в пределах одной макрофации, 4) очень высоким содержанием детрита наземных растений, 5) коричнево– или темно–серым цветом, 6) наличием крупных межслоевых размывов и часто линзовидным строением толщи, 7) переходом, с одной стороны, в морские, с другой – в континентальные осадки, 8) сложным комплексом фауны, состоящей из морских, солоноватоводных и пресноводных форм.

Макрофация отложений лагун с карбонатным типом осадконакопления (Л). Осадки данной макрофации формировались в полуизолированных или изолированных водоемах лагунного типа, среди них выделено три фации (табл. 5).

Фация алевритово–глинистых осадков центральных и спокойных участков лагун (ЛЦГ). Данная фация включает три генетических типа.

Генетический тип ЛЦГ–1 представлен алевритистыми глинами и мелкозернистыми зеленовато–серыми алевритами. Слоистость горизонтальная, иногда неясная. Подчеркивается присыпками на плоскостях наслоения алевритового материала, чешуйками слюды, ожелезнением (табл. II, в). Фауна встречается часто, иногда в большом количестве. Мощность отложений этого типа 10–12 м.

Генетический тип ЛЦГ–2 представлен зелеными, буро–зелеными, ожелезненными, плохо сортированными глинами и алевритами. Породы неслоисты, комковаты, пятнисты, иногда линзами карбонатизированы. Характерно наличие остатков мелких корешков водорослей, ходов илоедов, раковин моллюсков. Мощность осадков генетического типа ЛЦГ–2 0,5–5 м.

К генетическому типу ЛЦГ–3 относятся глинистые мелкозернистые или крупнозернистые алевриты серые, зеленовато–бурые и зеленовато–серые. Породы обычно сильно ожелезнены в виде неправильных полос и пятен, плохо сортированы. Слоистость не наблюдается. Текстура комковатая или петельчатая из–за большого количества мелких тонких вертикальных ходов илоедных животных, заполненных более ожелезненным, чем субстрат, материалом. Иногда присутствуют редкий, рассеянный детрит и раковины моллюсков. Мощность отложений типа ЛЦГ–3 1–3 м. В некоторых случаях рассматриваемые алевриты карбонатны.

Таблица 5

Генетические типы и фации отложений лагун с карбонатным типом осадконакопления

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений лагун с карбонатным типом осадконакопления (Л)	Алеврито-глинистых осадков центральных и спокойных участков лагун (ЛЦГ)	Глина, алеврит мелкозернистый зеленовато-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью (ЛЦГ-1)
		Глина, алеврит мелкозернистый неслоистые, с водорослями, иногда с карбонатными конкрециями (ЛЦГ-2)
		Алевриты неслоистые, ожелезненные, пятнистые, с ходами илоедов (ЛЦГ-3)
	Глинисто-карбонатных осадков центральных и спокойных участков лагун (ЛЦК)	Глина, алеврит мелкозернистый карбонатные, с обилием остатков раковин (ЛЦК-1)
		Мергель зеленовато-серый, неслоистый, без фауны, с корешками водорослей (ЛЦК-2)
		Известняк белый, неслоистый, иногда с многочисленной фауной (ЛЦК-3)
	Песчано-алевритовых осадков подвижных участков лагун (ЛПП)	Алевриты зеленовато-бурые, ожелезненные, с горизонтальной, косой и линзовидной слоистостью (ЛПП-1)
		Песок мелкозернистый, алеврит мелкозернистый неслоистые или с неясной нарушенной илоедами горизонтальной и волнистой слоистостью (ЛПП-2)

Фация глинисто-карбонатных осадков центральных и спокойных участков лагун (ЛЦК). Отложения этой фации включают три генетических типа.

Генетический тип ЛЦК-1 сложен зелеными и зеленовато-серыми глинами и мелкозернистыми сильнокарбонатными алевритами. Слоистость горизонтальная, неправильная, прерывистая, подчеркивается обильными послойными скоплениями раковин моллюсков. Часто количество фауны бывает настолько велико, что порода напоминает ракушняк с небольшим количеством глинистого цемента. В пределах слоя прослеживаются тонкие, до 1-5 см мощности, линзы белых мергелей и известняков. Мощность осадков типа ЛЦК-1 не превышает 1 м.

Генетический тип ЛЦК-2 представлен мергелями с различным содержанием глинистого материала, зеленовато-серыми или бурыми. Породы неслоисты,

комковаты, со следами жизнедеятельности илоедных животных, корнями водорослей. Фауна редка. Мощность от 0,1 до 1–3 м.

К генетическому типу ЛЦК–3 относятся глинистые, реже– чистые известняки белые или желтовато–бурые, пелитоморфные или пелитоморфно–органогенные. Породы неслоисты, комковаты, ожелезнены. В отдельных тонких прослоях до 1–5 см встречаются брекчии с неокатанными обломками подобных известняков, скопления фауны, ходы илоедов, корешки водорослей, кости млекопитающих, панцири черепах. Иногда обнаруживаются трещины усыхания. Мощность отдельных пачек известняков 5–6 м.

Рассматриваемые известняки представляют собой осадки крайне мелководных, возможно, иногда пересыхающих водоемов лагунного типа.

Фация песчано–алевритовых осадков подвижных участков лагун (ЛПП). Осадки данной фации формировались в прибрежной, слабоподвижной зоне крупных лагун, которая охватывала участки течений и волнений. Они представлены более крупнозернистыми (чем осадки фаций ЛЦГ и ЛЦК) разностями с тем или иным типом волнистой, косоволнистой или мелкой косой слоистости и объединены в два генетических типа.

Генетический тип ЛПП–1 включает мелко– и крупнозернистые алевриты и мелкозернистые пески зеленые, зеленовато– и светло–серые, иногда слабокарбонатные, средне или плохо сортированные. Сильное ожелезнение часто придает породе желтовато–бурую окраску. Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная, косоволнистая или пологая, мелкая косая, очень неясная, с расплывчатыми контурами слойков. Слоистость подчеркивается расположением чешуек слюды, ожелезнением, линзочками и примазками глины. В некоторых случаях породы неслоисты. Остатки растений и раковины моллюсков встречаются крайне редко. Среди алевритов иногда залегают тонкие прослои глин и песков. Мощность 1–3 м.

К генетическому типу ЛПП–2 отнесены мелкозернистые пески или крупнозернистые алевриты зеленовато– или буро–серые. Породы средней или плохой степени сортировки, сильноглинистые, ожелезненные. Слоистость нарушенная горизонтальная, волнистая, косоволнистая, линзовидная. Часто порода неслоиста, комковата, с большим количеством вертикальных тонких ожелезненных ходов илоедов, редкими остатками мелких моллюсков, с включением сцементированных карбонатных конкреций. Мощность отложений генетического типа ЛПП–2 2–5 м.

В отложениях макрофации карбонатно–глинистых лагун содержится своеобразный комплекс эвригалинной и пресноводной фауны. В первую очередь это встречающиеся в большом количестве раковины мелких пелеципод *Corbula helmerseni* Mikchail. Максимально они распространены в фации глинисто–карбонатных осадков центральных и спокойных участков лагун (тип ЛЦК–1). Помимо *Corbula*, встречены также представители родов *Planorbis, Cyrena, Cardium* и пресноводные *Unio, Valvata, Viviparus, Lithogluphus, Inversides, Gabba, Hydrobia* и др. В целом для отложений данной макрофации характерно довольно высокое содержание ископаемой фауны, однако видовой состав его относительно беден. Кроме остатков моллюсков, встречаются панцири черепах, чешуя рыб и захоронения костей крупных млекопитающих (*Aralotherium*). Осадки рассматриваемой макрофации парагенетически тесно связаны друг с другом и по простиранию переходят в прибрежно–морские, мелководно–морские или континентальные отложения.

Таким образом, отложения макрофации Л характеризуются: 1) преимущественно глинисто–алевритовым терригенным материалом, 2) наличием большого количества прослоев карбонатных или карбонатно–глинистых осадков, 3) средний или плохой сортировкой материала, 4) белым, зеленовато–серым или желто–бурым цветом осадков за счет ожелезнения, 5) своеобразным комплексом моллюсков, состоящим из эвригалинных и пресноводных форм, 6) наличием костей млекопитающих, 7) переходом в морские и континентальные отложения.

Макрофация дельтовых отложений (подводный склон дельты) (ДП). Олигоценовые отложения Северного Приаралья отличаются широким развитием хо-

Таблица 6

Генетические типы и фации отложений подводного склона дельт

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Дельтовых отложений (подводный склон дельты) (ДП)	Гравийно-песчаных осадков подводного склона дельты (ДПГ)	Конгломераты, конглобрекчии и гравелиты иногда с пологой крупной косой слоистостью (ДПГ-1)
		Песок мелко-среднезернистый, оолитовые руды с крупной косой слоистостью (ДПГ-2)
	Переслаивания песчано-глинистых осадков подводного склона дельты (ДПП)	Частое переслаивание мелкозернистого песка и буро-серой глины; отложения залегают взаимосрезающимися линзами длиной до 50 м (ДПП-1)
		Частое переслаивание глины и крупнозернистого алеврита (ДПП-2)
	Алевритовых осадков подводного склона дельты (ДПА)	Алевриты светло-серые, с горизонтальной, волнистой и мелкой косой слоистостью (ДПА-1)

рошо выраженных дельтовых осадков. Часто весь комплекс отложений ископаемой дельты имеет "косонаслоенное" строение и обладает мощностью до 100 м (Кок-Булак). Он представляет собой очень мощную, как бы единую, однонаправленную, выполаживающуюся к основанию "косую серию", сложенную породами различных генетических типов. Геоморфологическая обстановка формирования дельт подобного строения проанализирована Л.Н. Формозовой (1959, с. 177-179). Она указывает, что "только при выдвижении дельты в сравнительно глубокий водоем на ее переднем подводном крае образуется крутой склон..., на котором происходит... отложение выносимого рекой материала под углами, приближающимися к углу естественного откоса" (с.178). Если же река впадает в мелководный бассейн, где нет резкого перепада глубин, дельта подобного строения не образуется. Помимо дельт "косонаслоенного" строения, в Приаралье в олигоценовой толще имеются дельтовые отложения с "горизонтально наслоенными" сериями осадков, обладающими всеми характерными для дельт генетическими признаками. Данная макрофация включает три фации (табл.6).

Фация гравийно-песчаных осадков подводного склона дельты (ДПГ). Осадки данной фации представлены наиболее грубым материалом, вынесенным реками и отложенным на подводном склоне дельты. Данная фация включает два генетических типа.

Генетический тип ДПГ-1 представлен серыми мелкогалечными конгломератами с включением редкой гальки среднего размера, гравелитами и крупнозернистыми песками. Породы средне или плохо сортированы, гальки в конгломератах представлены средне или хорошо окатанными обломками осадочных пород, железных руд (обычно гидрогётитового состава), кварца, редко - магматических и метаморфических пород. Количество галечного материала в неко-

горых случаях бывает очень невелико, и основную массу породы составляет крупно-среднезернистый песок или гравелит. Все породы обладают неясно выраженной горизонтальной или очень пологой крупной косой слоистостью, подчеркиваемой наклоном гальки, послойным расположением растительных остатков, иногда породы неслоисты. В пределах одного слоя обычно наблюдается утонение материала от основания к кровле. Часто отложения типа ДПГ-1 состоят из серии наклонно залегающих, взаимосрезающихся линз (угол 8-10°). Мощность пачек от 1 до 5-6 м.

К генетическому типу ДПГ-2 относятся серые, мелко-среднезернистые пески или оолитовые железные руды. Породы средне сортированы. Слоистость горизонтальная, волнистая, мелкая и крупная, косая взаимосрезающаяся, одно- или разнонаправленная. Мощность косых серий около 0,5 м. В каждой косой серии наблюдается уменьшение размерности обломочного материала от основания к кровле. В основании пачек часто встречается редкая мелкая хорошо окатанная галька или гравий кварца, а в верхних частях наблюдаются линзы (5-10 см) коричнево-бурой или серой глины с обильными мелкими растительными остатками. В песках присутствуют обломки стволов и веток деревьев, детрит. Отложения типа ДПГ-2 залегают либо слоем, либо наклонными под углом 8-10° взаимосрезающимися линзами мощностью 1-2 м и длиной 15-20 м. В линзах изменение гранулометрии наблюдается не только от подошвы к кровле, но и от ее краевых частей к центру. Мощность пачек типа ДПГ-2 не превышает 15 м.

Фация переслаивания песчано-глинистых осадков подводного склона дельты (ДПП). Эта фация представляет собой отложения средней части подводного склона дельт и включает два генетических типа.

Генетический тип ДПП-1 сложен часто переслаивающимися (через 5-20 см) песком мелкозернистым, слюдистым, серым и буро-коричневой глиной с преобладанием первого. Слоистость песков горизонтальная, волнистая, косоволнистая и мелкая косая, в глинах горизонтальная и пологоволнистая, подчеркиваемая обильными послойными скоплениями растительного детрита и мелких обрывков флоры. В редких случаях присутствуют линзы карбонатной глины с мелкой фауной. Пачки подобного переслаивания представляют собой серию взаимосрезающихся линз мощностью 1-2 м и длиной 20-60 м, с углами срезания по краям линз до 15°. В основании каждой линзы отмечаются резкий размыв и прослои мелкогалечного конгломерата (5-10 см) с гальками нижележащих пород. Наблюдается отчетливое уменьшение размерности обломочного материала от основания линзы к ее кровле и от боковых частей к центру. Мощность пачек осадков ДПП-1 10-35 м.

Генетический тип ДПП-2 представлен тонким переслаиванием (через 0,5-10 см) буро-коричневой алевритистой глины и крупно-мелкозернистого алеврита с преобладанием глины. В основании слоя иногда вместо алеврита присутствует мелкозернистый серый песок (табл. III,а). Слоистость горизонтальная, волнистая, в песках и алевритах косоволнистая, мелкая косая, выполаживающаяся к основанию, или мелкая косая взаимосрезающаяся. Преобладает глина. Встречаются в верхах слоя линзы бурого угля мощностью до 1-5 см, без почвенных образований под ними. Повсеместно отмечается утонение обломочного материала от основания пачек к кровле. Отложения типа ДПП-2 залегают в виде полого срезающих друг друга линз мощностью до 7 м и длиной от 70-80 м до нескольких сотен метров. Мощность пачек не превышает 20 м.

Фация алевритовых осадков подводного склона дельты (ДПА). Осадки данной фации отлагались как на склонах дельт, так и в самой придельтовой части моря и включают в себя один генетический тип (табл. III, б).

Отложения генетического типа ДПА-1 представлены желто-серыми и серыми мелкими и крупнозернистыми алевритами с тонкой горизонтальной волнистой и мелкой косой слоистостью. Присутствуют тонкие прослои зеленовато-серой, бурой или коричневой глины (1-2 см) и мелкозернистого кварцевого песка. В редких случаях тип ДПА-1 включает переслаивающиеся прослои алеври-

тов, песков и глин через 1–5 см с преобладанием алевритов. В пределах слоя обычно встречается большое количество мелких и крупных обломков древесины, иногда мелкая фауна, конкреции сидерита и гидрогётита. Алевриты залегают горизонтальными слоями или крупными взаимосрезающимися линзами длиной до нескольких сотен метров, с некоторым утонением материала от основания к кровле и мощностью до 15 м. В основании слоя иногда присутствует мелкая разрозненная галька нижележащих пород. Мощность не превышает 25 м.

Дельтовые отложения крайне бедны ископаемыми остатками фауны. Это главным образом плохо определимые формы пресноводных или (реже) морских моллюсков: *Nodulara kenderleika* Nader., *Unio* sp., *Amodonta* sp., *Valvata* sp. и др. Кроме них, встречаются остатки рыб *Asipnser* и другие, а также остатки окатанных костей индрикотерия. В большом количестве содержатся остатки наземной растительности – от мелкого детрита до обломков стволов и веток, как правило, плохой сохранности.

Осадки всех фаций подводного склона дельт парагенетически связаны между собой и переходят в прибрежно-морские, мелководноморские, аллювиальные, реже в озерно-болотные отложения. Они распространены на железорудных месторождениях Кок-Булак (северный и центральный участки), Кара-Сандык, Кутан-Булак, на северных берегах заливов Перовского, Тще-Бас и Паскевича, на горе Жаксы-Коян-Кулак и др.

Таким образом, отложения макрофации ДП отличаются: 1) пестрым составом обломочного материала от глин до конгломератов, 2) средней или плохой его сортировкой, 3) серым, коричнево-серым или бурым цветом, 4) крупной косой слоистостью наряду с горизонтальной и волнистой, 5) наличием внутрислоевых размывов и линз конгломератов в песчано-глинистых прослоях, 6) обильными растительными остатками от детрита до крупных обломков стволов и веток, 7) своеобразным комплексом в основном пресноводной фауны, 8) переходом в морские и континентальные отложения, 9) в некоторых случаях залеганием в виде косонаклонных пачек.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К континентальным отложениям Северного Устюрта и Приаралья отнесены аллювиальные, озерно-болотные и болотные осадки.

Макрофация русловых аллювиальных отложений (АР). В эту макрофацию включено три фации (табл. 7).

Фация песчано-галечных осадков русел аллювиально-пролювиальных потоков (ПАР). Отложения рассматриваемой фации представляют собой осадки непостоянных потоков аллювиально-пролювиального типа, которые образовались в условиях расчлененного рельефа аллювиальной долины в начальный этап ее выработки вблизи области сноса. В состав данной фации входят два генетических типа.

К генетическому типу ПАР-1 отнесены бурые или буро-серые ожелезненные разногалечные (главным образом мелко- и среднегалечные) конгломераты и разнозернистые гравелиты. В конгломератах в большом количестве встречены плохоокатанные валуны и глыбы магматических и метаморфических пород (до 0,5 м в диаметре). В состав галек преимущественно входят кварциты, кремнистые сланцы, граниты, гнейсы и эффузивы. Гальки расположены в беспорядке. Слоистость очень неясная, крупная, косая, однонаправленная, но чаще породы совсем неслоисты. Уменьшение размера галек от основания к кровле слоя наблюдается не всегда. Отложения типа ПАР-1 залегают с резким размывом и врезом на различных породах. Мощность 0,3–1,5 м.

Отложения генетического типа ПАР-2 охватывают различные бурые или серо-бурые, обычно ожелезненные песчаники от крупно- до мелкозернистых. Породы средне или плохо сортированы, содержат в основании гравий и мелкую гальку главным образом кварца или метаморфических пород (размером до 5–8 см). Редкая мелкая галька рассеяна и по всему слою. Слоистость крупная,

Таблица 7

Генетические типы и фации отложений русел и пойм рек

Микрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Русловых аллювиальных отложений (АР)	Песчано-галечных осадков русел аллювиально-проловиальных потоков (ПАР)	Конгломераты и гравелиты плохо отсортированные (ПАР-1)
		Песок, песчаник разнозернистые, плохо отсортированные, с включением валунов и галек, с крупной косой диагональной однонаправленной слоистостью (ПАР-2)
	Галечно-песчаных осадков русел равнинных рек (АРР)	Конгломераты, гравелиты, оолитовые руды с крупной косой, диагональной однонаправленной слоистостью (АРР-1)
		Песок, песчаник, мелкозернистые, оолитовые руды с крупной косой, диагональной слоистостью (АРР-2)
		Песок мелкозернистый, оолитовые руды с мелкой косой и горизонтальной слоистостью (АРР-3)
	Песчаных осадков аллювия придельтовых частей русел равнинных рек (АДР)	Песок, песчаник мелко- или среднезернистые, оолитовые руды с диагональной крупной косой, выполаживающейся, разнонаправленной слоистостью (АДР-1)
Пойменных отложений (АП)	Песчано-глинистых осадков пойм равнинных рек (АПП)	Песок мелкозернистый, алевриты, глины с горизонтальной, косоволнистой, мелкой косой слоистостью или переслаивание этих пород (АПП-1)
		Глина зеленовато-бурая, неслоистая (АПП-2)

косая, диагональная, неотчетливая, однонаправленная. Мощность косых серий не превышает 0,6 м. В мелкозернистых песчаниках, залегающих в верхних частях косых серий, слоистость неясная, мелкая, косая или неправильная, горизонтальная. Иногда сильное ожелезнение делает первичные текстуры нечеткими, в таком случае порода кажется массивной. Мощность 3–6 м. Генетический тип ПАР-2 залегает совместно с отложениями типа ПАР-1 с размывом на различных породах.

Фация галечно-песчаных осадков русел равнинных рек (АРР). Отложения этой фации представляют собой осадки стрежневых частей русел, прирусловых отмелей, кос и других элементов русел наиболее крупных равнинных рек. Она включает в себя три генетических типа (табл. III, в).

К генетическому типу АРР-1 отнесены серые и бурые ожелезненные мелкогалечные конгломераты и гравелиты, среднесортированные. Крупные валуны и гальки отсутствуют. Состав гальки и гравия следующий: массивный гидрогётит, обломки шамозитовых и гидрогётитовых руд, сидерит, кварц, осадочные породы, очень редко – сильно измененные магматические или метаморфические породы. Слоистость неотчетливая, крупная косая диагональная, однонаправленная; редко пологая, взаимосрезающаяся. Мощность косых серий не превышает 1 м. Породы часто включают крупные и мелкие обломки минерализованных стволов и веток деревьев. При большом содержании в породе гидрогётитовых обломков конгломераты и гравелиты представляют собой железные руды. Мощность отложений типа АРР-1 составляет 3–5 м. Залегают они с размывом на различных породах с отчетливым уменьшением размерности галек от основания к кровле слоя или косой серии.

В генетический тип АРР-2 включены бурые и серые ожелезненные, реже зеленовато-бурые пески и песчаники, среднесортированные. Слоистость крупная косая диагональная, отчетливо однонаправленная, с ритмичной сортировкой материала. Повсеместно отмечается уменьшение размерности обломочного материала от основания к кровле слоя; здесь в мелкозернистых песках наблюдается мелкая косая и горизонтальная слоистость, а в основании пачки – гравий и галька. Обломочная часть песков и песчаников представлена кварцем, полевыми шпатами, оолитами железных руд, массивным гидрогётитом и сидеритом. Если примесь кварцевых зерен незначительна, подобные породы представляют собой железные руды. В осадках типа АРР-2 часто встречаются отпечатки флоры, обломки стволов и веток деревьев. Мощность слоев 3–5 м.

Генетический тип АРР-3 сложен мелкозернистыми буро-серыми среднесортированными песками. Слоистость обычно мелкая, косая, однонаправленная, с ритмической сортировкой материала. Встречаются растительный детрит, мелкие растительные остатки, прослои карбонатизированного песчаника. Мощность 5–10 м.

Фация песчаных осадков аллювия придельтовых частей русел равнинных рек (АДР). Отложения этой фации формировались в нижних придельтовых частях русел равнинных рек и поэтому несут в себе черты, присущие как типичному русловому аллювию, так и дельтовым осадкам. Этим объясняется целесообразность обособления данных отложений как от первых, так и от вторых фаций.

Данная фация включает один генетический тип – АДР-1. Он представлен серым, бурым или зеленоватым мелким, реже среднезернистым песком или оолитовыми шамозит-гидрогётитовыми и гидрогётитовыми рудами. С аллювиальными отложениями их сближает наличие крупной косой диагональной слоистости и часто довольно отчетливая ритмическая сортировка материала в слойках, с дельтовыми осадками – разнонаправленность диагональной слоистости, наличие других ее типов – взаимосрезающейся и выполаживающейся, отчетливая связь с осадками фации ДПА, реже ДПП. В отложениях типа АДР-1 присутствуют обильные растительные остатки. Мощность их 5–10 м.

В осадках макрофации русловых аллювиальных отложений фауна практически не обнаружена. Встречаются мелкие неопределимые окатанные зубы акул и обломки ядер или раковин моллюсков, явно переотложенные из более древних горизонтов. Исключение составляют отложения фации аллювия придельтовых частей русел. Здесь имеются единичные находки пресноводных моллюсков обычно плохой сохранности (залив Перовского) – родов *Unio, Valvata, Nodularia*. Русловые аллювиальные отложения в большой степени обогащены растительным материалом от мелкого детрита до крупных стволов деревьев.

Все отложения макрофации АР тесно парагенетически связаны друг с другом и переходят в дельтовые, пойменные, озерно-болотные или болотные осадки. Они слагают железорудные месторождения Куган-Булак, Кара-Сандык, Бирде-Куль, Кок-Булак, Ак-Чоку, встречены на северном берегу залива Тще-Бас, в обрывах Чаграйского плато и др.

Таблица 8

Генетические типы и фации озерно-болотных отложений и осадков торфяных болот

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений заболачивающихся водоемов на приморской равнине (ОБ)	Песчано-глинистых осадков заболачивающихся водоемов на приморской равнине (ОБ3)	Глина, алевриты, иногда песок неслоистые, комковатые, с корешками и мелкими растительными остатками (ОБ3-1)
		Глина, алевриты, иногда песок с реликтами первичной слоистости, остатками корешков (ОБ3-2)
Отложений торфяных болот (ТБ)		Различные типы бурых углей и лигниты (ТБ)

В целом осадки макрофации АР характеризуются: 1) песчано-галечным составом обломочного материала, 2) средней или плохой его сортировкой, 3) наличием крупной косой однонаправленной диагональной слоистости с ритмической сортировкой материала в слойках, 4) высоким содержанием растительных остатков, 5) практически полным отсутствием фауны, 6) связью с дельтовыми, пойменными и другими континентальными отложениями, 7) наличием размывов в основании и в середине толщи, 8) общим уменьшением размерности обломочного материала от основания слоя к его кровле.

Макрофация пойменных отложений (АП). Осадки данной макрофации образовались на пойме, в мелких водоемах и протоках, расположенных в пределах речной долины. Она включает одну фацию и два генетических типа (см. табл.7).

Фация песчано-глинистых осадков пойм равнинных рек (АПП). Она представляет собой отложения паводковых вод, мелких водоемов на пойме.

Генетический тип АПП-1 включает глинистые пески и алевриты с прослоями серых и зеленовато-серых глин. Слоистость обычно горизонтальная, волнистая, косоволнистая, линзовидная или мелкая косая, часто штриховатая, подчеркиваемая растительным детритом, присыпками материала другой размерности, реже чешуйками слюды. При увеличении количества прослоев глин порода представляет собой частое чередование (через 1-5 см) серых или бурых мелкозернистых песков, мелкозернистых алевритов и серо-зеленых глин. Слоистость в данном случае бывает обычно линзовидная. Мощность осадков типа АПП-1 1,5-2 м, в среднем 0,5-0,7 м.

К генетическому типу АПП-2 отнесены глины зеленовато-серые, алевритистые, с очень неясной прерывистой горизонтальной и волнистой слоистостью или неслоистые ожелезненные. Часто присутствуют мелкие неправильные линзы светло-серого мелкозернистого песка или алеврита, немногочисленный растительный детрит. В линзах песка неясная косоволнистая и мелкая косая однонаправленная слоистость. В некоторых тонких прослоях (до 5 см) отмечаются неясные вертикальные канальцы, напоминающие корешки растений. Мощность отложений типа АПП-2 до 0,5, редко до 1 м.

Макрофация пойменных отложений имеет крайне ограниченное распространение и встречается только в виде тонких прослоев и линз среди руслового аллювия (АРР) в верхнеолигоценовых горизонтах. Они характеризуются: 1) пес-

чано-глинистым составом, 2) средней сортировкой, 3) темно-серой или зеленовато-бурой окраской пород, 4) горизонтальной, горизонтальноволнистой, линзовидной и мелкой косой, часто шлириховатой слоистостью, 5) наличием мелких растительных остатков, 6) тесной связью с аллювиальными русловыми отложениями.

Макрофация отложений заболачивающихся водоемов на приморской равнине (ОБ). Отложения рассматриваемой макрофации формировались на приморской низменности при заболачивании различных водоемов заливно-лагунного побережья. Они в той или иной степени всегда связаны с глинистыми, алевритовыми или песчаными осадками прибрежно-бассейновой зоны, дельт и крайне редко - приделыовых частей аллювиальных долин. Макрофация включает одну фацию и два генетических типа (табл. 8).

Фация песчано-глинистых осадков заболачивающихся водоемов на приморской равнине (ОБ3). Осадки фации ОБ3 встречаются в олигоценовых отложениях Челкарского и Северо-Устюртского прогибов и в некоторых пунктах Северного Приаралья.

К генетическому типу ОБ3-1 отнесены темные и темно-серые глины, мелкие, реже крупнозернистые алевриты, неслоистые, с обилием растительных остатков и крупных вертикальных корешков, часто плохо сортированные. Мощность 0,1-0,5, редко 0,7 м. Отложения типа ОБ3-1 залегают под угольными пластами большой мощности или между ними. Породы сильно изменены древним процессом почвообразования.

Генетический тип ОБ3-2 включает различные глины, мелкозернистые и крупнозернистые алевриты и редко пески с реликтами первичной, главным образом горизонтальной и волнистой слоистости, нарушенной текстурами протыкания. В осадках встречается большое количество крупных и мелких вертикальных корешков. В некоторых случаях обнаружены мелкие растительные остатки, следы жизнедеятельности илоедов, обломки фауны. Мощность отложений типа ОБ3-2 превышает 3 м. Осадки типа ОБ3-2 залегают обычно под отложениями типа ОБ3-1 или (реже) непосредственно под углем, иногда большой мощности. Этот тип слабее изменен древним почвообразованием, чем тип ОБ3-1.

В целом отложения заболачивающихся водоемов отличаются: 1) преимущественно алеврито-глинистым составом, 2) отсутствием первичной слоистости или ее сильной нарушенностью текстурами протыкания, 3) обилием корешков растительных остатков, 4) темно-серым, почти черным цветом, 5) связью с угольными пластами, 6) переработкой процессами древнего почвообразования.

Макрофация торфяных болот (ТБ). Осадки торфяных болот представлены в разрезах различными по мощности пластами и линзами бурых углей и лигнитов. Максимально они распространены в отложениях верхнего олигоцена (верхняя часть байгубекской свиты) на Северо-Восточном Устюрте и на юге Челкарского прогиба, где мощность пластов углей достигает 4-5 м. Выделение фаций болотных отложений производится главным образом на основании изучения петрографического состава углей. Подобные исследования нами не проводились. В силу этого макрофация ТБ в данной работе приводится без более дробного генетического деления (см. табл. 8).

ЦИКЛЫ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕМИОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ

ТИПЫ ЦИКЛОВ

Выделенные генетические типы и фации сменяют друг друга в разрезах олигоцена – нижнего миоцена обычно в закономерной последовательности. Определенный их набор слагает пачку осадков, составляющую элементарный цикл. Под циклом понимаются "генетически связанные полифациальные комплексы отложений нескольких генетических типов, многократно повторяющихся в разрезе" (Тимофеев, 1964, с. 168). Элементарный цикл отражает короткий этап развития территории. В различных условиях седиментации и гектонического режима фациальный состав циклов и характер их повторяемости будут различными. Это дает возможность выделить типы циклов по преобладающему и наиболее типичному набору фаций для каждого из них. Смена циклов разных типов в разрезе дает возможность проследить направленность условий седиментации, что крайне важно при решении вопросов палеогеографии и истории геологического развития района. Последовательное чередование определенных типов циклов образует более крупные части разрезов – мезоциклы и макроциклы, которые отвечают значительным стадиям образования всей рассматриваемой толщи.

За начало цикла нами принимается момент окончания регрессивного этапа и начало трансгрессивного. Четкость границ различных типов циклов в разрезах олигоцена изучаемой территории различна. Так, в комплексах отложений, удаленных от побережья зон моря, сложенных монотонным чередованием алеврито-глинистых пород с постепенными переходами между ними, границы отдельных циклов определяются очень неясно. В другом случае в разрезах, представленных крупными пачками дельтовых осадков в виде мощных "косонаслоенных" толщ, выделить отдельные циклы практически невозможно из-за резкого срезания линз друг другом и их малой протяженности. Наиболее отчетливо границы каждого элементарного цикла устанавливаются в разрезах, сложенных континентальными или чередующимися континентальными и бассейновыми фациями (заболачивающихся водоемов, аллювиальными, прибрежно-морскими, дельтовыми).

Сопоставление разнофациальных разрезов олигоценовых отложений по элементарным циклам и прослеживание каждого из них по всей площади, как это сделано на примере угленосных формаций (Тимофеев, 1964, 1970; Еремеев, 1972; и др.), в данном случае затруднительно, а иногда и невозможно. Основные трудности заключаются часто в невысокой степени выхода кернового материала (50%), получаемого при бурении. Использование электрокаротажных диаграмм не полностью устраняет этот недостаток. При отсутствии какой-либо части цикла континентально-бассейновых отложений границы этого цикла все-таки удается восстановить по общей направленности сменяющихся литогенетических типов. Выпадение же отрезка керна из скважин, вскрывших бассейновые отложения, приводит к ошибочному объединению двух или более циклов в один. Происходит это потому, что они сложены очень ограниченным набором генетических типов, и отсутствие даже одного из них создает ви-

димость однообразной монотонной пачки нецикличного строения. Сказанное выше касается только стратиграфического сопоставления разрезов по набору элементарных циклов, выделенных в каждом из них, и не относится к значению этих циклов при общих палеогеографических построениях.

По преобладающему содержанию в циклах отложений различных фаций установлено десять типов циклов, объединенных в четыре группы – морские, прибрежно-морские, континентально-прибрежно-морские и континентальные (фиг. 4, см. вкл.).

Морские циклы (I). В строении этих циклов основную роль играют отложения макрофаций наиболее удаленных от побережья и мелководных зон моря.

Объем морских циклов ограничен набором генетических типов осадков, образовавшихся в этап изменения условий седиментации от начала одной трансгрессии до начала другой. В их средних частях, соответствующих максимуму трансгрессии, залегают наиболее тонкие осадки генетических типов БУГ-1, БУМ-1, БММ-1, БМЦ-1. Нижняя и верхняя границы морского цикла проводятся по прослоям, включающим типы БУГ-2, БУМ-2, БУМ-3, БМТ-1, БМТ-2, БМБ-1, которые образовались в максимум регрессии. При отсутствии размыва или резкого контакта между слоями осадков трансгрессивной и регрессивной фазы границы циклов приурочены к средним частям прослоев, образовавшихся в максимальный момент регрессии. Это наблюдается обычно в циклах, сложенных отложениями фаций БУГ и БУМ.

Среди морских циклов можно выделить два типа.

Собственно морские циклы (IA) сложены главным образом генетическими типами осадков макрофации наиболее удаленных и спокойных участков моря (фации БУГ и БУМ). Обычно в основании цикла залегают алеврито-глинистые осадки с горизонтальноволнистой слоистостью (БУГ-2 или БУМ-1) или даже песчаные осадки (БМТ-1). Здесь же часто присутствуют отложения с линзами и гнездами оолитовых железных руд типов БМТ-1, БМТ-2, БУМ-3, БУГ-3. Выше они сменяются тонкими горизонтальнослоистыми или неслоистыми осадками типов БУГ-2, БУМ-2. Наиболее распространены дву- или трехчленные циклы, сложенные алевритовыми осадками генетических типов БУМ-1 или БУМ-2 в основании и глинистыми осадками БУГ-1 и БУГ-2 в средней или верхней их частях. Кроме того, довольно часто встречаются двучленные циклы, сложенные горизонтальнослоистыми алевритистыми глинами типа БУГ-2 в основании и в верхней части цикла, а также неслоистыми хорошо отсортированными глинами типа БУГ-1 в средней части. Иногда мощность наиболее глинистых прослоев средних частей цикла значительно сокращается, и тогда он слагается в основном алевритами двух генетических типов – БУМ-1 и БУМ-2. Мощность собственно морских циклов составляет от 10 до 20–25 м.

Мелководноморские циклы (IБ) представлены чередованием главным образом осадков макрофации мелководья морского бассейна. В основании цикла залегают наиболее грубые песчано-алевритовые отложения с горизонтальной, волнистой или косой слоистостью (типы БМТ-1, БМТ-2, БМП-1, БМП-2, БМС-1). Средние и верхние участки цикла сложены горизонтальнослоистыми или неслоистыми алевритами и глинами типов БМЦ-1 и БММ-2, реже тонкими прослоями глин типов БУГ-2, БУМ-1. Мощность мелководноморских циклов изменяется от 7–8 до 15–20 м.

Морские циклы можно, кроме того, разделить на два подтипа по признаку наличия или отсутствия в каждом из них полезного ископаемого. В таком случае это будут железорудные или безрудные морские циклы. Прослои и мелкие линзы оолитовых железных руд встречаются как в собственно морских, так и в мелководноморских циклах, причем в последних отмечается более высокое содержание оолитов и большая мощность прослоев оолитовых руд.

Прибрежно-морские циклы (II). Рассматриваемые циклы сложены различными прибрежно-бассейновыми осадками и в меньшей степени – отложениями заболачивающегося побережья. Прибрежно-морские осадки представлены собственно прибрежно-морскими (БПП, БПА, БПС), дельтовыми (ДПГ, ДПП,

ДПА) и лагунными (ЛЦК, ЛЦГ, ЛЛП) отложениями. В большинстве случаев каждый цикл ограничен неясными или довольно отчетливыми размывами, поэтому проведение границ цикла не вызывает больших сомнений. В группе прибрежно-морских циклов выделено три типа.

Прибрежно-морские безугольные циклы (IIА) сложены главным образом прибрежно-морскими, дельтовыми отложениями. В основании цикла залегают песчаные или алевритовые осадки (фации БПС, ДПГ, ДПП или ДПА). Иногда циклы начинаются алевритовыми прибрежно-морскими отложениями фации БПА. Средние или верхние части циклов сложены более тонкими глинистыми или алеврито-глинистыми осадками, неслоистыми или с горизонтальной, волнистой слоистостью и обильными растительными остатками (генетические типы БПП-1, БПП-2, БПА-1, БПА-2 и БПА-3). Подобное чередование генетических типов отражает смену условий осадконакопления, происходившую сначала в прибрежных подвижных или дельтовых зонах, а затем в междельтовых или центральных частях заливов и лагун. Мощность циклов этого типа достигает 20 м. В некоторых прибрежно-морских циклах в верхних частях присутствуют мелкие линзы оолитовых железных руд, связанные главным образом с отложениями генетического типа БПА-3.

Прибрежно-морские угленосные циклы (IIБ) отличаются наличием в своем основании прослоев осадков заболачивающихся водоемов побережья моря и торфяных болот. Мощность этих отложений колеблется от 0,1-0,2 до 3-6 м. Выше иногда с размывом залегают осадки дельт (ДПГ, ДПП), прибрежного моря (БПП, БПА, БПС), далее сменяющиеся отложениями мелководья бассейна (БММ, БМС). В кровле прибрежно-морских угольных циклов располагаются тонкие глинистые осадки генетических типов БПП-1 и БПП-2. Это характерно для циклов, в которых представлены трансгрессивная и регрессивная фазы осадконакопления. При отсутствии регрессивной части цикла кровля его сложена отложениями либо дельт (ДПГ, ДПП), либо прибрежной заливно-лагунной зоны (БПС, БПА), либо мелководья моря (БММ, БМБ). Мощность рассматриваемого типа прибрежно-морских циклов иногда составляет 30-35 м, но чаще колеблется в пределах 10-20 м. Редко в подобных циклах встречены тонкие прослои железных руд (БММ-3).

Прибрежно-морские лагунные циклы (IIВ) представлены чередованием прибрежно-морских осадков и отложений карбонатно-глинистых лагун. Цикл начинается отложениями прибрежной зоны моря (фации БПС или БПА) и сменяется далее комплексом осадков лагун. В средних частях циклов залегают наиболее тонкие глинистые или карбонатно-глинистые осадки (ЛЦГ-2, ЛЦК-1, ЛЦК-2 и ЛЦК-3). Подобный тип строения циклов встречается в основном в районе Северо-Восточного Устюрта. Мощность этого подтипа циклов 5-20 м.

Для восточной части территории характерно несколько иное строение лагунных типов циклов. Здесь крайне маломощны или вообще отсутствуют в основании прибрежно-морские отложения, и цикл обычно начинается с наиболее крупнозернистых отложений лагун (ЛПП-1, ЛПП-2). Выше лежат зеленые слоистые или неслоистые глины (ЛПГ-1, ЛПГ-2), сменяющиеся карбонатными осадками центральных частей лагун (ЛЦК-2, ЛЦК-3). В кровле цикла в случае его полного развития вновь залегают глины генетических типов ЛЦГ-1 и ЛЦГ-2, алевриты ЛЦГ-3 или пески и алевриты ЛПП-1 и ЛПП-2. Мощность циклов этого подтипа колеблется от 5-7 до 13-18 м. Все прибрежно-морские лагунные циклы полностью лишены каких-либо прослоев, обогащенных оолитами железных руд.

Континентально-прибрежно-морские циклы. В строении этих циклов принимают участие прибрежно-морские, дельтовые и континентальные отложения. В их составе выделено три типа циклов.

Аллювиально-прибрежно-морские циклы (IIIА) слагаются в нижних частях аллювиальными, а в верхних - прибрежно-морскими отложениями. Цикл начинается наиболее крупнообломочными песчано-галечными осадками рек (АРР-2, АРР-3, АДР-1), которые выше сменяются песчано-глинис-

тыми отложениями пойм (АПП-1, АПП-2). Средняя часть циклов представлена песчаными и алевритовыми прибрежно-морскими образованиями типа БПА-3, БПА-2 и БПА-1. Иногда с этой частью разреза связано некоторое обогащение оолитами железных руд (БПА-3). В случае наиболее полного развития циклов они представлены в средних и верхних частях прослоями глин и алевритов типа БПП-1, БПП-2 или БПП-1. Мощность циклов этого типа 5-10 м.

Аллювиально-дельтовые циклы (IIIБ) сложены в нижних частях аллювиальными или аллювиально-пролювиальными отложениями, а выше - отложениями подводного склона дельт. Цикл почти всегда ограничен резкими размывами и выделяется очень четко. Довольно часто пойменные отложения отсутствуют, и непосредственно на русловом аллювии залегает верхняя дельтовая часть цикла. Она представлена чередованием песчано-гравийных или алевритовых осадков (ДПГ, ДПП, ДПА). В редких случаях в кровле циклов залегают коричневатые глины генетических типов БПП-1 или БПП-2. К особенностям аллювиально-дельтовых циклов относится полное отсутствие прослоев оолитовых железных руд. Мощность циклов этого типа 5-15 м.

Аллювиально-дельтовые железорудные циклы (IIIВ) представлены аллювиальными и дельтовыми отложениями. Отличие заключается в составе аллювия. В типе IIIБ речные отложения представлены либо аллювиально-пролювиальными осадками, либо аллювием равнинных рек. В данном же типе в основании циклов залегают аллювиальные отложения придельтовых нижних частей русел (фация АДР) или, реже, русловой аллювий равнинных рек (АРР), сменяющиеся выше песчаными либо алевритовыми осадками дельт (генетические типы ДПГ-2, ДПП-1, ДПП-2 и ДПА-1). Мощность циклов данного типа 5-10 м. Для дельтовых циклов этого типа характерно наличие мощных прослоев и линз оолитовых обломочных железных руд гидрогётитового или шамозит-гидрогётитового состава. Эти руды связаны с аллювиальной частью цикла (генетические типы АДР-1 или АРР-2).

Континентальные циклы (IV). Циклы рассматриваемой группы сложены исключительно различными аллювиальными отложениями. Среди них выделено два типа.

Аллювиальные циклы (IVА) в основании представлены прослоями мелкогалечных конгломератов или гравелитов (АРР-1), сменяющимися выше косослоистыми песками (АРР-2, АРР-3). Верхнюю часть цикла слагают пойменные пески и глины (АПП-1, АПП-2). Над отложениями пойм с размывом лежат пески или конгломераты основания следующего цикла. Часто верхняя, пойменная часть циклов оказывается размытой вышележащим русловым аллювием, и весь цикл представлен песчано-галечной пачкой двух литогенетических типов АРР-1 и АРР-2. Мощность аллювиальных циклов типа IVА составляет 5-6 м. В западных районах Приаралья и на Чаграйском плато среди аллювиальных циклов можно выделить их разновидность. Особенность этого подтипа циклов состоит в том, что в основании прослоев отмечаются плохосортированные валунные конгломераты и пески аллювиально-пролювиального генезиса мощностью 1-2 м. Здесь для них характерно отсутствие прослоев оолитовых руд и крупных растительных остатков в аллювии.

Аллювиальные железорудные циклы (IVБ) имеют обычно простое строение и представлены чередованием различных генетических типов аллювиальных русловых отложений. В основании залегают пески, песчаники и конгломераты, часто содержащие большое количество обломков гидрогётитовых железных руд (АРР-1). Выше они сменяются мелкозернистыми косослоистыми песками генетического типа АРР-2 или АРР-3. К этим частям циклов приурочены линзы гидрогётитовых руд. Мощность отдельных рудных прослоев достигает 3-4 м. Пойменные отложения, как правило, отсутствуют, и непосредственно на размытой границе над песками генетического типа АРР-2 или АРР-3 залегают новые прослои конгломератов и руд (АРР-1). Мощность аллювиальных железорудных циклов 3-8 м.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Разрезы олигоцен–нижнего миоцена представлены комбинацией рассмотренных выше типов морских, прибрежно–морских, континентально–прибрежно–морских и континентальных циклов. Определенное сочетание их обусловливает разнообразие строения различных частей толщи, а также особенности строения разрезов отдельных районов всей изученной территории. Отчетливая выдержанность на Устюрте и в Приаралье каждой из свит, выделенных по литолого–палеонтологическим данным, позволяет проследить их строение на площади и по разрезу.

Чеганская свита по всей территории сложена исключительно осадками макрофации удаленных от побережья зон моря. Чередование отложений фаций БУГ и БУМ образует собственно морские циклы (тип IA).

Ащеайрыкская свита в пределах центральных прогнутых частей Северо–Устюртского прогиба представлена собственно морскими циклами (тип IA). Они сложены отложениями наиболее удаленных от побережья зон моря (фации БУГ и БУМ; фиг.5*, скв. 1511, 1507; фиг. 6, скв. 1343, 1345, 1348; фиг. 9, скв. 30, 1343, 1395). По направлению к крыльям прогиба увеличивается роль алевритовых осадков малоподвижных участков удаленных от побережья зон моря (фация БУМ) и циклы приобретают более сложное строение – от двух– до трех– и четырехчленных (на тех же фигурах скв. 1158, 1154, 1457, 1460, 1463, 1417, 1323 и др.). При удалении на север от осевой зоны Северо–Устюртского прогиба наряду с отложениями фаций БУГ и БУМ в разрезе ащеайрыкской свиты постепенно и во все возрастающем количестве появляются осадки мелководноморского генезиса (фации БММ, БМП, БМТ, БМС). Разрез в этих участках также имеет циклическое строение, однако циклы представлены уже главным образом мелководноморским типом (IБ) (см. фиг. 6, скв. 1315, 1320; фиг. 7). В пределах северных частей Челкарского прогиба ащеайрыкская свита уже полностью сложена отложениями мелководной зоны морского бассейна (фации БММ, БМП, БМБ – тип цикла IБ).

При рассмотрении вертикального разреза свиты на крыльях прогиба видно, что в нижних частях преобладают осадки наиболее глубоководных и удаленных от побережья зон моря, выше появляются осадки мелководья, причем чем дальше на север от осевой зоны прогиба, тем их становится больше. Наконец, в самых верхах разреза ащеайрыкской свиты вновь (на крыльях прогиба) появляются осадки фаций БУГ и БУМ (см. фиг. 6, скв. 1323, 1315, 1320; фиг. 8, скв. 1331, 1141). Следовательно, можно отметить, что по мере образования осадков на северном крыле Северо–Устюртского прогиба в течение ащеайрыкского времени происходила постепенная смена во времени условий осадконакопления от седиментации в наиболее удаленных от берега зонах до мелководноморской обстановки и затем вновь к более глубоководной. Максимум этой регрессии приходится на середину ащеайрыкского времени.

В Северном Приаралье разрез ащеайрыкской свиты имеет совершенно другое строение. Здесь толща нижнего олигоцена залегает на размытой поверхности чеганских глин и представлена переслаиванием прибрежно–морских, дельтовых и реже аллювиальных отложений. В основании свиты в эрозионных врезах, как правило, распространены отложения макрофации дельт (фации ДПГ, ДПП, ДПА) или песчано–алевритовые осадки сильно изрезанной прибрежной заливно–лагунной зоны моря (фация БПА, реже БПС). Они слагают прибрежно–морские безугольные циклы (тип IIA) (фиг. 10, 11). Иногда среди них появляются отложения русел равнинных рек (см. фиг. 11, обнажения 5, 6), образуя континентально–прибрежно–морские циклы (тип IIIB). Подобное строение имеют некоторые месторождения железных руд в Приаралье (Ак–Чоку, Кара–Сандык, Кок–Булак и др., см. фиг. 44).

Верхняя половина разреза ащеайрыкской свиты в Северном Приаралье сложена осадками сильно изрезанной прибрежной заливно–лагунной зоны моря (фации БПП, БПА, БПС) (см. фиг. 11), залегающими обычно с размывом на

*Фиг. 5–11 см. на вкладке.

более древних горизонтах. Они слагают безугольный тип прибрежно-морских циклов (II А). Из сказанного видно, что в Северном Приаралье отмечается также двучленное строение окшеайрыкской свиты, причем нижняя часть разреза отделяется от верхней границей размыва.

Таким образом, разрез ащеайрыкской свиты по всему району делится на две части – нижнюю и верхнюю, каждая из которых соответствует мезоциклу (I и II). Помимо этого, прослеживается изменение типов разрезов по площади от представленных собственно морскими или мелководноморскими циклами в Северо-Устюртском прогибе (типы циклов I А и I Б) до сложенных прибрежно-морскими континентально-прибрежно-морскими или континентальными – в Северном Приаралье (типы циклов II А, III А, III В).

Соленовский горизонт (слои с *Ergenica cimlanica*) в центральной части Северо-Устюртского прогиба представлен отложениями наиболее удаленных от берега частей морского бассейна (фации БУГ, БУМ), слагающими собственно морские циклы (см. фиг. 5–8). Иными словами, строение разреза соленовского горизонта в этой части района аналогично строению нижней половины ащеайрыкской свиты (тип циклов I А). По направлению из осевой зоны прогиба к его крыльям также отмечается смена отложений фаций БУГ и БУМ осадками фаций мелководноморской зоны (тип циклов I Б), однако подобные фациальные переходы осуществляются на площади более быстро. С разрезами, построенными мелководноморскими циклами (I Б), связаны оолитовые железные руды, прослои и линзы которых приурочены к их нижним частям. Вверх по разрезу количество рудных горизонтов постепенно уменьшается. Как видно на фиг. 5 – 8, соленовский горизонт уже на средних участках северного борта Северо-Устюртского прогиба представлен мелководноморскими осадками, в то время как толща ащеайрыкской свиты полностью сложена ими значительно севернее от осевой зоны прогиба. Здесь разрез соленовского горизонта по строению напоминает верхнюю половину ащеайрыкской свиты (II мезоцикл), где в основании распространены наиболе крупнозернистые мелководные осадки, а в кровле – тонкие и более глубоководные отложения (см. фиг. 5, скв. 1457, 1460; фиг. 9, скв. 1417, 1323, 1395 и др.).

В Северном Приаралье комплекс отложений соленовского горизонта местами залегает на породах ащеайрыкской свиты с размывом и представлен осадками сильно изрезанной прибрежной заливно-лагунной зоны (фации БПП, БПА, БПС), дельт (фации ДПГ, ДПП, ДПА), русел рек (фации АРР, АДР), редко заболачивающихся водоемов побережья (ОБЗ) и болот (ТБ) (см. фиг. 10, 11). Они слагают в основном прибрежно-морские безугольные (тип II А), реже угленосные (тип II Б), иногда континентально-прибрежно-морские (типы III А, III В) циклы (месторождения Кок-Булак, Чаграйское плато, залив Тще-Бас).

Таким образом, соленовский горизонт представляет собой один мезоцикл (III), отделенный от нижележащих отложений в Северном Приаралье поверхностью размыва.

Байгубекская свита в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба в наиболее прогнутых ее участках, в низах разреза, сложена аналогично нижнеолигоценовой толще осадками наиболее удаленных от побережья зон моря (тип циклов I А). Выше по разрезу и на север от оси прогиба они сменяются мелководноморскими осадками, содержащими иногда железные руды (фации БММ, БМП, БМС, БМЦ) (типы циклов I Б). По простиранию подобное фациальное замещение происходит гораздо быстрее и резче, чем это отмечалось в соленовском горизонте. Далее, по мере удаления от оси Северо-Устюртского прогиба и вверх по разрезу они сменяются комплексом отложений сильно изрезанной прибрежной заливно-лагунной зоны (тип циклов II А) (см. фиг. 7 – 9). По периферии Северо-Устюртского прогиба и Кашкаратинской мульды практически с самого основания байгубекская свита сложена осадками прибрежной заливно-лагунной зоны, заболачивающихся водоемов побережья и торфяных болот (типы циклов II Б). С разрезами, построенными циклами подобного типа, здесь связаны промышленные запасы бурого угля (Кашкаратинское месторож-

дение). Далее на север, в пределах Челкарского прогиба, рассмотренный комплекс осадков байгубекской свиты переходит в дельтовые и аллювиальные отложения, залегающие с размывом на более древних породах. Их чередование образует континентально-прибрежно-морские циклы (тип III Б).

Таким образом, байгубекская свита на Устюрте сложена в основании сначала мелководными, затем глубоководными и в кровле – более мелководными или континентальными отложениями. Наиболее мощной является регрессивная часть всего этапа образования байгубекской свиты.

В Северном Приаралье большая часть разрезов байгубекской свиты сложена песчаными отложениями прибрежной заливно-лагунной зоны моря (фация БПС), залегающими на размытой поверхности раннего олигоцена или эоцена (см. фиг. 11). Реже свита представлена алеврито-глинистыми отложениями этой зоны (БПП, БПА), песчано-алевритовыми осадками русел рек (ДАР, АРР), пойм рек (АПП), заболачивающихся водоемов (ОБЗ) (см. фиг. 10). Они слагают в основном континентально-прибрежно-морские (типы III А и III В) или континентальные (типы IV А или IV Б) циклы. Все верхнеолигоценовые месторождения железных руд в Северном Приаралье приурочены к нижним частям аллювиально-дельтовых или аллювиальных (тип IV Б) типов циклов (Кутан-Булак, Бирде-Куль, Талды-Эспе, северный берег залива Тще-Бас и др.). Аллювиальные и аллювиально-дельтовые циклы распространены в разрезах верхнего олигоцена на Чагайском плато; в отличие от Северного Приаралья они являются безрудными.

В Северном Приаралье в разрезе байгубекской свиты, как и на Устюрте, наблюдается полный этап развития от начала трансгрессии до регрессии (IV мезоцикл).

Аральская свита в западной части Северо-Устюртского прогиба (см. фиг. 5, скв. 1511, 1507) сложена осадками мелководноморской и наиболее удаленной от побережья зон моря, образующими мелководноморские циклы (I Б). В целом на крыльях прогиба строение разреза аральской свиты аналогично разрезу верхней части верхнего олигоцена. На большей части Устюрта развиты мелководноморские (фации БММ, БМП, БМС) и прибрежно-морские (БПП, БПА, БПС) отложения, реже – осадки заболачивающихся водоемов (ОБЗ) и торфяных болот (типы циклов II А, II Б). На фиг. 9 отчетливо видно, что с запада на восток по мере удаления от центральной части Северо-Устюртского прогиба мелководноморские и прибрежно-морские осадки фациально замещаются отложениями карбонатных лагун. Чередование осадков этих фаций образует прибрежно-морские и лагунные циклы. Аналогичная картина наблюдается в строении разреза аральской свиты в Кашкаратинской мульде (см. фиг. 7).

В Северном Приаралье в отдельных местах аральская свита залегает со слабым размывом на отложениях верхнего олигоцена и представлена осадками лагун с карбонатным типом седиментации (см. фиг. 10–11). Закономерное чередование этих отложений образует прибрежно-морские лагунные циклы. Таким образом, аральская свита представляет собой толщу, сложенную практически по всему району в основании отложениями прибрежно-морской зоны, а в верхней части – осадками лагун с карбонатным типом осадконакопления (V мезоцикл). Как и в байгубекской свите, в разрезе нижнего миоцена более представителен регрессивный этап развития.

Из изложенного можно сделать вывод, что свиты, обособленные на Устюрте и в Приаралье по литолого-палеонтологическому признаку, в целом совпадают с мезоциклами. В ащеайрыкской свите выделено два мезоцикла – I и II, соленовский горизонт охватывает III мезоцикл. Толща верхнего олигоцена и миоцена также подразделена на два мезоцикла – IV и V. Каждый из этих мезоциклов отвечает определенному этапу развития района от одной трансгрессии до конца следующей за ней регрессии.

Совокупность мезоциклов, охватывающая крупный этап в развитии региона и отражающая общую направленность этого развития, определяет макроцикл. В строении всей олигоцен-миоценовой толщи нами выделено два макроцикла.

Первый из них слагается I, II и III мезоциклами (нижний олигоцен) и отражает в целом значительный этап развития всего района от начала раннеолигоценовой трансгрессии до конца крупной ранне–позднеолигоценовой регрессии. Второй макроцикл представлен IV и V мезоциклами (верхний олигоцен–нижний миоцен) и охватывает период развития от начала позднеолигоценовой трансгрессии до конца наиболее мощной раннемиоценовой регрессии. Анализ составных частей этих макроциклов и всех их в целом позволяет сказать, что район в течение олигоцен–миоценового времени испытывал на фоне частых трансгрессий и регрессий общий регрессивный характер развития.

Строение толщи в различных частях территории различно. Так, в центральных частях Северо-Устюртского прогиба практически в течение всего времени развития района были распространены наиболее глубоководные обстановки осадконакопления. Крылья этого прогиба характеризуются мелководноморскими и прибрежно–морскими обстановками. Наконец, в Северном Приаралье и отчасти на севере Челкарского прогиба в течение всего олигоцен–раннего миоцена преобладали прибрежно–морские, континентально–прибрежно–морские и континентальные условия осадконакопления. Следовательно, в пределах всей терригенной угленосно–железорудной толщи можно выделить три типа разрезов – морской, мелководноморской и континентально–прибрежно–морской, сменяющих друг друга с юга на север.

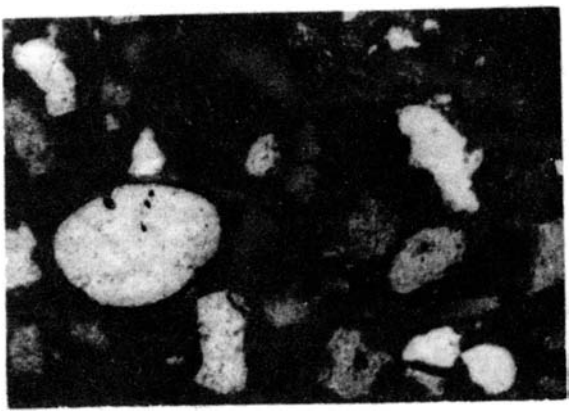
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНА И ОБЛАСТИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Наши минералогические исследования базировались на данных микроскопического (1000 шлифов), термического (160 кривых ДТА), рентгеноструктурного (120 дифрактограмм), электронно-микроскопического (15), ИК спектроскопического (10) и химического (80 образцов) анализов.

ТЕРРИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Терригенные минералы пород изучались главным образом микроскопическим методом в шлифах или в иммерсионных препаратах. Рассмотрим типоморфные особенности основных породообразующих терригенных компонентов: кварца, полевых шпатов, обломков пород, слюд.

Кварц[1] в олигоцен-миоценовых породах делится на шесть типов. Первый характеризуется неправильной округлой формой зерен, отсутствием включений и относительной прозрачностью. Второй также имеет округлые очертания зерен, но характеризуется наличием мелких газово-жидких пузырьков, расположенных либо полосами, либо беспорядочно. Третий тип зерен кварца аналогичен по форме двум предыдущим, но отличается от них присутствием мелких,



Фиг. 12. Аллювиальный песчаники (фация APP); различная степень окатанности зерен; николи+; увел. 70

относительно идиоморфных включений различных минералов (циркона, турмалина, рудных минералов и др.). Четвертому типу присущи удлиненная форма обломков и отсутствие включений. Пятому типу свойственно веерное неравномерное погасание зерен в скрещенных николях. Последний, шестой тип квар-

[1] Изучение этого минерала проводилось с учетом генетических разновидностей, установленных А.Г. Коссовской (1962).

Таблица 9

Состав тяжелых фракций олигоцен–миоценовых пород Приаралья

Минерал	Чаграйское плато							
	АРР*	БМТ	БМТ	ДПА	АРР	БМТ	БМС	АРР
	7/3Чг**	2/3Чг	5/5Чг	11/5	28/5Чг	18/7Чг	29/7Чг	37/7Чг
Магнетит	3	1	2	+	4	–	3	+
Ильменит	40	25	26	31	30	16	64	20
Лейкоксен	7	4	8	4	3	2	2	3
Циркон	4	8	9	5	4	7	9	2
Гранат	3	2	5	3	2	6	4	3
Рутил	3	2	4	3	1	3	1	2
Турмалин	4	1	5	1	1	4	+	2
Дистен	+	1	2	–	1	2	–	–
Ставролит	+	+	1	+	+	1	+	1
Силлиманит	1	2	2	1	1	2	2	1
Эпидот	37	51	32	47	52	50	13	64
Андалузит	1	1	1	2	+	2	1	1
Апатит	+	1	1	+	+	2	–	+
Сфен	1	–	1	1	+	1	+	1
Роговая обманка	+	1	1	1	1	4	3	+

*Фация. ** Номер образца.

Таблица 9 (окончание)

Минерал	Северное Приаралье									
	ДПГ	БПА	ДПА	ДПА	АРР	АРР	БПС	БПС	ДПА	БПА
	20/ 1КБ	5/ 3КБ	4/ 3КБ	7/ 1БД	6/3К	7/3К	23/6П	17/ 6П	4/6П	25/ 4ТУ
Магнетит	3	2	1	2	1	1	2	2	3	1
Ильменит	22	18	13	21	15	12	30	20	12	21
Лейкоксен	7	4	2	6	2	1	1	–	–	1
Циркон	15	10	12	11	10	7	8	19	17	8
Гранат	7	6	5	7	5	4	5	3	3	3
Рутил	4	3	5	6	6	6	5	2	2	2
Турмалин	5	6	6	7	6	5	6	5	4	5
Дистен	5	4	6	5	6	6	7	3	8	6
Ставролит	3	3	6	6	6	5	6	4	9	3
Силлиманит	4	7	6	8	7	10	9	5	5	4
Эпидот	16	29	37	12	31	38	11	41	30	40
Андалузит	4	1	1	1	–	+	1	+	+	1
Апатит	+	1	1	+	1	–	1	1	–	1
Сфен	3	2	3	2	1	1	2	1	1	1
Роговая обманка	4	4	6	4	4	4	6	3	2	4

ца обладает шаровидной формой зерен, наиболее темной окраской, иногда встречается с трещиноватыми краевыми частями.

Согласно генетической классификации (Коссовская, 1962), первый, четвертый и пятый типы характерны для различных высокометаморфизованных пород и кристаллических сланцев, второй и третий типы – для магматических, шестой является переотложенным из более древних осадочных образований.

Северный Устюрт								
ЛПА	БПС	БПС	БМС	ЛПП	БМС	БМТ	БМТ	БМП
5/1141	36/ 1141	75/ 1141	8/1ЖК	8/1395	148/ 1395	220/ 1395	236/ 1395	118/ 1507
3	4	1	2	+	4	2	1	2
17	51	50	72	14	46	28	33	21
2	3	2	6	8	5	2	–	+
8	2	5	1	10	7	6	4	4
6	3	4	1	8	1	5	5	6
4	1	3	2	6	4	3	2	5
7	1	3	2	4	2	1	2	3
3	1	1	+	1	1	+	1	2
2	–	1	+	2	–	+	–	2
3	–	1	+	3	–	1	2	3
41	29	28	14	46	39	49	46	48
+	+	–	–	1	1	+	+	2
1	+	+	–	–	–	+	1	1
1	1	1	+	1	–	1	–	1
2	1	+	+	3	1	2	3	–

Все рассмотренные типы зерен кварца присутствуют во всех разрезах и свитах олигоцен–миоцена. Как правило, преобладают обломки первого, второго и третьего типов кварца (прозрачные, с газово–жидкими и минеральными включениями), в меньших количествах встречаются четвертый, пятый и шестой типы (удлиненные зерна с веерным погасанием, шаровидные; фиг. 12).

Полевые шпаты включают как калиевые, так и плагиоклазовые разности. Среди калиевых полевых шпатов присутствуют микроклин и ортоклаз, а среди плагиоклазов – олигоклаз. Ортоклазы и микроклины часто в виде довольно крупных измененных обломков (0,2–0,3 мм) встречаются в основном в породах восточной части района. Плагиоклазы распространены повсеместно. Окатанность зерен полевых шпатов в общем одинаковая и близка к средней.

Обломки пород представлены обычно округлыми, хорошо окатанными зернами кварцитов, кремнистых, слюдистых или углистых сланцев, гнейсов, гранитов, гранодиоритов, сильно измененных эффузивов кислого или основного состава. Кроме того, часто встречаются окатанные обломки плотных глин, алевритов, сильно ожелезненных или карбонатных песчаников, оолитовых железных руд, сидеритовых и мергельных конкреций и в аральской свите – известняков.

Слюды обычно составляют 1–14%, лишь в некоторых случаях в песках прибрежно–морских фаций их количество резко возрастает – до 15–20%, иногда до 50%. По составу слюды в подавляющем большинстве относятся к мусковиту, реже – к биотиту.

Тяжелая фракция олигоцен–нижнемиоценовых песчано–алевритовых пород представлена ильменитом, эпидотом, цирконом, гранатом, рутилом, дистеном, ставролитом, силлиманитом, лейкоксеном, магнетитом, турмалином, роговой обманкой, сфеном, андалузитом, апатитом (табл. 9). Преобладают ильменит (до 75%) и эпидот (до 65%), в виде примеси отмечаются циркон (до 17%), лейкоксен (до 1–8%), гранат (1–8%). Все остальные минералы встречаются в незначительных количествах или как единичные зерна. Отчетливой страти-

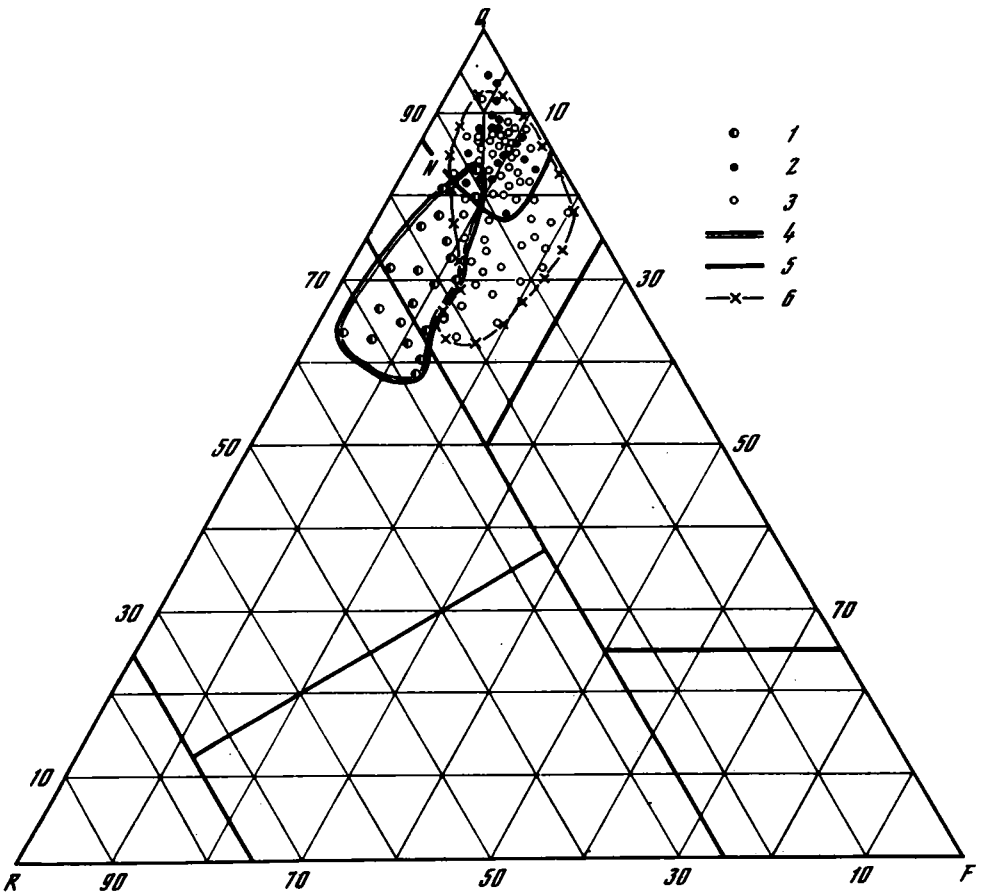
графической приуроченности какого-либо акцессорного минерала или комплекса минералов не отмечено. Типоморфные особенности акцессорных минералов нами не описываются, так как подобные исследования достаточно полно проводились ранее (Формозова, 1959; Великий и др., 1969; Великий, Милецкий, 1971). Кроме того, какими-либо специфическими особенностями рассматриваемые минералы не обладают.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Отдельные терригенные минералы подсчитывались по образцам мелкозернистых песчаников (0,1–0,25 мм), наиболее распространенных в рассматриваемых отложениях. В настоящей работе принята классификация обломочных пород, разработанная В.Д. Шутовым (Граувакки, 1972).

По составу осадки олигоцен-нижнемиоценовой толщи относятся в основном к кварцевой и в значительной степени – к граувакковой группам. Они содержат кварца 59–97%, полевых шпатов 2–20% и обломков пород 1–34%.

Изменение количественных содержаний различных породообразующих минералов в отложениях олигоцен-миоцена Северного Устюрта и Северного Приа-



Фиг. 13. Состав терригенных пород олигоцен-миоценовых отложений Устюрта и Приаралья

Песчаные породы: 1 – западной части района, 2 – аральской свиты, 3 – олигоцена центральной и восточной частей района; 4 – I ассоциация терригенных пород; 5 – II ассоциация терригенных пород; 6 – III ассоциация терригенных пород

раля позволило нам выделить три терригенно-минеральные ассоциации (фиг. 13).

I ассоциация – кварцевые граувакки и кремнекластито-кварцевые песчаные породы содержат кварца 59–85%, полевых шпатов 2–13%, обломков пород 8–34%. Основными акцессорными минералами являются ильменит (до 75%), эпидот (до 65%), циркон (до 7%) и гранат (до 6%). Среди зерен кварца преобладают обломки первого, второго и третьего типов (прозрачные, с газово-жидкими и минеральными включениями из магматических и метаморфических пород) с незначительным содержанием зерен четвертого, пятого и шестого типов (переотложенного). В прослоях гравелитов и конгломератов, распространенных среди песков и песчаников первой минеральной ассоциации, встречаются гальки главным образом кварца, различных сланцев, гнейсов, магматических пород, реже – окатанные осадочные образования.

II ассоциация – мономиктово-кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаные породы содержат кварца 80–97%, полевых шпатов 2–13%, обломков пород 1–11%. Основными акцессорными минералами являются эпидот (до 50%), ильменит (до 40%), лейкоксен (до 10%), циркон (до 10%), гранат (до 8%). Среди зерен кварца увеличивается содержание шестого типа (переотложенный) до 10% при постоянном преобладании обломков первого, второго и третьего типов (прозрачные, с газово-жидкими и минеральными включениями). В прослоях гравелитов, залегающих внутри пачек песков второй ассоциации, преобладают гальки кварца и осадочных образований над обломками магматических и метаморфических пород.

III ассоциация – мезомиктово-кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаные породы содержат кварца 63–95%, полевых шпатов 3–20%, обломков пород 1–22%. Состав акцессорных минералов аналогичен первой терригенной ассоциации. Однако в песках и песчаниках данной ассоциации в восточной части района (Северное Приаралье) увеличивается содержание циркона (17%), дистена (до 8%), ставролита (до 9%), силлиманита (до 10%) и уменьшается количество ильменита (до 20–30%) и эпидота (до 45%). Эта особенность песков позволяет выделить локально распространенную на востоке Приаралья подассоциацию, отличающуюся лишь количественным соотношением минералов в тяжелой фракции. Состав галек конгломератов и гравелитов, распространенных среди песчаных пород третьей ассоциации, аналогичен составу обломков второй ассоциации.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изученные нами глинистые фракции пород олигоцен-нижнемиоценовой толщи Северного Устюрта и Приаралья имеют сложный поликомпонентный состав и в тех или иных соотношениях представляют собой смеси гидрослюды, монтмориллонита, каолинита, хлорита, шамозита, глауконита, смешаннослойных минералов монтмориллонит-гидрослюда, хлорит-вермикулит. Как правило, глинистые фракции сложены тремя или четырьмя минералами с некоторым преобладанием одного или двух из них. Мономинеральные глины встречаются крайне редко.

Гидрослюда определена во всех без исключения исследованных образцах глинистой фракции в виде незначительной примеси или как один из преобладающих породообразующих минералов. Диагностика гидрослюды наиболее отчетливо производится по данным рентгеноструктурного анализа, в частности по дифрактометрическим кривым. Этот минерал отличается серией базальных рефлексов 10,0; 5,0; 3,3; 2,5 Å и т.д. На дифрактограммах наиболее отчетливо проявляется первый (9,8–10,1Å) и второй (4,9–5,0Å) базальные рефлексы. При насыщении глицерином, как и при нагревании до 550°С, рефлексы гидрослюды не изменяются и не смещаются.

Монтмориллонит встречен во многих образцах глинистой фракции. Часто он является преобладающим компонентом глин. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов монтмориллониту присущ базальный реф-

лекс 12–14 Å, изменчивость которого обусловлена различным составом поглощенного комплекса и неодинаковым содержанием связанной воды (Зхуэ, 1966). Наиболее отчетливая идентификация его производится в препаратах, насыщенных глицерином по четкому рефлексу 17,5–17,8 Å, уменьшающемуся при прокаливании до 10 Å.

Каолинит установлен в большом количестве изученных образцов чаще всего в виде примеси, но иногда присутствует как один из доминирующих компонентов фракции. Присутствие каолинита в глинистой фракции фиксируется на дифрактограммах природных ориентированных препаратов по базальным рефлексам первого (7,0–7,2 Å) и второго (3,5–3,56 Å) порядков. Интенсивность и положение этих пиков не меняются при насыщении образцов глицерином, но указанные отражения полностью исчезают при нагревании каолинитсодержащей глины до 550°С. В смеси с хлоритом, имеющим аналогичные значения своих базальных рефлексов второго (7 Å) и четвертого (3,5 Å) порядков, каолинит определяется после горячей обработки породы в 10%-ной соляной кислоте, в результате чего хлорит полностью разрушается, а каолинит остается неизменным.

Хлорит присутствует в виде примеси в большинстве исследованных проб. Довольно отчетливо идентифицируется на дифрактограммах в природном ориентированном препарате по серии рефлексов 13,8–14,0; 7,0–7,2 и 4,6–4,7 Å, сохранившихся при насыщении глицерином. После нагревания до 550°С интенсивность первого базального отражения обычно возрастает и становится равной 13,6–13,8, реже 14,0 Å. Большая интенсивность первого и третьего порядков отражений (что имеется во многих наших образцах) может указывать на повышенное содержание в хлорите железа (Рентгеновские методы..., 1955).

Шамозит (в широком смысле слова) включает глинистые, богатые железом минералы с каолинитовым типом кристаллической решетки и межплоскостным расстоянием в 7 Å (Милло, 1968). Под микроскопом он обладает чешуйчатым или микроагрегатным строением, зеленым или зеленовато-бурым оттенком, серыми цветами интерференции и показателями преломления, колеблющимися в широких пределах (1,600–1,680), слагает оолиты железных руд как оолитовой, так и псевдоолитовой структуры, а также мелкоагрегатный или чешуйчатый цемент руд. Обычно шамозит встречается совместно с гидроокислами и карбонатами железа, редко – с хлоритом (14 Å). Трудность идентификации шамозита заключается в его быстрой способности к окислению в водной суспензии и превращении в смесь аморфных или кристаллических гидроокислов железа. Поэтому приготовление ориентированных препаратов для дифрактометрии или просто выделение его из породы часто оказывается затруднительным.

На дебаеграммах неориентированных препаратов для шамозита характерно наличие рефлекса первого порядка (7,0–7,2 А) и ряда других линий, из которых наиболее распространена линия 2,6 Å (Мильнер, 1968).

Глауконит встречен в породах олигоцена северо-восточной части Устюрта и на Чаграйском плато. Он ясно виден под микроскопом в виде округлых полупрозрачных мелкоагрегатных зерен зеленого цвета размером до 0,15 мм. Средний показатель преломления изменяется обычно в пределах 1,620–1,630. Выделенные чистые глауконитовые фракции на дифрактограммах характеризуются резким базальным рефлексом первого (10–10,6 А) и третьего (3,3–3,5 Å) порядков. Второе базальное отражение 5 Å сильно ослаблено. При насыщении глицерином значение пика первого порядка сокращается до 9,9–10,0 Å, и появляются очень неясные мелкие пики в области 17–18 Å, исчезающие при прокаливании. Подобная картина свидетельствует о присутствии некоторого количества разбухающего компонента типа монтмориллонитовых слоев.

Смешаннослойный минерал монтмориллонит-гидрослюда обнаружен в большом количестве исследованных образцов олигоцен-нижнемиоценовых пород. Наиболее отчетливо идентификация смешаннослойных минералов монтмориллонит-гидрослюдистого состава производится по данным ренгеноструктурного анализа. На дифрактограммах ориентированных природных образцов

для него характерен базальный рефлекс первого порядка, в пределах 12,3–14,7 Å. При насыщении глицерином этот рефлекс увеличивается двояко: либо до 16,2–17 Å, либо до 18–19,5 Å, а при нагревании до 550°С сокращается до 9,8–10 Å, совпадая с отложением гидрослюды и монтмориллонита.

Исследования Б.П. Градусова (1972) дали возможность разделить монтмориллонит-гидрослюдистые минералы на четыре группы: 1) неупорядоченные смешаннослойные с рефлексами при насыщении больше 18 Å; 2) смешаннослойные с тенденцией к упорядоченности – рефлексы больше 10, но меньше 17 Å; 3) не вполне упорядоченные смешаннослойные, два определяющих рефлекса: между 10–17 и 25–27 Å; 4) упорядоченные смешаннослойные с базальным отражением 25–27 Å. Основываясь на этой классификации, можно отметить, что исследованные смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы олигоцен-нижнемиоценовой толщи Устюрта и Приаралья относятся к двум типам: а) неупорядоченных смешаннослойных с рефлексом при насыщении 18–19,5 Å и б) с тенденцией к упорядоченности с рефлексом 16,2–17,0 Å.

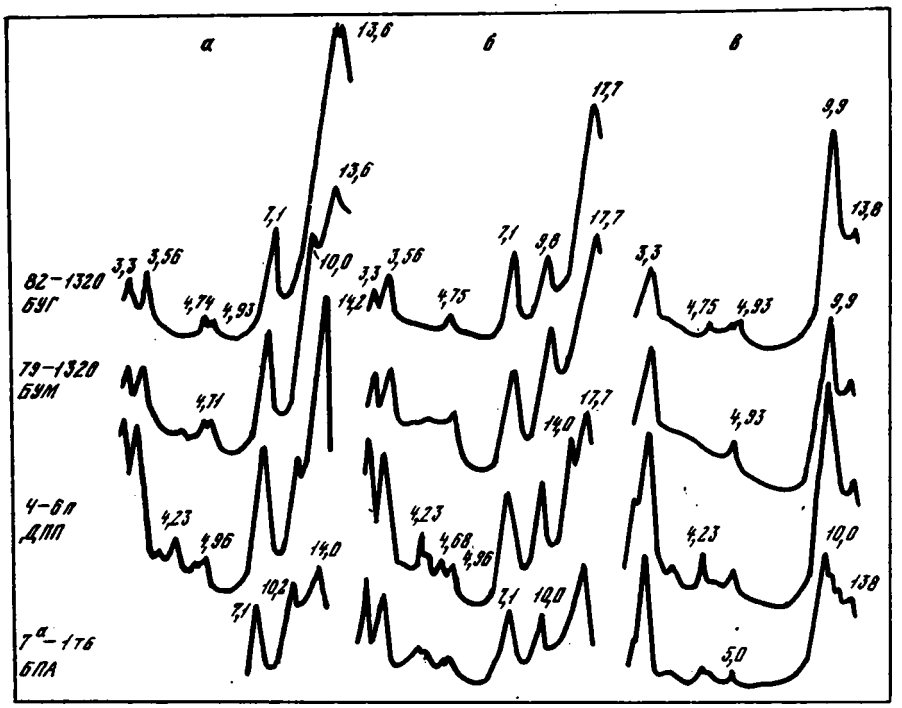
Смешаннослойный хлорит-вермикулит отмечен во многих образцах в виде незначительной примеси. По данным дифрактометрии, хлорит-вермикулит в природных ориентированных препаратах обладает рефлексами, весьма близкими к нормальному хлориту (13,8–14,2 Å), не изменяющимися при насыщении глицерином. Присутствие хлорит-вермикулита однозначно устанавливается на дифрактометрических кривых прокаленных образцов, где из-за удаления воды и значительного сокращения межплоскостных расстояний вермикулита при нагревании фиксируются отражения 12–13,2, а не 13,6–14 Å, как у хлорита. Часто данный рефлекс бывает неотчетливый, весьма широкий и состоит из серии мелких отражений в интервале 11–13,2 Å. Это свидетельствует о невысоком содержании вермикулитовых пакетов в минерале и крайней неупорядоченности их чередования со слоями хлорита.

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

По преобладанию тех или иных глинистых минералов во фракциях (0,001 мм) выделено семь естественных ассоциаций.

I ассоциация: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда с незначительной примесью хлорита (фиг. 14). Эта ассоциация распространена главным образом в подстилающих олигоцен-миоценовую толщу глинах и алевритах чаганской свиты верхнего миоцена как на Устюрте, так и в Приаралье. Кроме того, комплекс глинистых минералов рассматриваемой ассоциации отмечен в отдельных прослоях глин и алевритов нижнего и низов верхнего олигоцена. В этом случае довольно часто базальный рефлекс при насыщении глицерином у монтмориллонита увеличивается до 18 Å, чего не наблюдается у монтмориллонитов чеганских глин. Судя по интенсивности пиков на дифрактограммах, здесь несколько увеличивается содержание хлорита. Рассмотренная ассоциация глинистых минералов связана в разрезах с породами III ассоциации терригенных минералов (мезомиктово-кварцевая и полевошпат-кварцевая).

II ассоциация: смешаннослойный минерал состава монтмориллонит-гидрослюда с тенденцией к упорядоченности (16Å), гидрослюда, каолинит, примесь хлорита (фиг. 15). Обычно область распространения этой ассоциации охватывает нижние горизонты ащеайрыкской свиты в пределах наиболее прогнутых участков Северо-Устюртского прогиба. Кроме того, подобный смешаннослойный минерал совместно с каолинитом и гидрослюдой, но без хлорита встречен в наиболее древних зонах выветривания на чеганских глинах под отложениями ащеайрыкской свиты в Приаралье. В этом районе между эоценовыми и олигоценовыми слоями наблюдается отчетливый перерыв. Данный комплекс глинистых минералов связан в разрезах с III ассоциацией терригенных минералов.

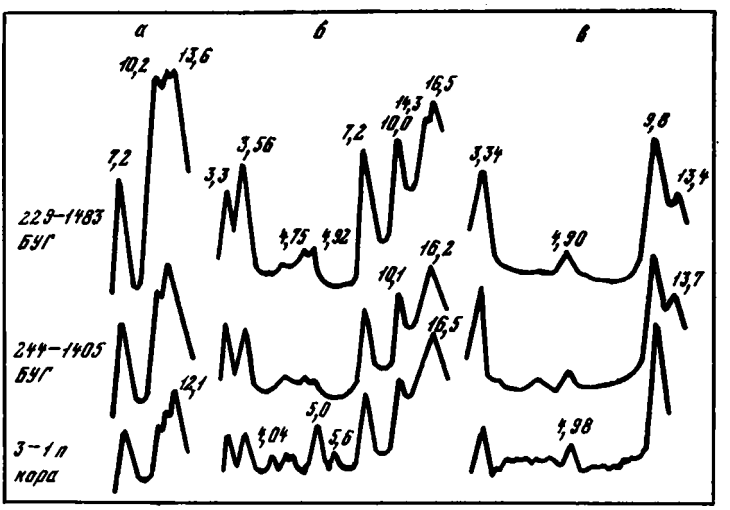


Фиг. 14. I ассоциация глинистых минералов
а – природный, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный до 550°С

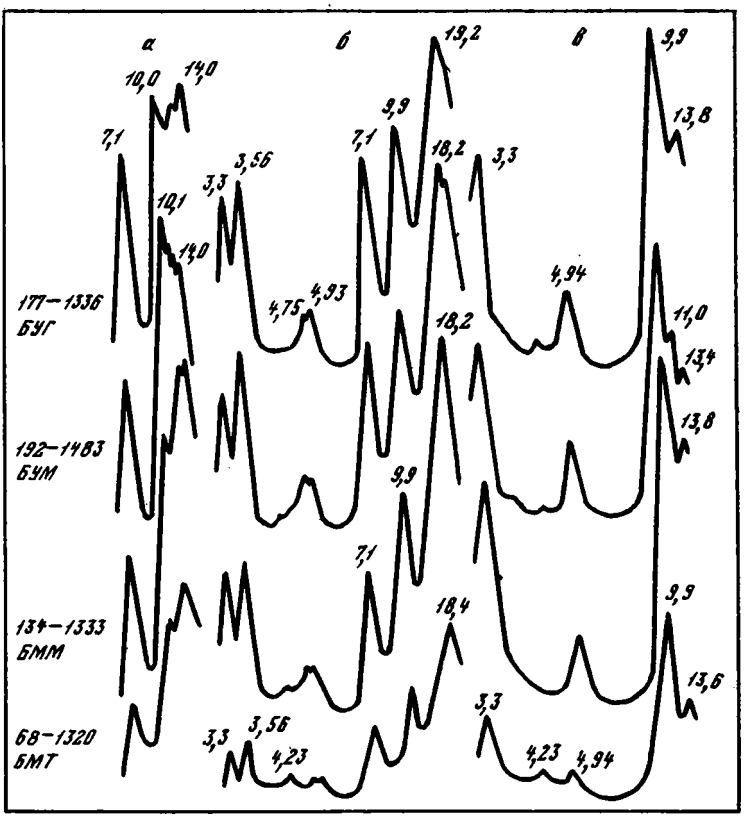
III ассоциация: неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда (18 Å), гидрослюда, каолинит и хлорит (фиг. 16). Эта ассоциация наиболее распространена в глинистых фракциях пород олигоцен-миоценовой толщи. Она отмечена в отложениях как верхнего, так и нижнего олигоцена. Крайне редко в данной ассоциации наряду с хлоритом или вместо него появляется смешаннослойный хлорит-вермикулит. Следует отметить, что на дифрактограммах некоторых образцов глин, отнесенных к этой ассоциации, отчетливо выявляется бо́льшая интенсивность пиков 7,1–7,2 и 3,5–3,6 Å, чем рефлексов 9,9–10,1 и 4,6–4,7 Å. На кривых, полученных после обработки образцов в 10%-ном растворе соляной кислоты, подобные отношения размеров пиков сохраняются. Это свидетельствует о преобладании в глинистых фракциях каолинита над гидрослюдой и хлоритом при постоянной ведущей роли в составе ассоциации неупорядоченного смешаннослойного минерала монтмориллонит-гидрослюда и дает возможность выделить в данном комплексе минералов две подассоциации: IIIА – с преобладанием гидрослюды над каолинитом (см. фиг. 16) и IIIБ – с преобладанием каолинита над гидрослюдой (фиг. 17).

IV ассоциация: глауконит, неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда, каолинит (фиг. 18). Особенностью этой ассоциации является наличие в ее составе глауконита. Она отчетливо приурочена к разрезам пород главным образом I и отчасти III ассоциации терригенных минералов. Количество зерен глауконита в осадках олигоценовой толщи часто составляет 20%, обогащаясь в отдельных прослоях до 30–40%. Выяснено, что дополнительным признаком выделения этой ассоциации по данным рентгеноструктурного анализа может служить наличие цеолитового минерала, который сопутствует глаукониту практически во всех образцах, где его содержание достигает 10%.

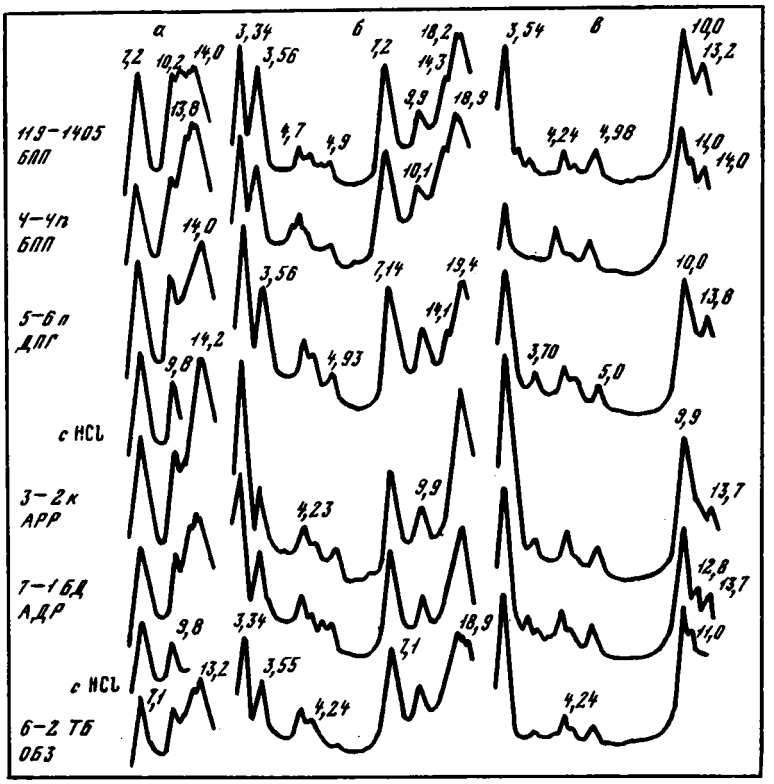
V ассоциация: шамозит (с гидрогётитом) (фиг. 19). Она распространена как в пределах Устюрта, так и в Приаралье в отложениях нижнего и верхнего



Фиг. 15. II ассоциация глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С



Фиг. 16. Подассоциация IIIА глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С

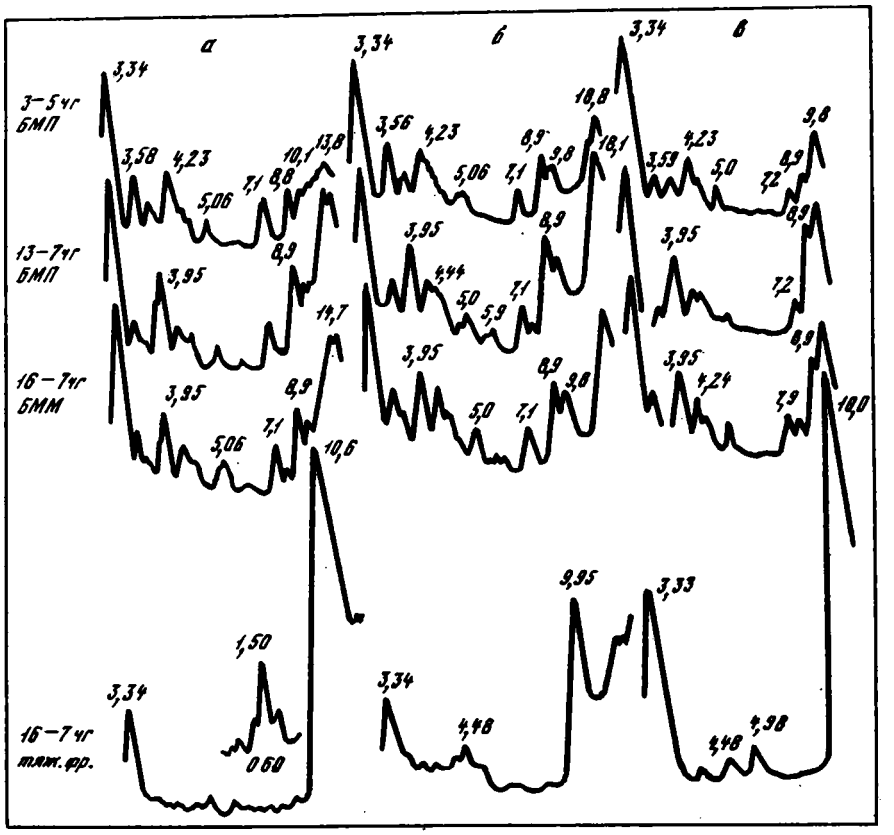


Фиг. 17. Подассоциация IIIБ глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С

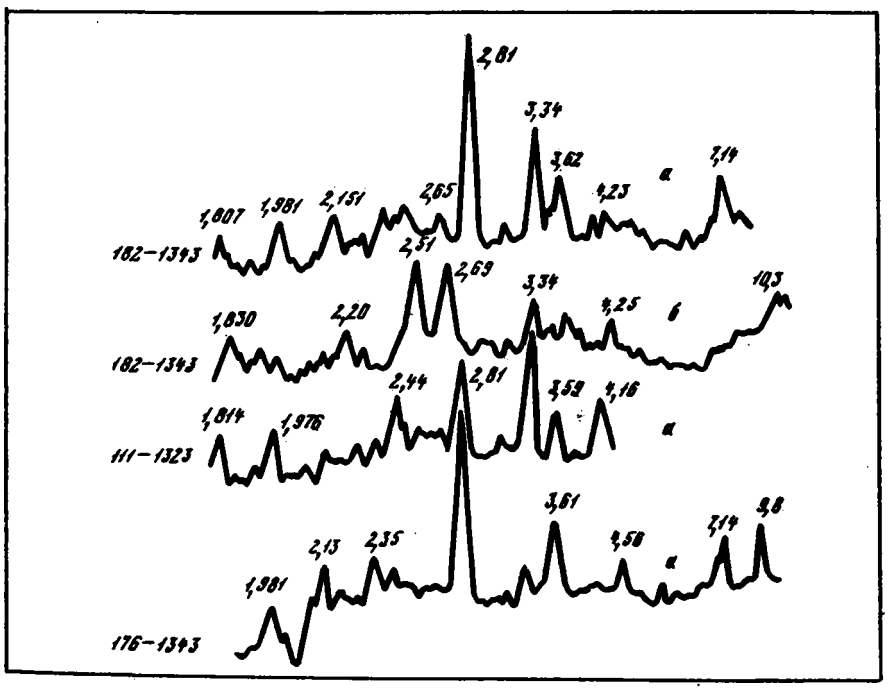
олигоцена. В нижнемиоценовых осадках указанная ассоциация отсутствует. Шамозит наряду с гидрогётитом и сидеритом образует ооидные стяжения или присутствует в виде цемента в железных рудах и прекрасно определяется микроскопически. На дифрактограммах, полученных из рудных прослоев или глин, тесно связанных с ними, помимо минерала с рефлексом в 7 Å можно отметить неясные пики: в 14 Å, присущий хлориту, 10 Å, свойственный гидрослюде, и повсеместно 4,16–4,20 Å, характерный для гидрогётита. Данная ассоциация связана в основном с породами III и меньше I ассоциаций терригенных минералов.

VI ассоциация: неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит–гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, гидрослюда. Особенность этой ассоциации заключается в полном отсутствии в ее составе хлорита и в приуроченности к отложениям западных частей района (Чаграйское плато). Отличия в составе минералов, слагающих данную ассоциацию, состоят в резком преобладании то смешаннослойного образования, то монтмориллонита. В первом случае комплекс таких минералов, как смешаннослойный, каолинит, гидрослюда, сближает ее с подассоциацией IIIА, а во втором случае комплекс монтмориллонит, каолинит, гидрослюда – с ассоциацией I. Поэтому и в VI ассоциации можно выделить две подассоциации: VIА – со смешаннослойным минералом (фиг. 20) и VIб – с монтмориллонитом (фиг. 21). Данная ассоциация тесно связана только с породами I ассоциации терригенных минералов.

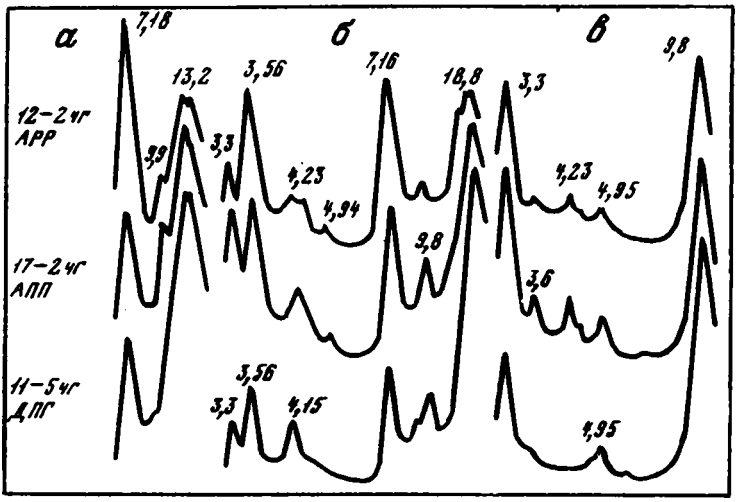
VII ассоциация: гидрослюда, каолинит с примесью неупорядоченного смешаннослойного монтмориллонит–гидрослюда (фиг. 22). Преобладающим минералом всегда является гидрослюда, в меньших количествах содержится каолинит, реже – неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит–гидрослюда



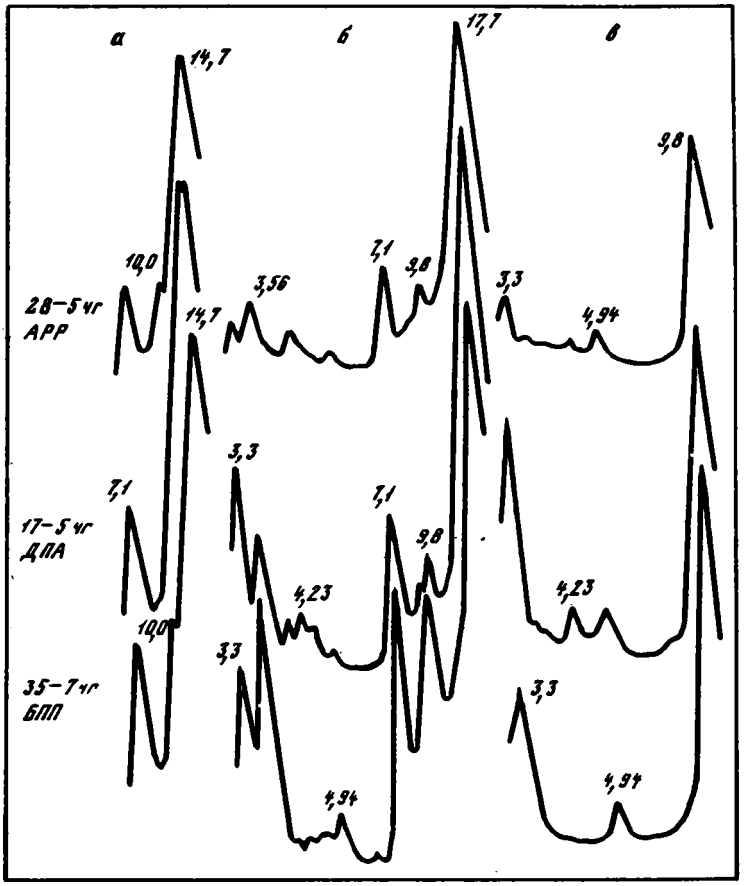
Фиг. 18. IV ассоциация глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С



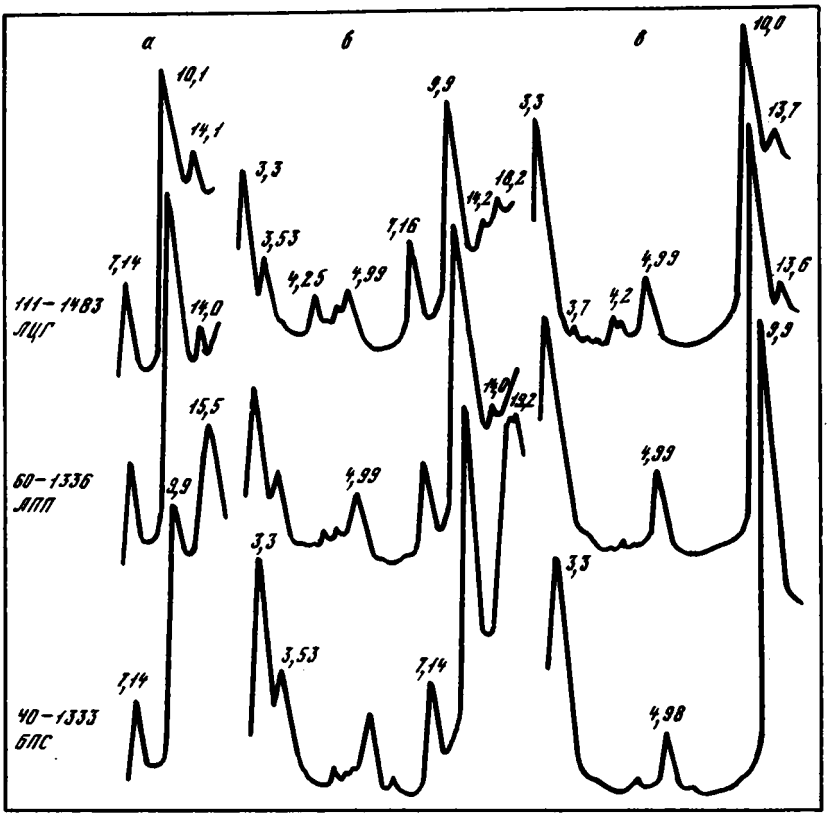
Фиг. 19. V ассоциация глинистых минералов (шамозит, гидрослюда, хлорит с постоянной примесью гидрогётита)
а – природный; б – насыщенный глицерином



Фиг. 20. Подассоциация VIA глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С



Фиг. 21. Подассоциация VIБ глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С



Фиг. 22. VII ассоциация глинистых минералов
а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный до 550°С

(18 Å). В некоторых случаях в малых количествах присутствует смешанно-слойный хлорит-вермикулит. В восточных районах территории, как правило, несколько возрастает количество смешанослойного минерала монтмориллонит-гидрослюда. Возрастной интервал распространения данной ассоциации ограничивается аральской свитой, и она отчетливо связана только с терригенными породами II ассоциации.

КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Карбонатные минералы в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях Устюрта и Приаралья распространены незначительно. Они слагают главным образом конкреционные образования, цементируют алевриты, песчаники и железные руды и являются явно постседиментационными. Исключение составляют разрезы аральской свиты в Приаралье, сложенные часто более чем на 50% различного типа известняками (пелитоморфными, органогенно-пелитоморфными, детритово-пелитоморфными и др.) и мергелями. Из карбонатных минералов здесь главную роль играет кальцит (до 90%) при постоянном содержании доломита (2-8%), в незначительном количестве находятся сидерит и родохрозит (не более 1%).

Отдельные карбонатные минералы будут описаны нами в гл. VIII ("Полезные ископаемые"), так как они часто являются одними из породообразующих компонентов железных руд. В данном же разделе мы рассмотрим их естественные парагенезы, образующие конкреционные скопления. В минеральном составе конкреций преобладает обычно один из компонентов (60-80%) –

	Возраст	Фация	№ обр.	$CaCO_3$	$MnCO_3$	$FeCO_3$	$MgCO_3$	МНО	Кривые ДТА
									200° 400° 600° 800° 1000° С
	N_1^1ar	БПС	151/1983	81,5	0,9	8,1	9,4	29,7	
	N_1^1ar	БММ	138/1983	96,8	—	—	3,2	49,5	
	N_1^1ar	БПП	118/1984	73,7	—	7,0	19,3	29,8	
а	P_3^3bg	БУМ	167А/1985	80,9	—	5,5	13,6	33,3	
	P_3^3bg	БУГ	145/1511	89,4	—	8,2	2,4	43,6	
	P_3^2sl	БУМ	210А/1983	81,0	0,1	13,5	5,4	26,7	
	$P_3^1asc^V$	БУГ	221/1983	90,5	—	6,7	2,8	39,3	
	P_3^3bg	БММ	149/1984	41,3	0,9	40,6	17,0	27,0	
б	P_3^3bg	БММ	165А/1984	64,2	—	16,4	19,8	40,1	
	P_3^3bg	БУМ	171/1984	35,2	4,0	51,6	9,2	17,2	
	N_1^1ar	БММ	133А/1511	8,4	2,4	77,4	9,5	32,8	
	N_1^1ar	ДПП	190А/1983	7,2	—	87,6	5,2	23,3	
	P_3^3bg	БММ	168/1507	8,1	2,0	74,4	15,5	44,8	
	P_3^2sl	БУГ	179А/1507	7,3	3,0	8	5,4	45,3	
в	$P_3^1asc^V$	БМТ	207/1587	9,6	2,0	80,5	8,9	23,4	
	$P_3^1asc^V$	БУМ	229А/1983	6,9	2,1	77,7	13,3	24,0	
	$P_3^1asc^V$	БУМ	223А/1984	12,4	1,0	74,9	11,7	32,0	
	$P_3^1asc^V$	БУМ	271/1511	7,0	1,3	84,1	7,6	7,7	
	$P_3^1asc^V$	БУМ	202/1507	9,5	2,5	79,4	8,6	17,7	
	$P_3^1asc^V$	БУГ	228/1511	7,3	2,5	77,2	12,9	20,6	

Фиг. 23. Типы карбонатных конкреций олигоцен-миоценовых отложений Устюрта и Приаралья

а – кальцитовые; б – анкеритовые; в – сидеритовые

сидерит, кальцит или анкерит с примесью доломита или родохрозита. Поэтому соответственно нами выделены сидеритовые, кальцитовые, кальцит-доломитовые и анкеритовые типы конкреций (фиг. 23).

Сидеритовые конкреции представляют собой тела либо мелкие округлые или лепешковидные, обычно бурые с поверхности, очень плотные, либо крупные плитообразные. В них сохраняется первичная текстура, характерная для вмещающей породы. Микроскопически сидеритовые конкреции – это пелитоморфная, иногда слабо ожелезненная масса с различным содержанием обло-

мочных кварцевых зерен или микросферолитовый агрегат с выделением по порам более крупных кристаллов крустификационного типа. По данным химического анализа они на 70–85% (здесь и далее в пересчете на 100% карбонатов) состоят из $FeCO_3$ при постоянной примеси $CaCO_3$ (6–12%), $MnCO_3$ (до 3%) и $MgCO_3$ (2–12%). На кривых дифференциального термического анализа для них характерен резкий эндотермический эффект при 500–600°С, сопровождающийся экзотермическим эффектом при 600–650°С. При повышенных содержаниях $CaCO_3$ или $MgCO_3$ наблюдаются прогибы кривой при 700–800°С. С сидеритовыми конкрециями на Устюрте связано некоторое увеличение содержания фосфата кальция (до 5%).

Кальцитовые и кальцит-доломитовые конкреции встречаются в виде мелких округлых, серых с поверхности и на сколе стяжений или слагают довольно протяженные плотные линзы и пластообразные тела с сохранением первичной текстуры вмещающей породы. Они состоят в основном из $CaCO_3$ (70–90%) с постоянной примесью $FeCO_3$ (5–12%) и $MnCO_3$ (до 2%). Содержание $MgCO_3$ в рассматриваемых образованиях нередко доходит до 19%, обычно же оно составляет 5–10%. При повышенном содержании карбоната магния эти конкреции относятся к кальцит-доломитовому типу.

Как кальцитовые, так и кальцит-доломитовые конкреции обладают близким видом кривых ДТА с интенсивным эндотермическим эффектом в области 830–880°С и сопутствующим ему пиком 750–800°С. Первый связан с разложением кальциевого, второй – магниевого карбонатных компонентов. При малых содержаниях $MgCO_3$ его пик расположен ближе к пику кальцита или сливается с ним. При увеличении количества $MgCO_3$ эффект смещается в область меньших температур и отделяется экзотермой от пика кальцита. Увеличение содержания $FeCO_3$ влечет за собой появление на кривых плавного понижения при 500–580°С. Кальцитовые и кальцит-доломитовые конкреции в большинстве своем либо полностью, либо частично перекристаллизованы. Цемент их в таком случае бывает крупнокристаллический, базальный, соприкосновения, поровый, крустификационный или напоминает пойкилитовый.

Анкеритовые конкреции состоят из $CaCO_3$ (35–55%), $FeCO_3$ (16–50%), $MgCO_3$ (10–20%) и $MnCO_3$ (0,1–4%). На кривых ДТА для них характерны три эндотермических эффекта: при 510–550, 600–700 и 830–900°С, каждый из которых соответствует разложению железистого, магниевого и кальциевого карбонатов.

Судя по текстурно-структурным особенностям всех карбонатных конкреций, они являются диагенетическими и изменены наложенными позднее процессами.

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Помимо фосфатов, встречающихся в железорудных прослоях, в карбонатизированных алевролитах соленовского горизонта (овраг Ащесай, обнажение 4Д) были обнаружены округлые со скульптурной поверхностью конкреции анапаита. Подробно их состав и строение исследованы В.А. Броневым (Броневой, Доминиковская, 1971). В конкрециях анапаит встречается в виде мелких прозрачных таблитчатых кристаллов или лучистых агрегатов. Формула минерала, полученная В.А. Броневым, $(Ca_{2,012}Cr_{0,004})_{2,016} \cdot (Fe''_{1,000}Mg_{0,008})_{1,008} \cdot (PO_4)_{1,983} \cdot (OH)_{0,099} \cdot 4{,}418\ H_2O$, весьма близка к стандартной формуле анапаита $(Ca_2Fe) \cdot (PO_4)_2 \cdot 4H_2O$. Содержание P_2O_5 в конкрециях изменяется от 15 до 18,5%, CaO – от 7 до 11,6%, FeO – от 3,8 до 4,9%, CO_2 – от 2,5 до 9,5%, а во вмещающей породе P_2O_5 составляет 0,7–1,6%, CaO – 28–30%, FeO – 2,6–3,0%, CO_2 – 21–23%.

Проведенный нами рентгеноструктурный анализ показал, что для анапаита характерны рефлексы 6,24; 3,73; 3,17; 3,12; 2,84; 2,48; 1,96; 1,75 Å, что практически аналогично анапаиту из Месселя (Васильев и др.,

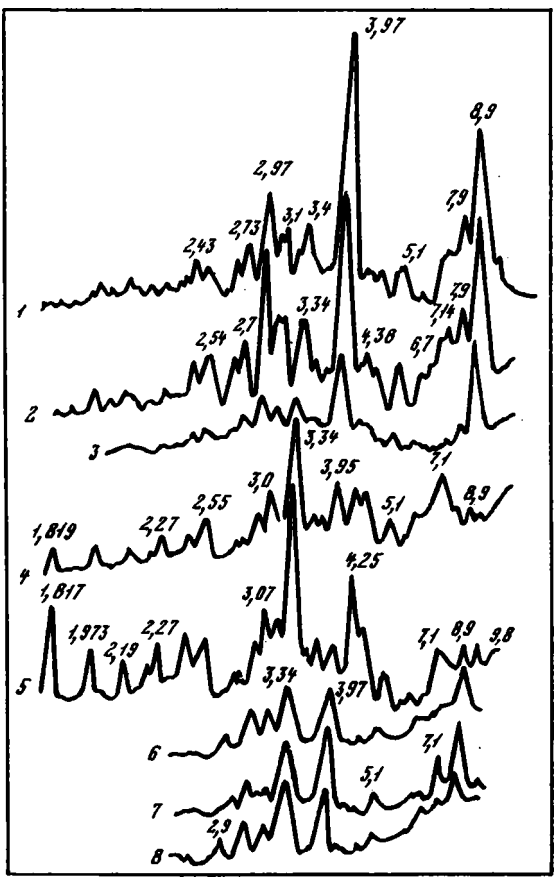
1974). Все конкреции отчетливо приурочены к алевритовым осадкам прибрежной заливно-лагунной зоны морского бассейна. Как считает В.А. Броцевой, они образовались из богатых фосфатных гелевых гел, раскристаллизованных в раннем диагенезе.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолитовый минерал встречен в нижнеолигоценовых отложениях (ащеайрыкская свита) на территории Чаграйского плато в Северо-Западном Приаралье. Он не формирует обособленных скоплений и равномерно распределен в глинистой цементирующей массе алевритов, песков и песчаников в виде удлиненно-призматических прозрачных кристаллов размером 0,01-0,07 мм в количестве 15-20% (от объема цемента). Средний показатель преломления кристаллов, замеренный под микроскопом в иммерсионных препаратах, равен 1,490-1,510. Двупреломление, слабо улавливаемое при относительно больших увеличениях, очень низкое и характеризуется серыми тонами.

В ряде работ, посвященных изучению цеолитов, имеются данные, свидетельствующие о нахождении в одних и тех же образцах разных по составу минералов (Запорожцева и др., 1963; Михайлов, Кринари, 1970; Sudo e.a., 1962). Учитывая это, мы разделили в тяжелой жидкости М-45 по удельному весу с помощью центрифуги цеолиты на ряд фракций (2,10-2,20; 2,20-2,25; 2,25-2,30; 2,30-2,35; 2,35-2,43 и больше 2,43 г/см^3). Результаты дифрактометрического анализа большинства из них приведены на фиг. 24. Как видно, во всех фракциях устанавливается только один цеолит с рефлексами: 8,9; 7,9; 3,95-3,96; 2,95-2,98 Å. Судя по этим данным, мы имеем дело с минералом из группы гейландита, скорее всего с клиноптилолитом (Дир и др., 1966). Сопоставление выделенного минерала с клиноптилолитом из вулканогенных пород Туркмении (Михайлов, Кринари, 1970) и Калифорнии (Mumpton, 1960) также указывает на их идентичность.

Цеолитовый минерал, относимый нами к клиноптилолиту, устанавливается только в отложениях открытого подвижного мелководья, ассоциируясь с глауконитом. Приуроченность цеолитизации только к породам определенной фации позволяет предположить, что цеолитообразование происходило за счет иловых растворов в период диа-



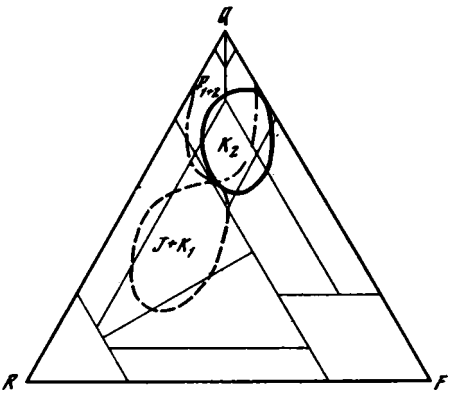
Фиг. 24. Дифрактограммы цеолитового минерала; фракции, г/см^3
1 - 2,20-2,25; 2 - 2,25-2,30; 3 - 2,30-2,35; 4 - 2,35-2,43; 5 - > 2,43; 6 - клиноптилолит из Калифорнии (Mumton, 1960); 7-8 - клиноптилолит из эоценовых отложений Туркмении (Михайлов, Кринари, 1970)

генеза в щелочной среде при достаточной концентрации в иле катионов и окиси кремния (Сендеров, 1970).

Кроме представленных выше минералов, в олигоценовых отложениях Северного Устюрта и Северного Приаралья встречены гидрогётит, некоторые фосфаты, опал, халцедон, сульфиды железа и др.

ОБЛАСТИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Судя по вещественному составу терригенных и глинистых минералов, обломков пород, а также тяжелых фракций, отложения олигоцен–миоцена образовались за счет размыва вулканогенных и магматических пород от кислого до основного состава, метаморфических образований, представленных различными гнейсами и сланцами, монтмориллонитовых кор выветривания и осадочных пород. Наиболее вероятная область питания для рассматриваемого района в олигоценовое время располагалась в пределах южной части восточного склона Уральского хребта, сложенного разнообразными комплексами магматических, эффузивных и метаморфических пород. Дополнительными критериями, однозначно свидетельствующими о расположении питающей провинции в олигоцене к северу от Северного Приаралья, являются общее изменение фациального состава осадков от относительно глубоководных на юге до прибрежно–морс-



Фиг. 25. Состав терригенных пород мезозоя и палеогена Северного Устюрта, по В.И. Муравьеву (Булекбаев и др., 1970)

ких и континентальных на севере, субмеридиональная вытянутость эрозионных нижнеолигоценовых долин, направление падения косых слойков в аллювиальных и дельтовых отложениях в пределах южных румбов.

В связи с общей регрессией в конце эоцена–начале олигоцена и воздыманием района снос обломочного материала мог происходить не только с Южного Урала, но и с прилегающих к нему западной и юго-западной частей Тургайского прогиба. В песчано–алевритовых породах олигоцена встречается как очень хорошо окатанный, так и резко угловатый обломочный материал. Это дает возможность предположить, что рассматриваемые породы образовались за счет поступления обломков из двух источников: во–первых, из разрушающихся магматических и метаморфических пород Южного Урала, во–вторых, – из более древних, чем олигоценовые, осадочных, преимущественно кварцевых отложений.

По данным В.И. Муравьева (Булекбаев и др., 1970), породы верхней части саксаульской свиты (верхний эоцен) характеризуются дистен–ставролит–силлиманитовой ассоциацией акцессорных минералов (табл. 10, № 4–6), а нижняя часть этой свиты отличается повышенными содержаниями циркона и рутила (табл. 10, № 7–9). В олигоценовых отложениях Восточного Приаралья в тяжелых фракциях увеличено количество зерен дистена, ставролита, силлиманита и циркона при постоянном присутствии характерного для всей территории комплекса минералов. Подобные особенности минерального состава песков могут свидетельствовать о поступлении определенной доли обломочного материала из эоценовых пород. Наличие местных источников сноса в течение олиго-

Таблица 10

Состав тяжелых фракций мел-палеогеновых пород Приаралья

№ п/п	Возраст	№ обр.	Минерал														
			Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Циркон	Гранат	Рутил	Турмалин	Дистен	Ставролит	Силлиманит	Эпидот	Андалузит	Апатит	Сфен	Роговая обманка
1	P_2^3cg	32/834	+	36	7	4	3	1	2	2	1	1	39	–	1	2	1
2		23/87	2	23	3	5	3	2	2	1	–	–	56	–	–	2	1
3		98/502	+	43	2	8	5	1	2	3	2	3	28	–	+	+	+
4	$P_2^3sk_2$	37/834	–	4	7	–	3	–	–	9	42	34	–	+	–	–	–
5		96/502	–	44	+	3	12	2	2	9	4	21	+	–	+	1	–
6		10/910	+	30	1	5	6	6	4	13	8	23	1	+	+	1	–
7	$P_2^3sk_1$	459/2	2	24	2	10	16	7	2	6	8	–	2	–	1	10	–
8		30/910	–	35	3	17	9	2	4	4	3	5	10	–	+	5	+
9		76/769	1	28	4	16	14	10	8	4	3	–	–	–	–	8	–
10	P_2^2ts	43/834	–	6	3	41	23	12	2	4	5	–	–	–	–	3	–
11		59/41	+	37	3	28	13	7	4	3	1	–	1	–	–	2	–
12		73/760	1	28	4	16	14	10	8	4	3	–	–	–	+	8	–
13	K_{1-2}	84/502	2	22	+	4	1	+	1	–	+	–	61	–	1	5	1
14		83/502	7	19	1	7	+	1	4	–	–	–	51	–	–	4	–

цена подтверждается присутствием прослоев мергельных гравелитов в нижнеолигоценовой толще, обломочная часть которых, без сомнения, образовывалась за счет разрушения карбонатных конкреций, содержащихся в глинах чеганской (верхнеэоценовой) свиты (Формозова, 1959).

Судя по морфологическим особенностям зерен кварца и распределению минералов тяжелых фракций в песках северо-западной и восточной частей территории, а также приуроченности к ним различных терригенных акцессориев, можно сказать, что роль магматических и метаморфических пород Урала и осадочных пород Тургая в формировании олигоцен-миоценовых осадков первого и второго районов была различна.

Для северо-западной площади большая часть обломочного материала поступала из района Мугоджарских гор, несколько меньшая, - по-видимому, из окаймлявших эту область мел-палеогеновых пород. Для восточных же частей Приаралья источником сноса наряду с Урало-Тобольской геоантиклинальной зоной были песчано-глинистые эоценовые образования Южного Тургая. Не исключено, что в эпохи максимального поднятия в область питания вовлекалась не только территория всей южной части Тургайского прогиба, но и значительные площади Северного Приаралья.

В верхнем олигоцене - нижнем миоцене при интенсивных регрессиях в пределах Северного Приаралья размывались не только эоценовые, но и уже литифицированные к тому времени нижнеолигоценовые отложения. Другими словами, в течение олигоценового времени происходили частичный перемыв и переотложение ранее образовавшихся эоценовых или даже олигоценовых осадков с периодическим добавлением различного количества более незрелого материала из области Южного Урала. На существование подобного процесса косвенно указывает изменение терригенных ассоциаций от менее зрелых к более зрелым с юры до палеогена (фиг. 25).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ НА СЕВЕРНОМ УСТЮРТЕ И СЕВЕРНОМ ПРИАРАЛЬЕ

Проведенные минералогические и литолого-фациальные исследования с анализом циклического строения разрезов позволили воссоздать общую палеогеографическую обстановку и условия седиментации в олигоценовое и нижнемиоценовое время на территории Северо-Восточного Устюрта и Северного Приаралья.

Согласно исследованиям А.Л. Яншина (1953), В.В. Лаврова (1957), З.К. Булекбаева и др. (1970) и других геологов, Северный Устюрт и Приаралье в течение раннего и среднего палеогена являлись областью накопления морских отложений.

В чеганское время рассматриваемая территория была покрыта морем, занимавшим обширные пространства Западной Сибири, Казахстана, Тургайского прогиба, Мангышлака и соединявшимся на западе с морским бассейном юга Русской платформы. Тонкие глинистые осадки удаленных от побережья зон моря распространялись в наиболее прогнутых участках Северо-Устюртского прогиба и южной части Челкарского прогиба (Кашкаратинская мульда). Севернее, в Приаралье и на Чаграйском плато, накапливались алеврито-глинистые отложения малоподвижных участков удаленных от побережья зон моря (фиг. 26). По данным В.В. Лаврова (1957, 1959), А.Л. Яншина (1953) и других, чеганскому времени были свойственны относительно спокойные, стабильные тектонические условия и как следствие этого - распространение преимущественно глинистых осадков на обширной территории, слабые морские течения, участками застойность и сероводородное заражение даже вблизи береговой линии. Климат этого времени был относительно влажным, гумидным, близким к субтропическому.

В конце эоцена, в самом начале раннего олигоцена территория Приаралья и Устюрта, как и большая часть юга Западной Сибири, Центрального Казахстана и Тургая, испытала значительное поднятие и размыв. Площади, занятые морем, резко сокращаются, и область аккумуляции типично морских осадков сохраняется лишь в Северо-Устюртском прогибе и на юге Челкарского прогиба.

Начавшаяся вслед за тем в начале ашеайрыкского времени постепенная трансгрессия охватила прежде всего центральные участки крупных прогибов района (фиг. 27). Как и в верхнем эоцене, наиболее тонкие глинистые осадки, распространенные в самых прогнутых структурах территории (Матайкумской, Косбулакской и Кашкаратинской синклиналях), окаймлялись алеврито-глинистыми отложениями слабоподвижных участков наиболее удаленных от побережья зон моря. Подобные образования отлагались также на многочисленных поднятиях (Чукудукская, Аккулковская, Кызылойская, Базайская и другие антиклинали). Вблизи побережья была распространена незначительная по ширине зона более крупнозернистых мелководноморских осадков. Практически все Северное Приаралье, северная часть Челкарского прогиба и Чаграйское плато в начале раннего олигоцена представляли собой слабо расчлененную, незначительно приподнятую над уровнем моря прибрежную аллювиально-дельтовую равнину. Основным источником сноса терригенного материала в это время служили главным образом слагающие территорию эоценовые породы и развитые на них зоны

выветривания при подчиненной роли удаленной от области аккумуляции Южно-Уральской питающей провинции. Малая амплитуда тектонических движений в области сноса и общий алеврито-глинистый состав размывающих пород обусловили в целом тонкозернистый характер морских осадков и относительно узкую полосу распространения песчано-алевритовых мелководных и прибрежных отложений.

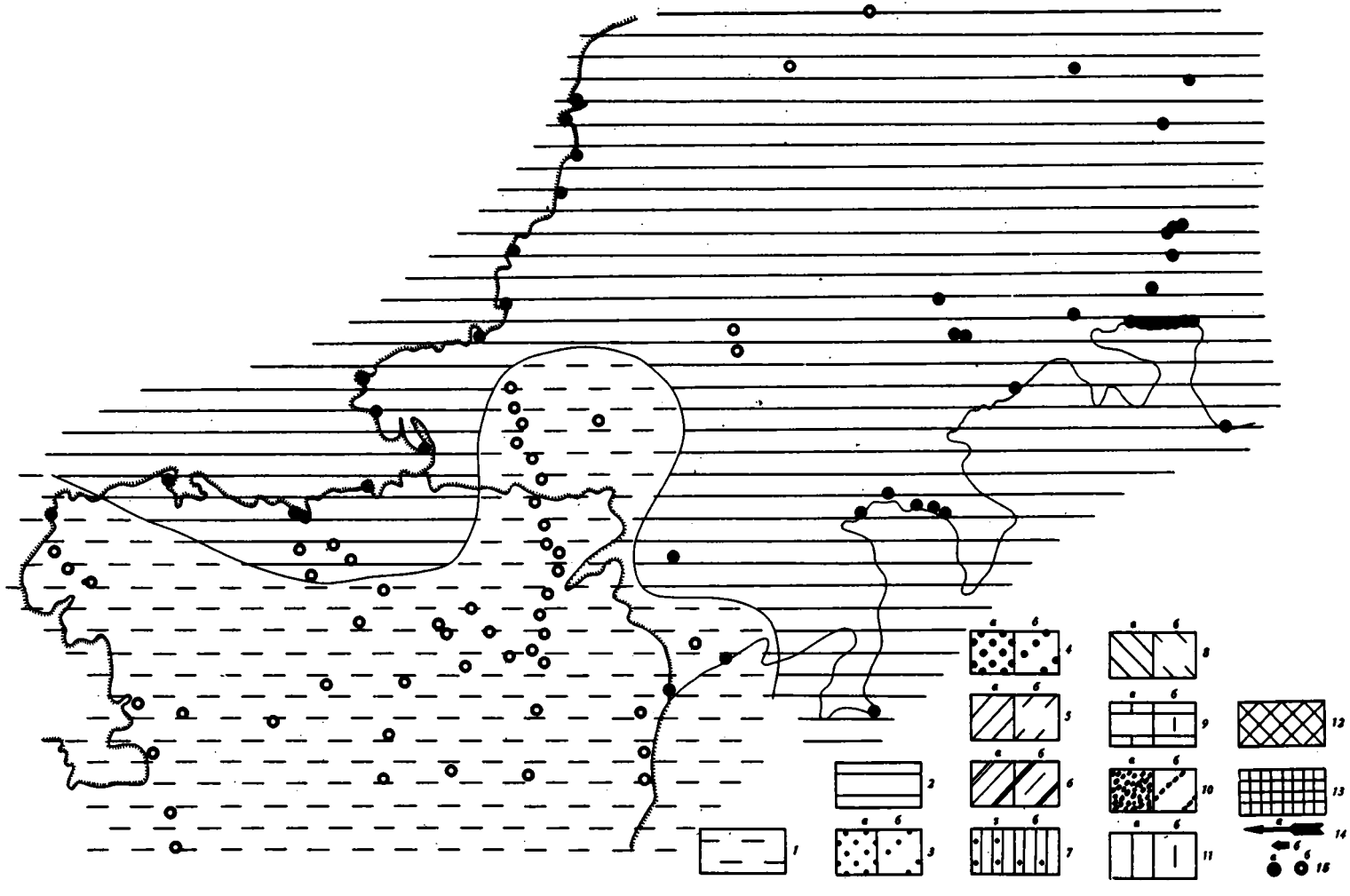
Крупные эрозионные долины, выработанные в начале раннего олигоцена и заполненные в основном аллювиально-дельтовыми осадками, обнаружены в Тугузской и Чокусинской синклиналях. Их глубина относительно поверхности эоцена изменяется от 20 до 70–80 м при ширине от 1 км до нескольких десятков километров. Аналогичных образований на севере Челкарского прогиба и на Чаграйском плато не встречено. С подобными долинами, врезанными в чеганские глины в Северном Приаралье, связаны некоторые месторождения железных руд (Кок-Булак, Кара-Сандык, Ак-Чоку, северный берег залива Тще-Бас). Кроме того, тонкие прослои оолитовых железных руд встречены на северном крыле Кашкаратинской мульды и в Тюлькубайском структурном заливе.

Постепенное расширение границ морского бассейна с юга на север в начале ашеайрыкского времени наиболее отчетливо проявлялось лишь в пределах Челкарского прогиба. Северное Приаралье в этот момент не испытывало значительных опусканий, и здесь длительный период сохранялся ландшафт прибрежной аллювиально-дельтовой равнины. В этом районе, по-видимому, имели место лишь незначительные мелкие ингрессии моря по приустьевым участкам речных долин с образованием заливов и эстуариев, где формировались прибрежно-морские и дельтовые месторождения железных руд, впоследствии при регрессии размытые выдвинувшейся в море дельтой или руслом реки.

В середине ашеайрыкского времени на Северном Устюрте и Северном Приаралье отмечается кратковременная регрессия (конец I мезоцикла) и следующая за ней обширная трансгрессия (начало II мезоцикла). Морской бассейн распространился далеко на север вдоль оси Челкарского прогиба (фиг. 28) и в виде относительно крупных заливов – в южных частях Тугузской и Чокусинской синклиналей. Увеличение интенсивности восходящих движений в области сноса (Южный Урал и прилегающие к нему участки Тургайского прогиба) явилось причиной поступления большого объема терригенного песчано-алевритового материала. Вследствие этого, несмотря на значительное прогибание области аккумуляции и расширение границ бассейна, площадь распространения наиболее тонких глинистых и алеврито-глинистых осадков удаленных от побережья зон моря не только не увеличилась, а местами уменьшилась за счет участков распространения более крупнозернистого материала. Область наиболее удаленных от побережья спокойных обстановок осадконакопления была распространена в это время в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба и в центре Кашкаратинской мульды.

На обширной площади северного крыла Северо-Устюртского и Челкарского прогибов накапливались песчано-алевритовые мелководные осадки. Наиболее крупнозернистые отложения в виде баров, кос, подводных валов и пересыпей были распространены не только в непосредственной близости к береговой линии, но и на приподнятых в это время сводах Базайской, Аккулковской и Кызылойской антиклиналей. Незначительные локальные размывы, обнаруженные в толще нижнего олигоцена на этих структурах, позволяют предположить наличие здесь в это время крупных отмелей, отделявших Челкарский прогиб от Северо-Устюртского. Неравномерность и частая смена направления тектонических движений создали предпосылки для образования в середине раннего олигоцена широкой приморской равнины, периодически осушавшейся и заливавшейся морем. Она характеризовалась выровненным рельефом, обилием различных по площади водоемов, дельт, речных потоков, мелких болот. Водоемы приморской равнины были частично обособлены и удалены от побережья, образуя различные по величине озера, либо в той или иной мере соединялись с морем.

Следует отметить, что алеврито-глинистые осадки обособленных пресноводных озер и соединенных с морем заливов и солоноватоводных лагун практически аналогичны и трудно отличимы друг от друга. Это обстоятельство, а так-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

же очень быстрая фациальная изменчивость разрезов, сложенных отложениями приморской равнины, заставили нас объединить весь этот комплекс осадков и выделить на палеогеографических схемах единую зону приморской прибрежной равнины с сильно изрезанной заливно-лагунной береговой линией. Подобный ландшафт был распространен в Северном Приаралье во второй половине ашеайрыкского времени, сменив существовавшую здесь ранее алловиально-дельтовую расчлененную равнину.

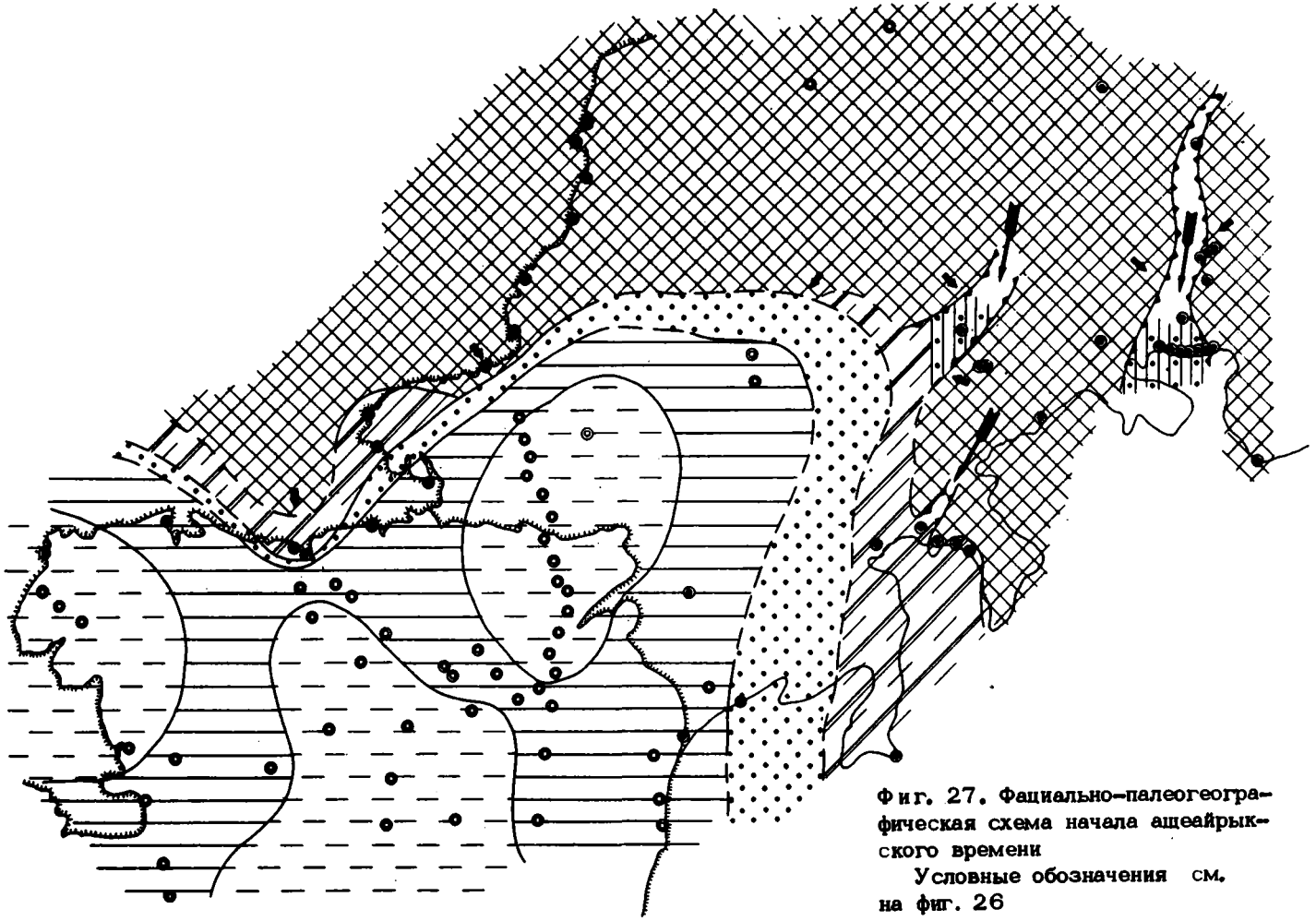
Ингрессии морского бассейна в пределах Чокусинской и Тугузской синклиналей при периодической смене знака тектонических движений и относительно невысокой скорости прогибания привели к появлению системы небольших мелководных водоемов, которые то изолировались, то соединялись с морем. Следствием такого обилия заливов и лагун в прибрежной зоне моря и частого обособления их в озера явилась очень сильная изрезанность береговой линии и, возможно, появление около нее широкой отмельно-островной зоны. Такой морфологической особенностью этого ландшафта и динамикой его развития легко объясняются пестрота фациального состава разрезов олигоцена, практическая тождественность озерных и заливных осадков, появление в них морской фауны наряду с солоноватоводной и пресноводной.

Во второй половине ашеайрыкского времени в Северном Приаралье и на Северном Устюрте в разных фациях формировались оолитовые железные руды. К таким районам относятся: Кашкаратинская синклиналь, Тюлькубайский структурный залив, южные крылья Кызылойской и Аккулковской антиклиналей. В Приаралье происходило образование главным образом дельтовых месторождений, таких как Кок-Булак, Кара-Сандык, некоторые рудопроявления по северным берегам заливов Паскевича, Тще-Бас и др. Кроме того, не исключена возможность довольно широкого развития в Приаралье и прибрежно-морских заливно-лагунных рудных залежей (северный берег залива Тще-Бас). Наиболее мощные прослои и линзы руд в нижнеолигоценовой толще приурочены в основном к нижним и верхним частям второго мезоцикла, к начальному этапу трансгрессивной и завершающему этапу регрессивной стадии.

В конце ашеайрыкского времени отмечается общее погрубение всех отложений, смещение области мелководных песчано-алевритовых осадков в сторону осевой зоны Северо-Устюртского прогиба, сокращение площади морского бассейна и прибрежной равнины. На мелководье на северном крыле Северо-Устюртского и юге Челкарского прогибов, а также на юге Чаграйского плато в это время накапливались мощные пачки оолитовых железных руд. Некоторые участки Северного Прикаралья и севера Челкарского прогиба испытывали слабый размыв. Максимум регрессии отмечался в самом начале соленовского времени (границы II и III мезоциклов), после чего наступила новая трансгрессивная фаза

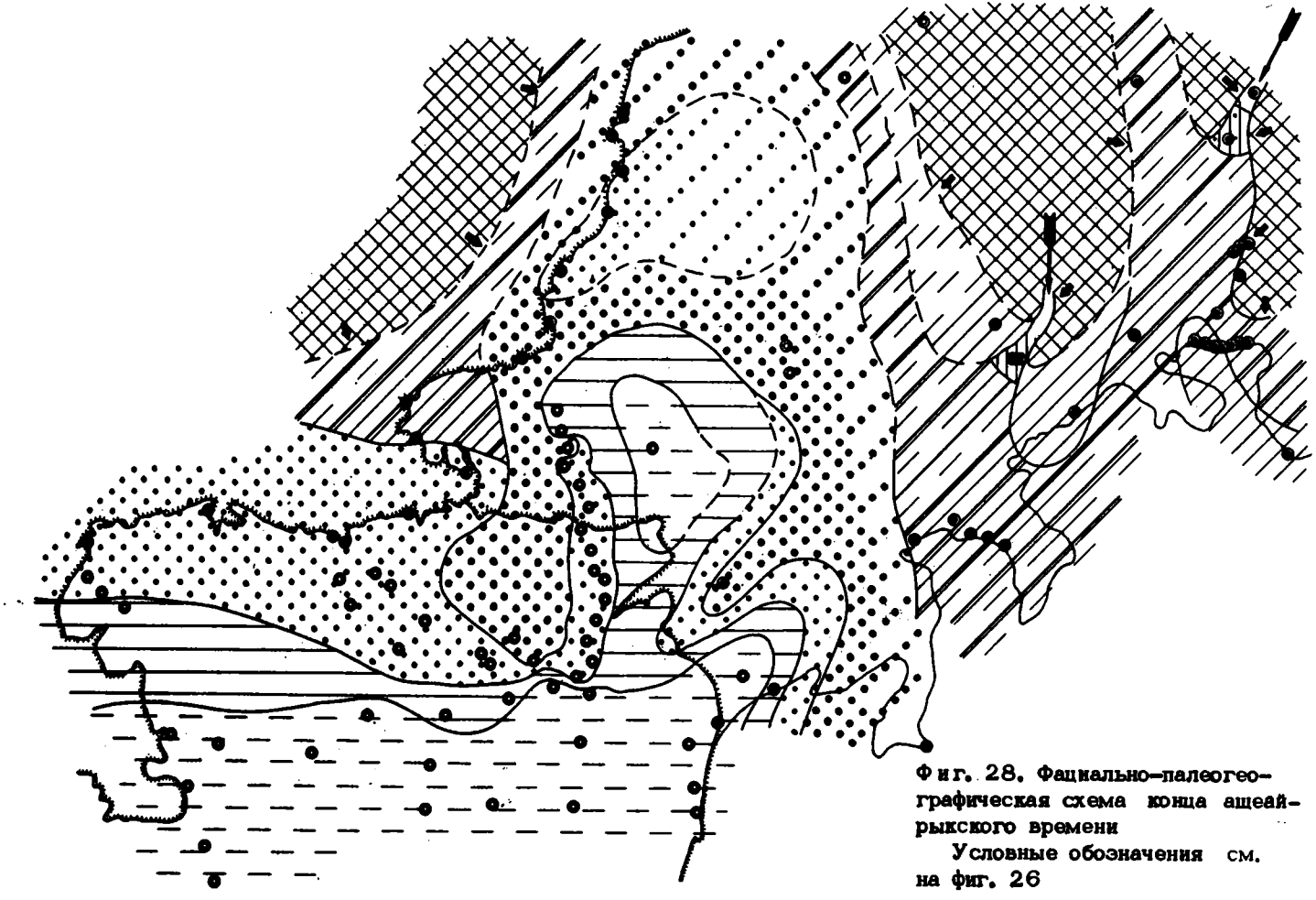
Фиг. 26. Фациально-палеогеографическая схема конца позднего эоцена (чеганское время)

1 – глинистые осадки наиболее удаленных от побережья зон моря; 2 – алевритово-глинистые осадки наиболее удаленных от побережья зон моря; 3 – песчано-алевритовые осадки малоподвижных участков мелководья моря (здесь и далее: а – установленные, б – предполагаемые); 4 – песчаные осадки подвижных и сильноподвижных участков мелководья моря; 5 – алевритово-глинистые осадки сильно изрезанного побережья приморской равнины; 6 – песчано-алевритовые осадки сильно изрезанного побережья приморской равнины; 7 – песчано-алевритовые осадки подводных частей дельт; 8 – песчано-алевритовые осадки карбонатно-глинистых лагун; 9 – известковые осадки карбонатно-глинистых лагун; 10 – песчано-глинистые осадки алловиальных долин; 11 – песчано-глинистые и углистые осадки заболоченной прибрежной равнины; 12 – области размыва; 13 – островные зоны бассейна; 14 – направление сноса терригенного материала: а – из основной области сноса, б – из местных источников сноса материала; 15 – обнажения (а) и скважины (б)



Фиг. 27. Фациально-палеогеографическая схема начала ащеайрыкского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 28. Фациально-палеогеографическая схема конца ащеайрыкского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26

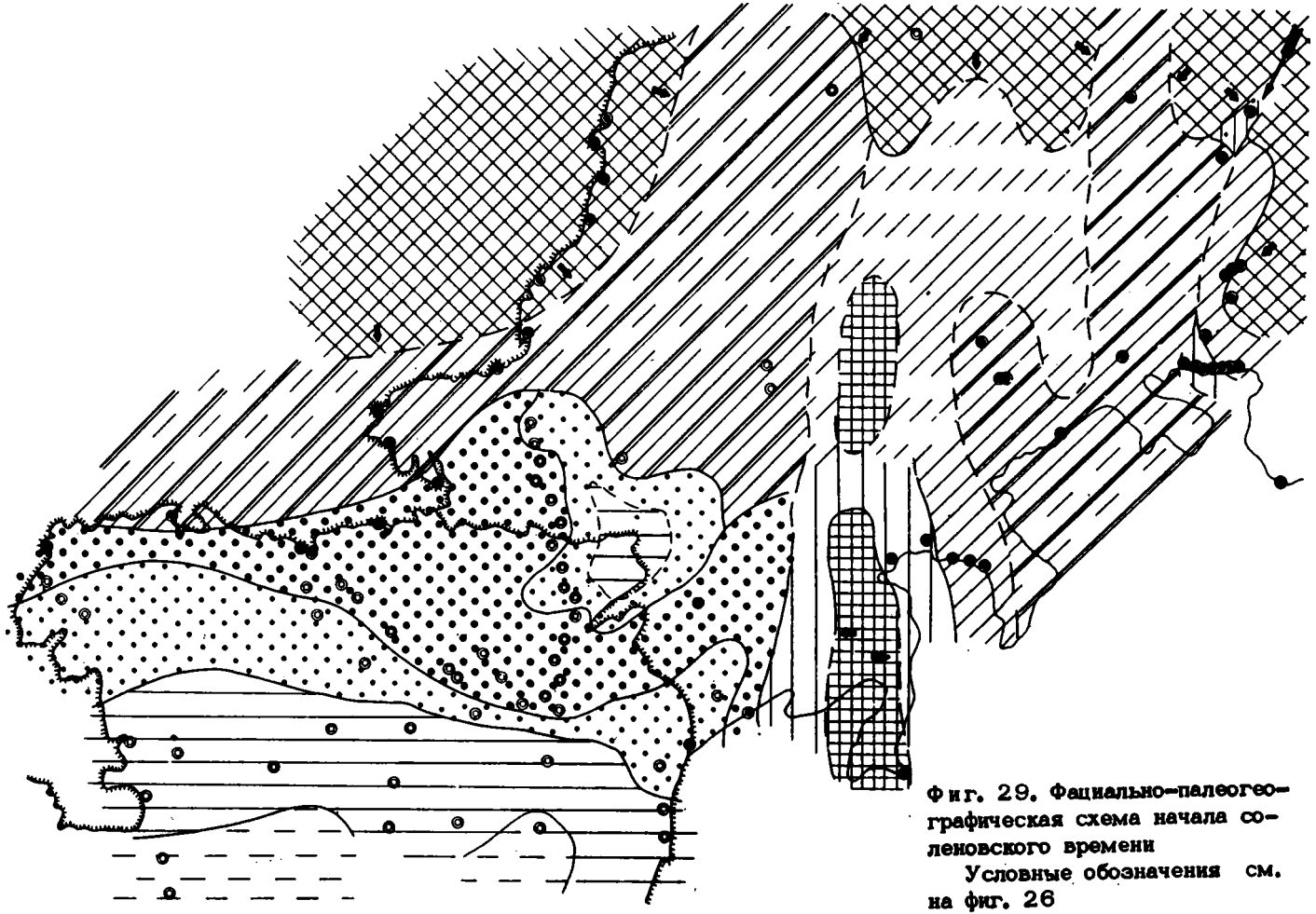
развития района. Она характеризовалась сокращением области аккумуляции тонких алеврито-глинистых осадков удаленных от побережья частей моря, сохранившихся лишь в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба в центре Кашкаратинской мульды (фиг. 29). Эти отложения окаймлялись относительно широкой полосой мелководных алевритовых и песчаных осадков, распространенных на северном крыле Северо-Устюртского и Южной части Челкарского прогибов. Наиболее крупнозернистые отложения мелководья широкой полосой протягивались вдоль северных обрывов Устюрта и зоны Кызылойской, Аккулковской, Базайской антиклиналей, отгораживая один прогиб от другого.

Основным отличием этой трансгрессии от ашеайрыкской явилось не постепенное общее расширение границ бассейна, а проникновение моря на приморскую равнину в виде крупных ингрессивных заливов. На пространствах почти всего Челкарского прогиба и Северо-Восточного Приаралья в это время был распространен ландшафт прибрежной приморской равнины. В южной ее части накапливались песчаные и песчано-алевритовые отложения крупных заливов с большим количеством прослоев оолитовых железных руд (месторождения Южный Кок-Булак, Джангиз-Тюбе и др.). Севернее они сменялись алеврито-глинистыми осадками мелких заливов, а вокруг приподнятой Куландинской антиклинали имело место слабое заболачивание этой приморской равнины.

Отмечающееся в соленовское время общее увеличение размерности материала осадков по сравнению со второй половиной ашеайрыкского времени позволяет предположить наличие интенсивного воздымания и усиление денудационных процессов в питающей провинции. Судя по палеонтологическим данным, характер бассейна, существовавшего в соленовское время на территории Северного Устюрта и Северного Приаралья, значительно отличался от ашеайрыкского резким снижением солености воды. Как указывает Р.Л. Мерклин (1967), этот опресненный бассейн протягивался от территории современного Западного Казахстана до Карпат и характеризовался единым комплексом солоноватоводной фауны с *Ergenica cimlanica*. Причины такого опреснения бассейна и распространение его на огромную территорию юга Русской платформы до сих пор достаточно не определены. По материалам рассматриваемого района можно отметить значительное увеличение в это время количества и размерности терригенного материала, приносимого из области сноса, что должно связываться с возрастанием масс поступавшей по рекам пресной воды. Кроме того, как указывают В.А. Броневой, Н.Н. Брызжева и др.(1967), климат стал более холодным и приблизился по типу к гумидному влажному умеренному. Однако все это не может полностью объяснить установление подобных условий и появление нового комплекса фауны. По-видимому, причины подобного явления следует искать за рамками нашего региона.

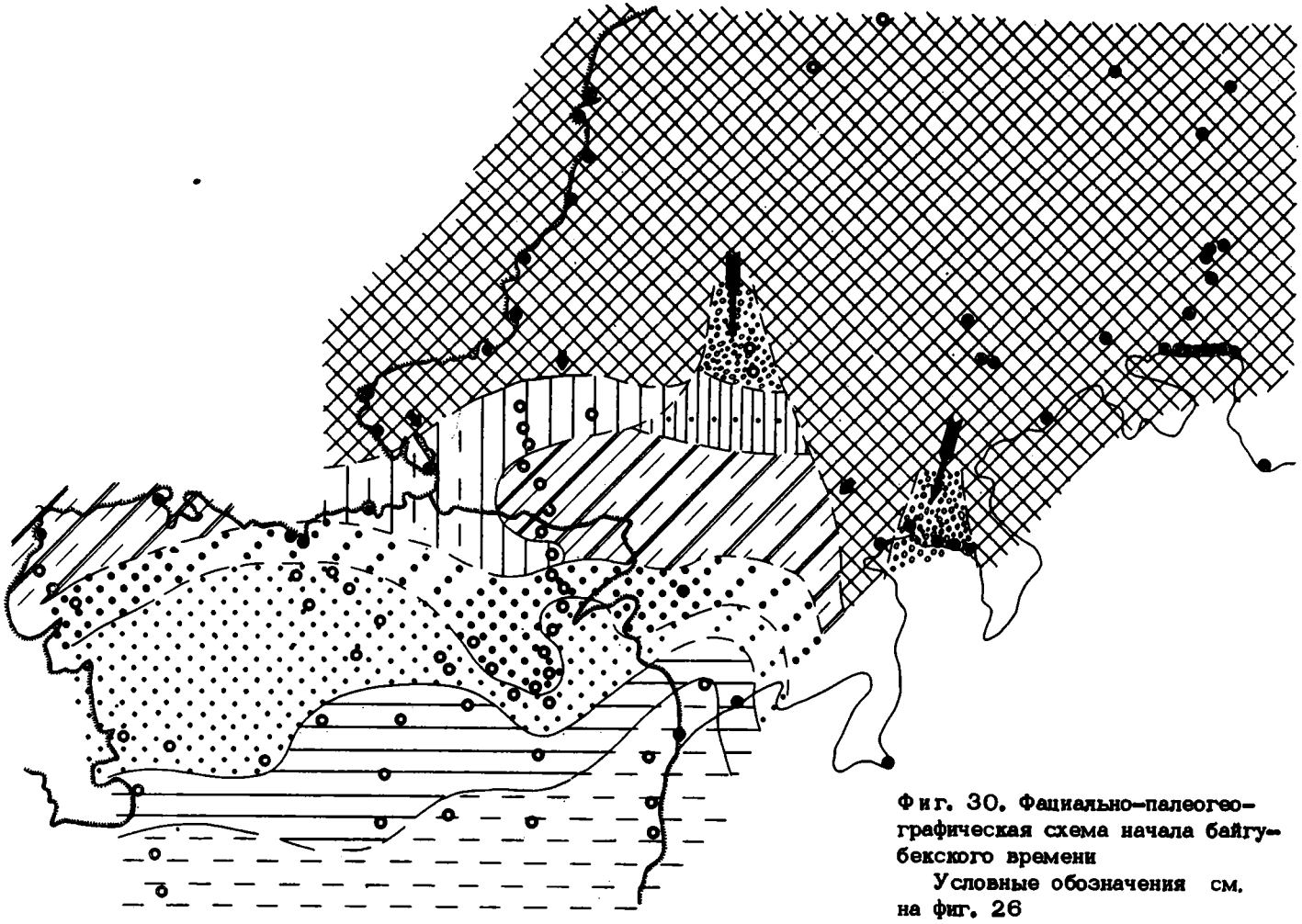
В самом начале позднего олигоцена Северный Устюрт, а особенно Северное Приаралье и Чаграйское плато испытали резкое поднятие, размыв и сокращение границ бассейна. Эрозии и уничтожению подверглись мощные пачки пород соленовской, а на Чаграйском плато и ашеайрыкской свит.

В начале позднего олигоцена наступил новый крупный этап в развитии района, соответствующий второму макроциклу. После регрессии морской бассейн начал постепенно расширять свои границы на север, главным образом вдоль оси Челкарского прогиба (фиг.30). Наиболее тонкие глинисто-алевритовые осадки удаленных от побережья зон моря распространялись в центральной части Северо-Устюртского прогиба и в Тюлькубайском структурном заливе. С севера они окаймлялись песчано-алевритовыми осадками мелководья, а далее располагалась относительно узкая полоса прибрежной заливно-лагунной зоны, где на западном крыле Кашкаратинской мульды отмечено довольно сильное заболачивание. Вдоль осевой зоны Челкарского прогиба, как и по восточному крылу Куландинской антиклинали, проходили субмеридиональные долины относительно крупных равнинных рек, дельты которых постепенно отодвигались на север, освобождая пространство для заливно-лагунной равнины. Максимум этой трансгрессии приходится на первую половину позднего олигоцена, после чего морской бассейн начал сокращать свои размеры, а область наиболее глубоко-



Фиг. 29. Фациально-палеогеографическая схема начала соленовского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 30. Фациально-палеогеографическая схема начала байгубекского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26

водных осадков постепенно мигрировала на запад. Северное Приаралье к середине байгубекского времени (фиг. 31) представляло собой прибрежную равнину с крупными заливами, ингрессировавшими вдоль основных синклинальных структур. Главной их особенностью и отличием от бассейнов подобного типа в раннем олигоцене были преимущественно крупнозернистый песчаный материал осадков и относительно более слабо изрезанная береговая линия самих заливов (но не побережья в целом). С отложениями одного из таких заливов на севере Тугузской синклинали связано скопление оолитовых железных руд и железистых песчаников.

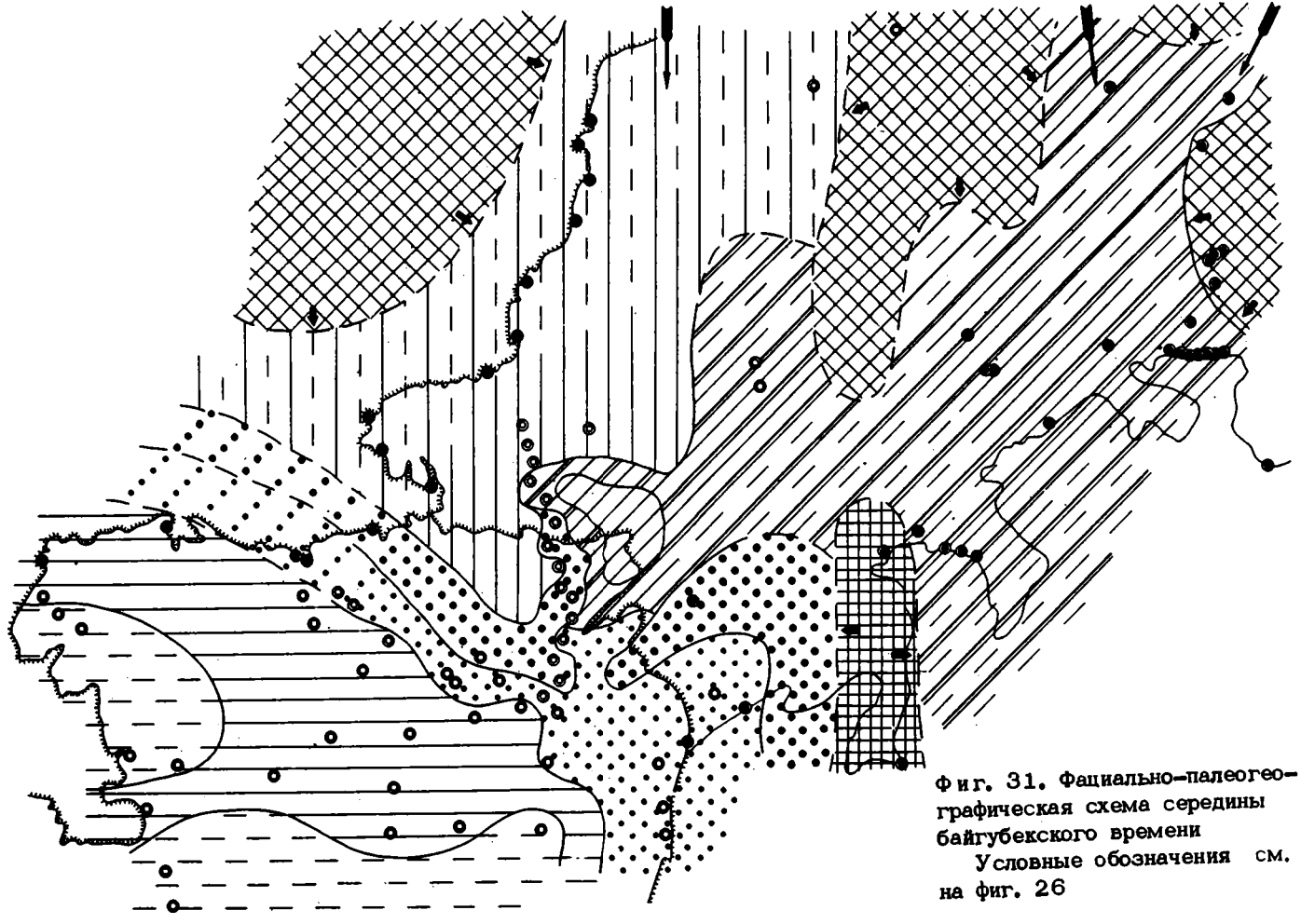
Незначительно приподнятая над уровнем моря сводовая часть Куландинской мегантиклинали представляла собой начиная с соленовского времени отмельно-островную зону и служила местным источником сноса терригенного материала. В южной части Челкарского прогиба существовал крупный морской залив, севернее и западнее которого располагалась обширная сильно заболоченная низменная приморская равнина, изобилующая озерами, болотами, мелкими речными протоками, заливами и лагунами. Примыкая к морскому бассейну на севере Устюрта, эта равнина отделялась от него системой крупных баров, пересыпей и валов. В осевой зоне Челкарского прогиба, по-видимому, проходило русло довольно крупной равнинной реки, текущей с севера на юг. И вся эта заболоченная озерная и заливно-лагунная область представляла собой ее нижнюю придельтовую часть.

К концу байгубекского времени (фиг. 32) морской бассейн продолжал несколько отступать на запад. Собственно морские, наиболее удаленные от побережья и мелководные осадки аккумулировались в пределах рассматриваемого района лишь на крайнем западе Устюрта и в Тюлькубайском структурном заливе. На большей части территории была распространена прибрежная равнина с крупными заливами и лагунами. Наиболее приподнятые своды Аккулковской, Базайской антиклиналей и южная часть Куландинской мегантиклинали служили местными источниками сноса и подверглись размыву.

На севере Челкарского прогиба продолжала существовать крупная аллювиальная долина, значительно расширившая границы на запад и на восток. Несколько меньшая по масштабу аллювиальная долина существовала на востоке района в пределах Чокусинской синклинали. В ископаемом состоянии до наших дней сохранилась ее южная часть, выполненная аллювиально-дельтовыми песчано-алевритовыми и железорудными осадками (месторождение Кутан-Булак). Южнее, в пределах прибрежной части моря, накапливались шамозит-гидрогётит-сидеритовые руды месторождений Бирде-Куль и Талды-Эспе. Незначительные линзы обломочных руд встречены в песчаных морских осадках в районе северного берега залива Перовского. Основными источниками материала для образования месторождения аллювиальных руд Кутан-Булак могли послужить размывавшиеся прибрежно-морские нижнеолигоценовые руды месторождения Джангиз-Тюбе.

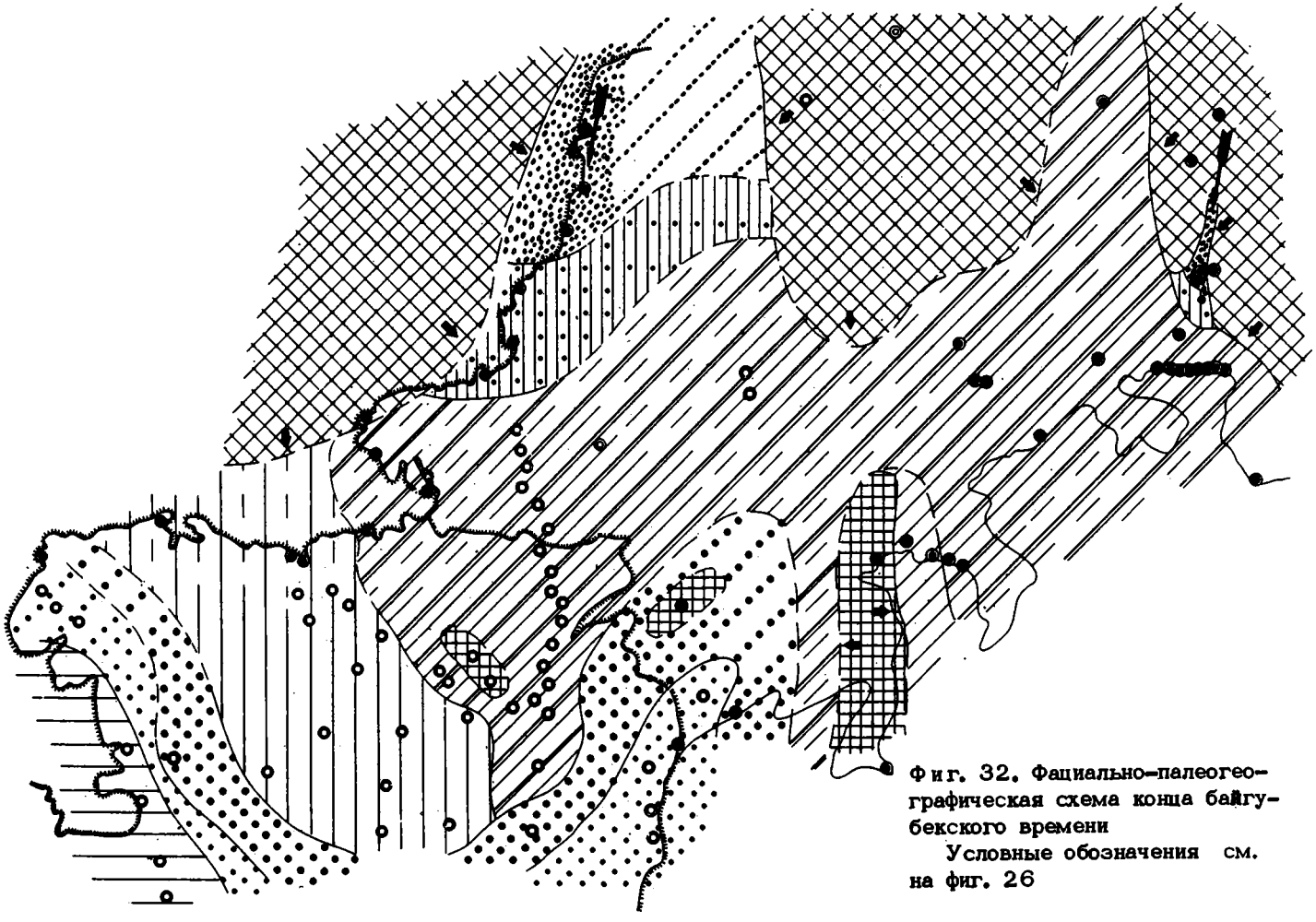
В южной части Челкарского прогиба в позднем олигоцене накапливались прибрежно-морские осадки, замещавшиеся на севере дельтовыми отложениями крупной реки, а на юго-востоке и юго-западе через приподнятые своды Базайской и Аккулковской антиклиналей – мелководноморскими и угленосными прибрежно-морскими осадками. Последние образовались в пределах периодически заливаемой морем прибрежной приморской интенсивно заболоченной равнины с сильно изрезанным заливно-лагунным побережьем. Эта заболоченная равнина протягивалась от южного окончания Актумсукской антиклинали вдоль юго-западных крыльев Аккулковской, Кызылойской и Жетыйской антиклиналей (возможно, размывавшихся в это время) в виде полосы с юго-востока на северо-запад. Южная граница распространения заболоченной равнины весьма непостоянна из-за частой смены трансгрессий и регрессий в раннем олигоцене, северная же – повсеместно отчетливо ограничена склонами указанных антиклинальных структур.

По мнению В.В. Лаврова (1959), В.А. Броневого и Л.Г. Кирюхина (1966), климат олигоцена был теплый и влажный. Флора этого времени представлена



Фиг. 31. Фациально-палеогеографическая схема середины байгубекского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 32. Фациально-палеогеографическая схема конца байгубекского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26

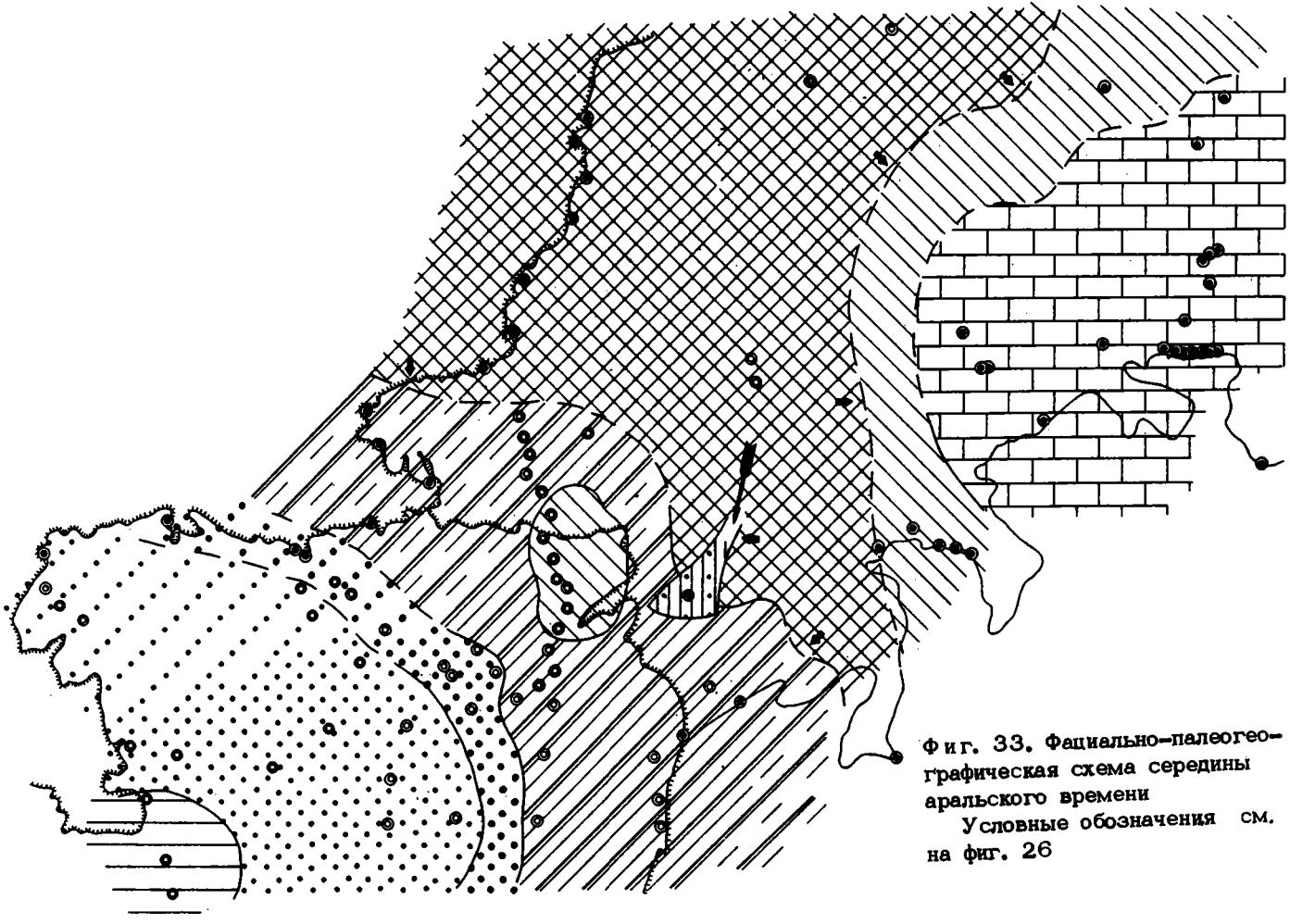
не только листопадными, но и вечнозелеными формами. Однако к концу олигоцена, как показывают палеоботанические данные, значительно уменьшилось количество вечнозеленых форм за счет листопадных, и особенно хвойных, и произошло обеднение видового состава флоры.

К концу времени накопления олигоценовой терригенной толщи в Северном Приаралье устанавливаются условия седиментации, значительно отличающиеся от ранее существовавших. Палеонтологические и палеоботанические данные (Лавров, 1959; Броневой, 1967; и др.) и некоторые литологические особенности пород свидетельствуют о засушливости климата в это время. Однако такая аридизация не была очень существенной, она не привела к накоплению в Приаралье типичных красноцветов, пестроцветов или галогенно-карбонатных формаций. Изменение литологического состава пород было менее значительным. Преимущественная тонкозернистость всей толщи и усиленная садка карбонатов, в то время весьма распространенных на востоке Приаралья, по-видимому, объясняются не только изменением климата, но и установлением особых тектонических условий в области аккумуляции и в области сноса. Действительно, резкое уменьшение привноса терригенного материала при малой скорости седиментации, даже не принимая во внимание засушливый климат, может привести к накоплению карбонатного материала.

Отложения аральской свиты в Северном Приаралье занимают обширную площадь, причем чем севернее расположен разрез аральской свиты, тем больше признаков мелководности и близости береговой линии мы встречаем. На западе в пределах северо-восточного Устюрта, как уже отмечалось выше, карбонатные образования аральской свиты фациально переходят в сероцветные алеврито-глинистые и песчаные мелководноморские и прибрежно-морские отложения, аналогичные верхам байгубекской свиты. Таким образом, в Северном Приаралье в конце позднего олигоцена - начале раннего миоцена существовал один очень крупный водоем или, возможно, целая система небольших мелководных разобщенных островами водоемов лагунного типа с карбонатным осадконакоплением. Эта лагуна (или система лагун) сообщалась с открытым морским бассейном в пределах Северо-Восточного Устюрта. Связь эта, по-видимому, была периодической, кратковременной через проливы в перешейке, образованном прибрежно-морскими песчано-глинистыми осадками, распространенными широкой полосой на юг вдоль современного западного берега Аральского моря.

История развития района в аральское время начинается с кратковременной регрессии в конце байгубекского времени. Слабый размыв в основании аральской свиты наблюдается в некоторых районах Северного Приаралья, в северной части Чаграйского плато, на поднятиях, окаймляющих Кашкаратинскую мульду. После окончания этой кратковременной регрессии в начале аральского времени в пределах Северного Приаралья, Челкарского прогиба и Северо-Восточного Устюрта распространилась прибрежная приморская равнина, близкая по особенностям ландшафта и седиментации к существовавшим ранее в позднем олигоцене. Несколько позднее, вследствие изменения тектонической обстановки и, возможно, климата, ландшафт приморской равнины сменился ландшафтом лагун с карбонатным типом седиментации, занимавших обширные пространства Северного Приаралья. Условия седиментации в течение аральского времени неоднократно менялись главным образом за счет изменения тектонических условий, количества поступавшего терригенного материала и степени изолированности этих лагун от морского бассейна и выражались в преобладании в осадках то терригенного, то карбонатного материала. Относительно стабильное накопление собственно известковых отложений на протяжении всего аральского времени происходило лишь в районе южных частей Чокусинской и Тугузской синклиналей.)

На юге Челкарского прогиба и на северо-востоке Устюрта была распространена прибрежная, периодически заливаемая морем равнина, отгораживавшая лагуны Приаралья от морского бассейна нормальной солености, который существовал на западе Северного Устюрта (фиг. 33). Северная часть Челкарского прогиба в раннем миоцене представляла собой местную область сноса, откуда



Фиг. 33. Фациально-палеогеографическая схема середины аральского времени

Условные обозначения см. на фиг. 26

поступал терригенный материал. Следует отметить, что этот район при кратковременных трансгрессиях испытывал незначительные погружения и на него распространялась или приморская равнина, или зона лагун с карбонатным типом осадконакопления. Алеврито-глинистые известковистые осадки различных лагун, заливов и озер этой равнины, содержащие остатки наземной флоры, местами встречаются в центральной части прогиба. В конце раннего миоцена вся территория испытывала сильные поднятия и подвергалась интенсивному размыву. Подобные условия существовали вплоть до гельветского века позднего миоцена.

На западе Северного Устюрта над аральской свитой залегает комплекс прибрежно-морских и мелководноморских осадков мощностью около 50 м. Эта толща, предположительно относимая ко второй половине нижнего миоцена, имеет крайне ограниченное распространение и полностью размыта на всей территории в предгельветское время. Ее строение и состав отражают одну из поздних трансгрессий майкопского бассейна. Условия седиментации в этот этап развития практически не отличались от условий, существовавших в мелководной и прибрежно-морской зонах верхнего олигоцена и нижнего миоцена.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

После краткого ознакомления с палеогеографической обстановкой района и условиями осадконакопления попытаемся составить на готовой генетической основе общую картину распределения минералов в толще олигоцен–нижнего миоцена по всей площади от Устюрта до Восточного Приаралья, а также выяснить причины и закономерности появления различных минеральных ассоциаций.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Как указывалось выше (см. гл. V), нами выделено три ассоциации терригенных минералов: I – кварцевых граувакк и кремнекластито–кварцевых песчаных пород, II – мономиктово–кварцевых и полевошпат–кварцевых песчаных пород, III – мезомиктово–кварцевых и полевошпат–кварцевых песчаных пород.

На фиг. 34–36 приведено распределение этих ассоциаций на площади района по отдельным возрастным интервалам. Положения ассоциаций на схемах обобщены и представляют собой площади их максимального распространения в каждом из рассматриваемых этапов развития территории.

В раннем олигоцене (см. фиг. 34) песчаные породы III ассоциации слагали большую часть района, охватывавшую Северное Приаралье, восточную и южную части Челкарского прогиба и весь Устюрт. Пески и песчаники I ассоциации в виде узкой полосы окаймляли южную часть Мугоджарского антиклинория на крайнем северо–западе района (Чаграйское плато).

В байгубекское время резко увеличивается площадь распространения кварцево–граувакковых песчаных пород I ассоциации (см. фиг. 35). Это отчетливо увязывается с палеогеографической обстановкой. В течение всего олигоцена в пределах северной и центральной частей Челкарского прогиба существовала обширная долина крупной равнинной реки субмеридионального простирания (см. фиг. 32). Водосборный бассейн этой реки примыкал к Мугоджарскому антиклинорию, и в составе выносимых ею обломков содержалось большое количество незрелого граувакового материала. Западная часть района получала терригенный материал из области Тургайского прогиба, а если существовали крупные реки большой протяженности, то значительная его часть поступала из питающей провинции Южного Урала. Наличие мощных толщ осадочных пород в Тургае обусловило более зрелый, существенно кварцевый состав материала, транспортируемого реками с севера в область аккумуляции.

Пески и песчаники, накопившиеся в толще аральской свиты, относятся ко II ассоциации. Они распространены по всему району – от Устюрта до Приаралья (см. фиг. 36). Аральское время характеризуется весьма спокойной тектонической обстановкой, сильно выровненным рельефом и сокращением площади морского бассейна. Поэтому преимущественно кварцевый состав песчаных пород мог сформироваться за счет размыва и переотложения главным образом довольно зрелых эоценовых и олигоценовых отложений Тургайского прогиба и

Фиг. 34. Схема распространения ассоциаций терригенных минералов в отложениях ащеайрыкской и соленовской свит в Приаралье и на Устюрте

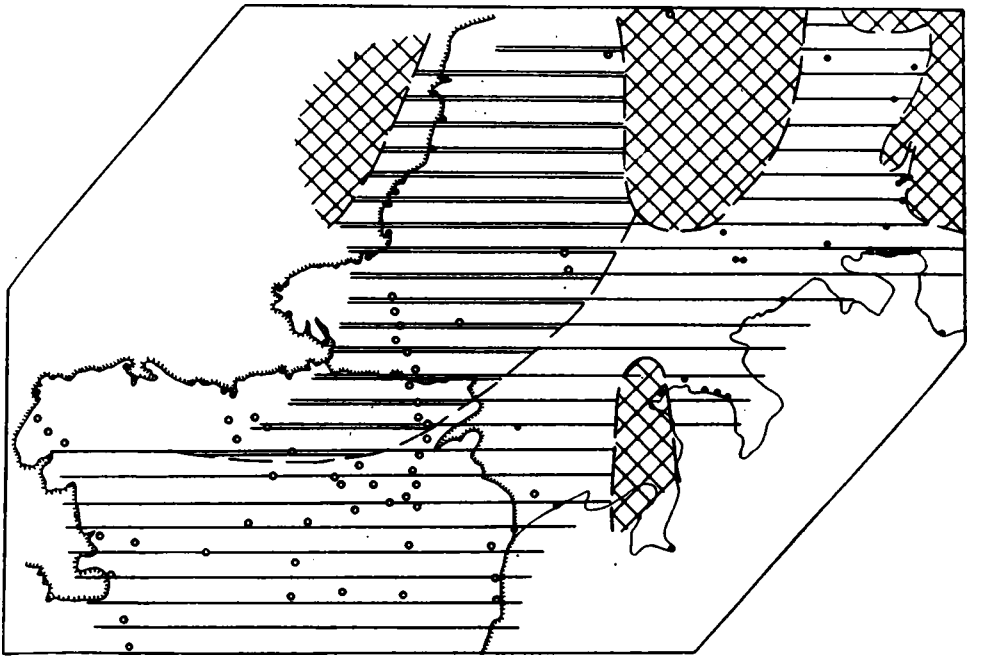
1 – области размыва; 2 – I ассоциация терригенных пород; 3 – II ассоциация терригенных пород; 4 – III ассоциация терригенных пород; 5 – скважины (а) и обнажения (б)

северной части Приаралья. Некоторая часть обломочного материала вполне могла поступать из размывающихся кор выветривания каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава, распространенных на незначительно приподнятых и выровненных областях Южного Урала и Мугоджар.

Таким образом, минеральный состав каждой из выделенных терригенных ассоциаций и особенности их распространения на площади Устюрта и Приаралья в течение олигоцен-миоцена в первую очередь зависят от состава источников сноса материала, тектонических условий, существовавших в каждый конкретный этап развития района, и общей палеогеографической ситуации. Близость гетерогенной области Южного Урала к западным частям района обусловила распространение там пород преимущественно кварцево-граувакковой ассоциации (I), а связь восточной части района с областью сноса Тургайского прогиба привела к появлению здесь зрелых кварцевых пород III ассоциации. Особенности тектонических и палеогеографических условий в аральское время явились причиной распространения в это время по всей территории наиболее зрелых, главным образом мономиктовых кварцевых песчаных осадков.

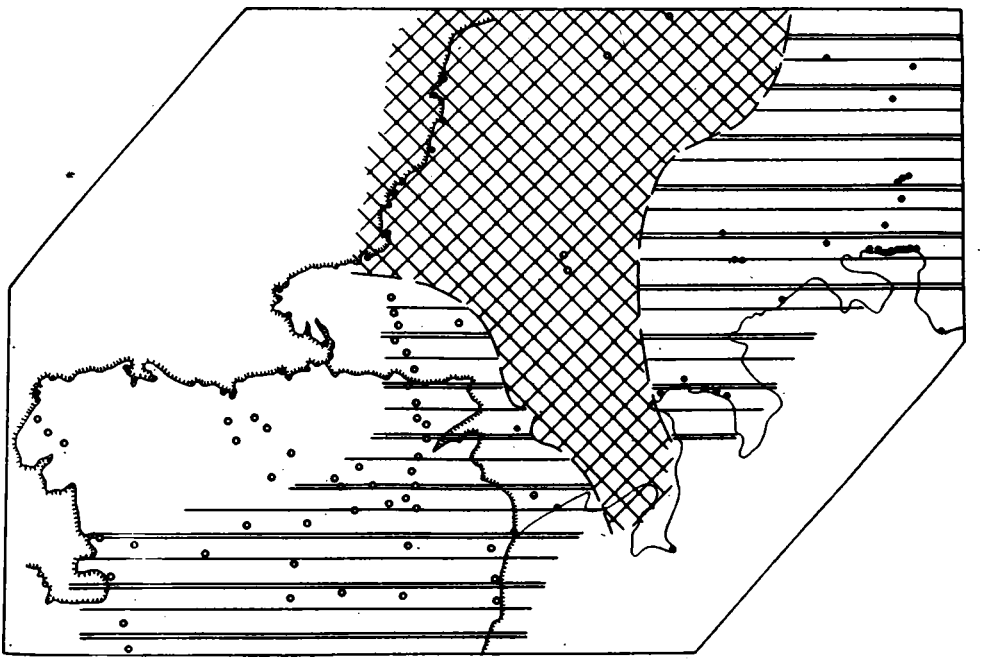
РАСПРОСТРАНЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Среди естественных парагенезов глинистых минералов нами было выделено семь ассоциаций (см. гл. V). Минеральный состав осадочных глин связан как с определенными фациальными типами пород, так и с источниками сноса обломочного материала и с процессами, наложенными на осадки. В литературе отмечалось, что все постседиментационные изменения непосредственно зависят от гранулометрической размерности отложений, их текстур и, таким образом,



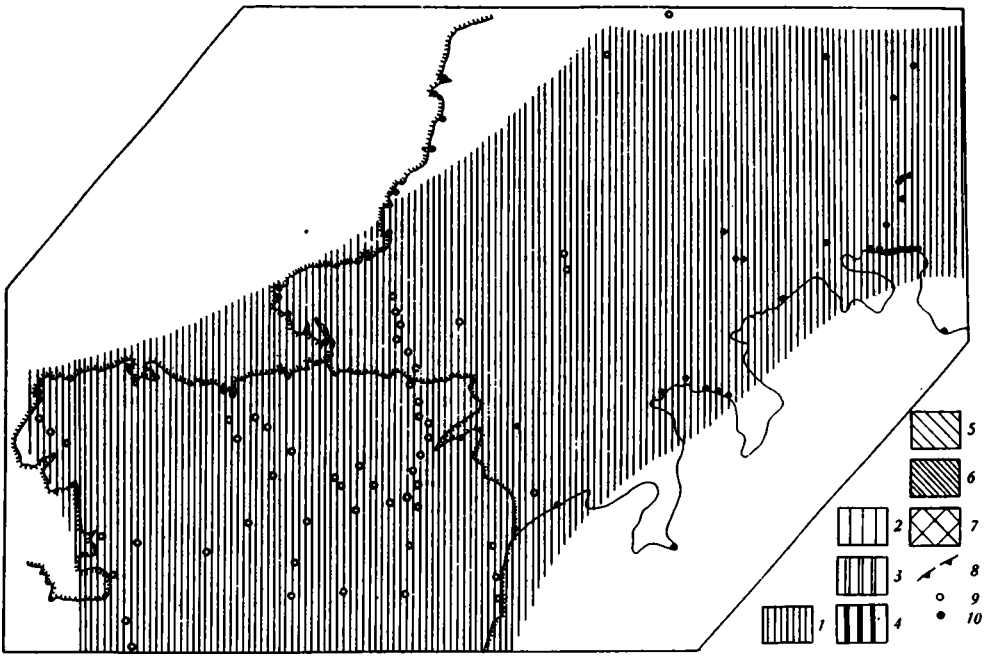
Фиг. 35. Схема распространения ассоциаций терригенных минералов в отложениях байгубекской свиты в Приаралье и на Устюрте

Условные обозначения см. на фиг. 34



Фиг. 36. Схема распространения ассоциаций терригенных минералов в отложениях аральской свиты в Приаралье и на Устюрте

Условные обозначения см. на фиг. 34



Фиг. 37. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях позднего эоцена (чеганское время)

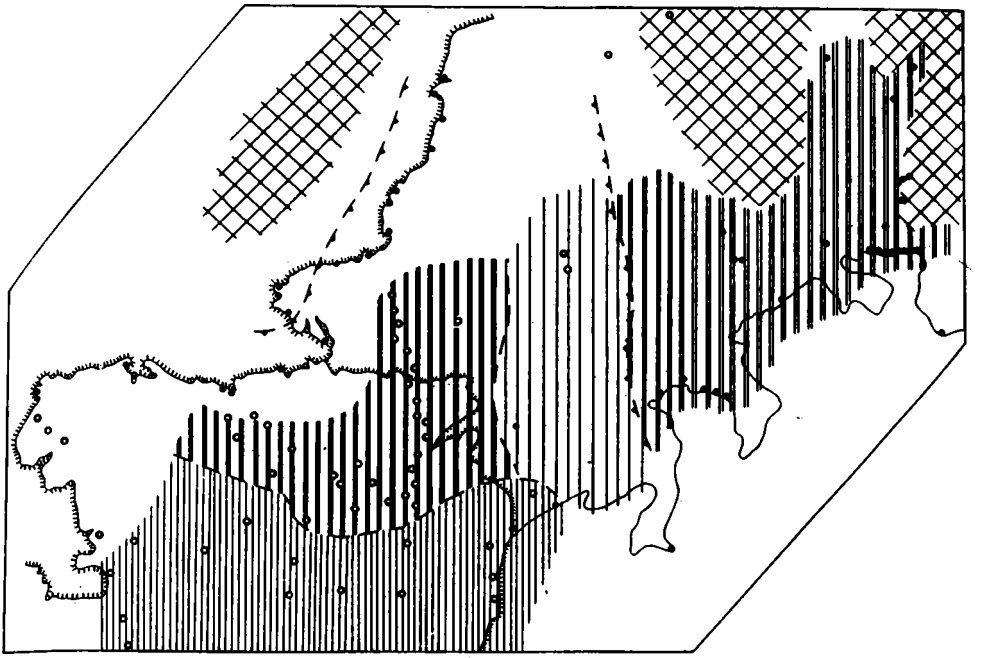
1 – I ассоциация; 2 – подассоциация IIIA; 3 – подассоциация IIIБ; 4 – V ассоциация; 5 – VI ассоциация; 6 – VII ассоциация; 7 – области сноса; 8 – положение границы зоны открытого мелководья морского бассейна; 9 – скважины; 10 – обнажения

также подчинены первичной фациальной природе осадка (Копорулин, 1961). Погружение всей олигоцен-миоценовой толщи на незначительные глубины (по подошве максимально до 600–700 м), т.е. отсутствие воздействия на нее больших давлений и температур, сильно минерализованных горячих растворов, исключает сильную катагенетическую переработку пород, поэтому при изучении условий распределения ассоциаций глинистых минералов обнаруженные закономерности в первую очередь необходимо было связывать с фациальной средой осадконакопления и с источниками сноса материала.

Для выяснения причин появления тех или иных глинистых минералов в породах олигоцен-миоценовой толщи нами составлен ряд схем распределения на площади района ассоциаций глинистых минералов по отдельным стратиграфическим интервалам (фиг. 37–42). Распределение глинистых фракций пород по свитам, показанное на каждой такой обобщенной схеме, в возрастном отношении соответствует определенной фациально-палеогеографической карте (см. фиг. 26–33).

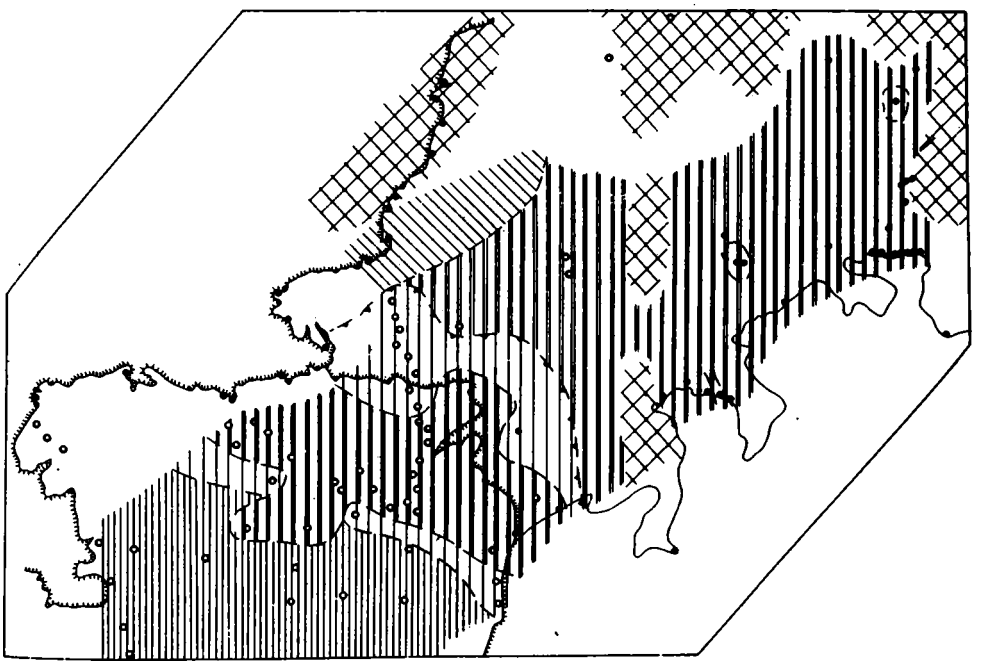
Породы верхнеэоценовой чеганской свиты характеризуются исключительно глинистыми минералами I ассоциации (присутствием монтмориллонита и его преобладанием над каолинитом и гидрослюдой) (см. фиг. 37). Ограниченность состава глинистых фракций пород этого возраста отчетливо совпадает с однородностью фациального строения чеганской свиты, представленной осадками одной макрофации – удаленных от побережья и спокойных участков моря (см. фиг. 26).

Иная картина наблюдается при анализе распределения глинистых минералов в ашеайрыкской свите (см. фиг. 38). Глинистые фракции пород представлены минералами I, III и V ассоциаций, определенно расположенными на площади. Глинистые минералы отложений, распространенных в осевой зоне Северо-Устюртского прогиба, относятся к I ассоциации (с монтмориллонитом). Осадки,



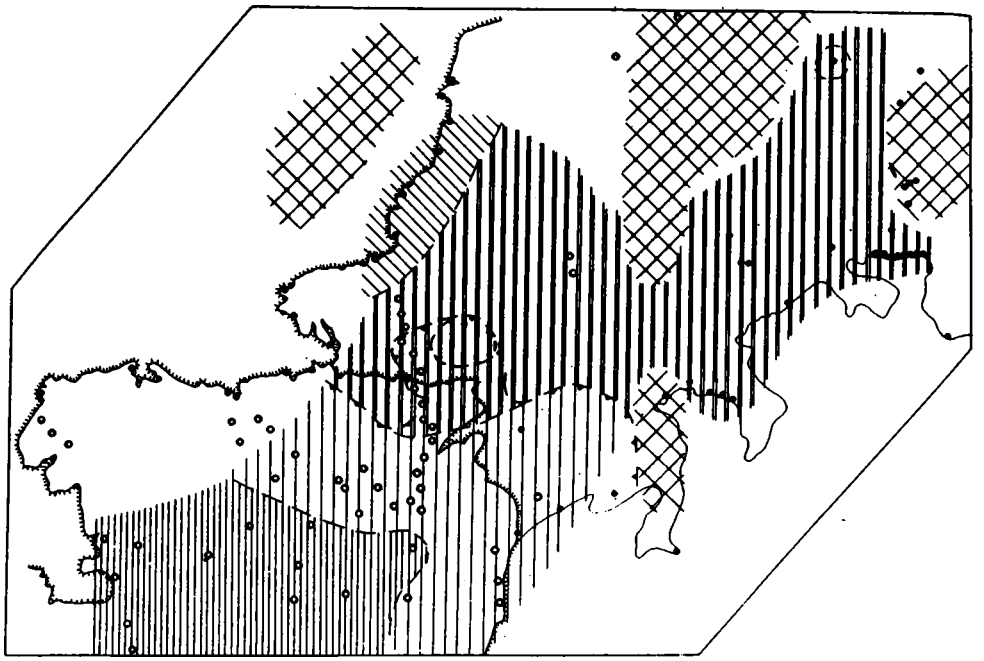
Фиг. 38. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях конца ащеайрыкского времени

Условные обозначения см. на фиг. 37



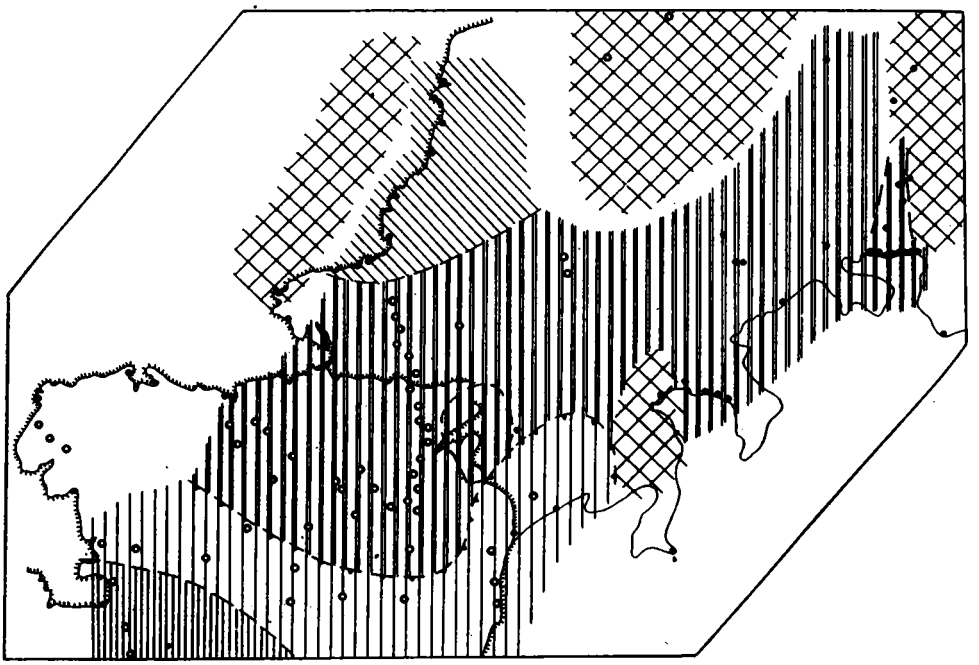
Фиг. 39. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях начала соленовского времени

Условные обозначения см. на фиг. 37



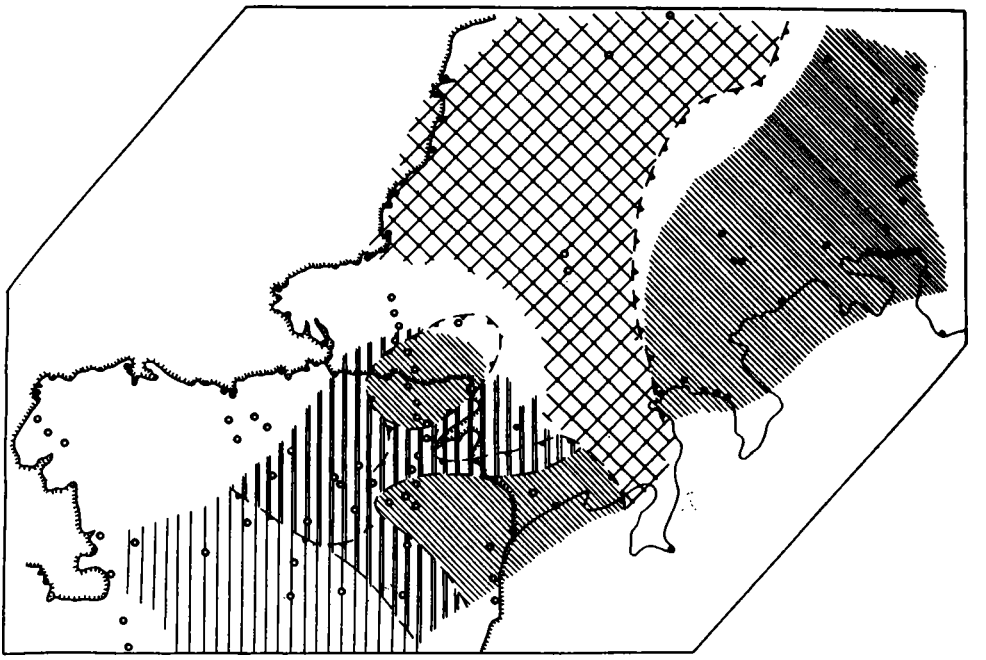
Фиг. 40. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях середины байгубекского времени

Условные обозначения см. на фиг. 37



Фиг. 41. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях конца байгубекского времени

Условные обозначения см. на фиг. 37



Фиг. 42. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в отложениях середины аральского времени

Условные обозначения см. на фиг. 37

выполняющие Челкарский прогиб, в южной его части характеризуются глинистыми минералами V ассоциации (с шамозитом), в западной и восточной частях – подассоциацией IIIA (со смешаннослойным минералом монтмориллонит-гидрослюда, >18 Å, и преобладанием гидрослюды над каолинитом).

В породах Северного Приаралья глинистые минералы представлены подассоциацией IIIБ (со смешаннослойным минералом монтмориллонит-гидрослюда и преобладанием каолинита над гидрослюдой), участками V ассоциацией.

Сравнивая распространение отдельных ассоциаций глинистых минералов в ащеайрыкское время (см. фиг. 38) с распределением фаций (см. фиг. 28), можно отчетливо установить их взаимосвязь. Область распространения минералов I ассоциации приурочена в целом к осадкам наиболее удаленных от побережья и спокойных участков моря. С мелководноморскими отложениями Челкарского прогиба связаны глинистые минералы ассоциаций V и подассоциации IIIA. Для пестрого комплекса осадков прибрежной равнины с сильно изрезанной заливно-лагунной береговой линией характерны глинистые минералы подассоциации IIIБ, а для дельтовых – ассоциации V (месторождение Кок-Булак).

В соленовское время (см. фиг. 39) распределение ассоциаций глинистых минералов полностью согласуется с изменением фациальных обстановок (см. фиг. 29). Породам, слагающим Северное Приаралье и всю центральную часть Челкарского прогиба, свойственны глинистые минералы подассоциации IIIБ и локально – V ассоциации (месторождения Джангиз-Тюбе, Южный Кок-Булак, северный берег залива Тще-Бас). Увеличение площади распространения подассоциации IIIБ по сравнению с ранним олигоценом связывается нами с расширением в соленовское время границ прибрежной заливно-лагунной равнины. Наблюдается отчетливое наложение ореола распространения осадков с подассоциацией IIIБ на зону мелководья морского бассейна. Здесь же расположена область развития железорудных отложений (V ассоциация) (Кашкаратинское месторождение). С отложениями наиболее удаленной от побережья зоны моря связаны в основном минералы I ассоциации.

К породам северо-запада района приурочены глинистые минералы VI ассоциации (без хлорита), что связано, по-видимому, с довольно сильным влиянием в это время западной, Мугоджарской области сноса терригенного материала. Следует отметить, что области распространения отдельных ассоциаций глинистых минералов в целом отчетливо накладываются на площади той или иной фациальной либо ландшафтной зоны, не совпадая с ней в отдельных деталях главным образом в краевых участках.

В байгубекское время распределение ореолов отдельных ассоциаций глинистых минералов (см. фиг. 40) также отчетливо подчинено фациальному контролю (см. фиг. 31) местами с некоторым смещением границ. Соподчинение ассоциаций и фаций происходит в той же последовательности, что было отмечено для раннего олигоцена. Осадкам наиболее удаленных от побережья зон соответствуют минералы I ассоциации, отложениям мелководья - подассоциации IIIA, осадкам прибрежной, местами заболоченной заливно-лагунной зоны моря - подассоциации IIIБ и отчасти V ассоциации (север Кашкаратинской синклинали и Тугузской мегасинклинали). С западной областью сноса материала связана площадь распространения VI ассоциации. Схема, составленная для конца позднего олигоцена (см. фиг. 41), показывает аналогичную картину взаимосвязи распространения естественных комплексов глинистых минералов и ландшафтных зон морского бассейна, регрессировавшего на запад (см. фиг. 32).

В аральское время (см. фиг. 42) с осадками лагун с карбонатным типом осадконакопления, распространенных на востоке района (см. фиг. 33), преимущественно связаны глинистые минералы VII ассоциации (с преобладанием гидрослюды). Отдельные участки локализации этой ассоциации среди минералов подассоциации IIIБ на юге Челкарского прогиба также в общем приурочены к осадкам мелких лагун с карбонатным типом седиментации, существовавших в это время в прибрежно-морской заливно-лагунной зоне. Минералы данной ассоциации входят в состав как глин, так и более крупнозернистых обломочных пород аральской свиты, которые, как указывалось выше, отнесены ко II терригенно-минеральной ассоциации (мономиктово-кварцевая и полевошпат-кварцевая).

Таким образом, рассмотрев распределение всех ассоциаций и подассоциаций глинистых минералов по возрастным интервалам на площади, можно отчетливо констатировать их приуроченность к определенным фациальным зонам. Ассоциация I (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда) тесно связана с осадками наиболее удаленных от побережья участков моря; подассоциация IIIA (неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда при преобладании гидрослюды) - с отложениями мелководья морского бассейна; подассоциация IIIБ (неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда при преобладании каолинита над гидрослюдой) приурочена к различным осадкам прибрежной, участками заболоченной равнины с сильно изрезанным заливно-лагунным побережьем; ассоциация V (шамозит с гидрогётитом) широко распространена в отложениях практически всех фациальных зон, кроме осадков лагун с карбонатным типом осадконакопления; ассоциация VII (с резким преобладанием гидрослюды над другими минералами) отмечена нами только в отложениях лагун аральской свиты; ассоциации II (с глауконитом) и VI (без хлорита) отчетливо распространены лишь в северо-западной части района, приурочиваясь к породам I терригенно-минеральной ассоциации (кварцевых граувакк), и связаны с мугоджарской областью сноса материала.

Как уже отмечалось (см. гл. V), II ассоциация - смешаннослойный минерал с тенденцией к упорядоченности монтмориллонит-гидрослюда, каолинит, гидрослюда - встречена нами в некоторых доолигоценовых и раннеолигоценовых зонах выветривания на глинах чеганской свиты. Она же спорадически отмечается в породах нижней части ащеайрыкской свиты (I мезоцикл) (фиг. 43, см. вкл.). По-видимому, появление данной ассоциации в морских отложениях начала раннего олигоцена можно объяснить размывом чеганской свиты на севере района при крупной регрессии и прямым переносом этих минералов в область аккумуляции на Северном Устюрте.

Состав глинистых фракций аллювиальных русловых осадков в некоторой степени дает представление о том комплексе минералов, который поступал из области сноса. На западе территории в аллювиальных отложениях встречены неупорядоченно смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и незначительное количество гидрослюды (ассоциация VI). На востоке, помимо перечисленных минералов, в глинистой фракции аллювия обнаружено некоторое количество хлорита и смешаннослойного хлорит-вермикулита (ассоциация III). Следовательно, можно предположить, что из областей сноса поступали главным образом неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и гидрослюда. На востоке территории этот комплекс дополняется хлоритом и смешаннослойным хлорит-вермикулитом. Иными словами, из областей сноса поступали минералы, наиболее распространенные в осадках олигоцен-нижнемиоценовой толщи Устюрта и Приаралья (ассоциации I, III, VI, VII).

Как показали исследования В.И.Муравьева (Булекбаев и др., 1970), в составе алеврито-глинистых пород тасаранской, саксаульской и чеганской свит, слагающих обширные районы Тургайского прогиба и Приаралья, в тех или иных соотношениях преобладают монтмориллонит, каолинит, гидрослюда и хлорит. Следовательно, при размыве эоценовых отложений в области сноса или кор выветривания Южного Урала эти минералы в достаточных количествах могли попадать в конечный олигоценовый бассейн. На поступление из области сноса неупорядоченного смешаннослойного монтмориллонит-гидрослюдистого образования может указывать состав некоторых зон выветривания, развитых на отложениях эоцена под толщей нижнего и верхнего олигоцена. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистая фракция этих сильновыветрелых эоценовых пород представлена ассоциацией минералов II или III типа. Из этого следует, что минералами, бесспорно не поступавшими из областей сноса, а образовавшимися непосредственно в осадках олигоцен-миоцена, являются глауконит и шамозит.

При более детальном анализе распределения отдельных глинистых минералов по фациям можно отметить, что неупорядоченный смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюдистый минерал преобладает в большинстве как континентальных, так и морских осадков. Максимальное количество каолинита встречается в аллювиальных, дельтовых, прибрежно-морских отложениях и в осадках заболачивающегося побережья моря. Содержание монтмориллонита резко увеличивается в аллювиальных отложениях и главным образом в осадках удаленных от побережья зон моря. В первом случае это несомненно связано с поступлением большой массы монтмориллонита из областей сноса, во втором - подобная концентрация минерала может быть объяснена либо чисто механической дифференциацией всего поступающего терригенного материала, либо, что вполне вероятно, преобразованием в щелочных условиях смешаннослойного минерала в монтмориллонит.

Преобладание гидрослюды в отложениях лагун с карбонатным типом осадконакопления и резкое увеличение ее содержания в связанных с ними прибрежно-морских фациях, по-видимому, можно объяснить довольно однозначно. Из палеогеографических реконструкций условий осадконакопления в нижнем миоцене следует, что источник сноса терригенного материала практически остался тем же, что и был в олигоцене. Отличие заключается лишь в более спокойной тектонической обстановке, сильно выровненном рельефе этой территории и ограниченном приносе грубого терригенного материала. В прибрежно-морских, мелководноморских отложениях нижнего миоцена на Устюрте накапливается характерный для них комплекс минералов III ассоциации. Таким образом, обогащение гидрослюдой глинистой фракции осадков карбонатных лагун можно объяснить только преобразованием (гидрослюдизацией) поступившего материала в самих лагунах. Там, где условия седиментации несколько отличались от типично лагунных и приближались к прибрежно-морским, наряду с повышенным содержанием гидрослюды мы видим присутствие большого количества смешаннослойного монтмориллонит-гидрослюдистого образования. Из

Таблица 11

Распространение ассоциаций глинистых минералов по ландшафтным зонам и макрофациям

Макрофации и их индексы, ландшафтные зоны	Ассоциации глинистых минералов
Приморская, участками заболоченная равнина с сильно изрезанной заливно-лагунной береговой линией (БП, ДП, АР, АП, ОБ)	IIIБ – смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (>18 Å), каолинит, гидрослюда, примесь хлорита
Открытое мелководье морского бассейна (БМ)	IIIА – смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (>18 Å), гидрослюда, каолинит, примесь хлорита
Наиболее удаленные от побережья и спокойные участки морского бассейна (БУ)	I – монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит
Лагуны с карбонатно–глинистым типом осадконакопления (ЛЦ, ЛП)	VII – гидрослюда, каолинит, смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (>18 Å)
Железные руды разных макрофаций (БУ, БМ, БП, ДП)	V – шамозит (гидрогётит), гидрослюда
Удаленные от побережья и мелководные участки морского бассейна в раннем олигоцене (БУ, БМ)	I+II – монтмориллонит, смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (16,5 Å), гидрослюда, каолинит, хлорит
Зоны выветривания на породах эоцена	II+III – смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (18 и 16,5 Å), каолинит, гидрослюда, примесь хлорита
Открытое мелководье морского бассейна (северо–запад района) в раннем олигоцене (БМ)	IV – глауконит, смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (>18 Å), каолинит (с цеолитом)
Аллювиальные, дельтовые, прибрежно–бассейновые отложения в позднем олигоцене (северо–запад района) (АР, АП, ДП, БП)	VI – монтмориллонит, смешанослойный монтмориллонит–гидрослюда (>18 Å), каолинит, гидрослюда

сказанного следует, что формирование существующих ныне ассоциаций глинистых минералов происходило различными путями.

Такие минералы, как глауконит (IV ассоциация), шамозит (V ассоциация) и гидрослюда (VII ассоциация), явно контролируются фациальными условиями и образовались в осадках в стадию диагенеза.

Минералы VI ассоциации (без хлорита) совместно с терригенными породами кварцево–граувакковой группы (I ассоциация терригенных минералов) приурочены к северо–западным участкам территории и связаны с питающей провинцией Мугоджарских гор.

Смешанослойный с тенденцией к упорядоченности монтмориллонит–гидрослюдистый минерал (II ассоциация глинистых минералов) мог, по–видимому, механически, не изменяя структуры и состава, попадать в конечный водоем стока из зон выветривания.

В отношении минералов I и III ассоциаций вопрос стоит более сложно. Из сравнения схем распространения глинистых ассоциаций во времени (см. фиг. 37–42) с палеогеографическими картами (см. фиг. 26–33) становится ясно, что по направлению от континента в море отчетливо наблюдается постепенное уменьшение содержаний в глинистых фракциях каолинита, а также смешанно-слойного минерала монтмориллонит-гидрослюда и увеличение количества монтмориллонита. С одной стороны, подобный процесс можно объяснить преимущественным образованием в диагенезе каолинита на континенте, как это бывает в озерно-болотных или болотных фациях, или разрушением его в щелочных условиях и формированием монтмориллонита в типично морской обстановке, возможно, за счет смешаннослойных минералов. С другой стороны, аналогичную картину распределения минералов по фациям можно поставить в зависимость от гидродинамических и физико-химических условий бассейна аккумуляции и свойств минералов: от силы течений и удельного веса или способности к плавучести различных глинистых минералов, солености морской воды, окислительных или восстановительных условий среды седиментации и способности к осаждению тех или иных минералов.

Так, рассматривая минералогию мел-эоценовых отложений Миссисипского бассейна, американские исследователи В.Приор и Г.Гласс (Prior, Glass, 1961) установили подобную закономерность смены монтмориллонитовой ассоциации, развитой в глинах внешней зоны неритовой области, на каолинит, иллит, монтмориллонитовую в осадках внутренней зоны этой области и далее – на каолинитовую в дельтово-аллювиальных отложениях. Объясняя причины подобного распределения глинистых минералов, эти авторы подчеркивают особое значение размерности глинистых частиц, их способности к транспортировке и осаждению различных минералов в разных химических условиях среды. Например, каолинит и иллит оседают в водах малой солености, а монтмориллонит – в водах, более насыщенных солями. Таким образом, на первое место они ставят не преобразование вещества в диагенезе, изменение климата и условий в областях сноса, а естественные константы минералов и физико-химические условия среды осадконакопления.

На основании фактического материала, имеющегося в нашем распоряжении, можно предположить, что в данном случае мы имеем дело как с новообразованием в диагенезе каолинита в пределах заболоченной приморской равнины и с процессами монтмориллонитизации в наиболее мористых участках бассейна, так и с механическим переносом и распределением по зонам новообразованных или принесенных из области питания глинистых минералов. Оценка роли каждого из этих факторов сильно затрудняется близостью минерального состава глинистых фракций пород из питающей провинции и бассейна аккумуляции, а также вовлечением в область сноса и размывом самих олигоценовых пород в процессе развития района. В первую очередь это относится к многократному перемыву и переотложению осадков прибрежной равнины, где, без сомнения, в отложениях некоторых фаций шло диагенетическое преобразование минералов (например, каолинитизация), в дальнейшем механически перераспределенных в другие ландшафтные зоны (табл. 11).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ

Распределение по разрезам олигоцен-нижнего миоцена на Устюрте и в Приаралье выделенных нами кальцитовых (здесь же кальцит-доломитовых), сидеритовых и анкеритовых конкреций показано на фиг. 43. Из анализа этой схемы можно заключить, что: 1) в чеганской свите (верхний эоцен) распространены в основном кальцитовые и редко анкеритовые конкреции; 2) в породах ашеайрыкской свиты практически во всех фациях резко преобладают сидеритовые конкреции; кальцитовые и отчасти анкеритовые образования встречаются единично и несут следы явной перекристаллизации; 3) в породах соленовского горизонта встречаются как сидеритовые, так и кальцитовые и анкеритовые

стяжения, причем роль последних по сравнению с ранним олигоценом значительно возрастает. Кальцитовые же конкреции приурочены к прослоям осадков, обогащенных остатками фауны; 4) в аральской и байгубекской свитах сидеритовые и анкеритовые конкреции связаны с дельтовыми мелководноморскими и озерно-болотными осадками. Кальцитовые образования приурочены в основном к отложениям наиболее удаленных от побережья зон моря и карбонатных лагун.

Таким образом, классической схеме распределения конкреций в осадках различных фаций (Зарицкий, 1970; Фролов, 1970; и др.) – преобладание карбонатов железа в континентальных и прибрежно-морских, а карбонатов кальция и магния в собственно морских отложениях – подчинены лишь стяжения в чеганской, аральской и отчасти байгубекской свитах. П.В.Зарицкий (1970, с.193) указывает, что "чем ближе условия осадконакопления к нормально-морским, тем выше содержание углекислого кальция в составе конкреций этих осадков; наоборот – по мере распреснения водоема и роста влияния суши на накопление осадков участие $CaCO_3$ в сложении конкреций уменьшается и ведущая роль переходит к $FeCO_3$". Следовательно, исходя из преимущественного распространения сидеритовых конкреций в отложениях практически всех фаций от континентальных до наиболее глубоководных в раннем олигоцене, можно предположить, что гидрохимический режим бассейна в это время значительно отличался от нормального морского. Пониженная соленость морского бассейна в соленовское время подтверждается также специфическим комплексом фауны. В.В.Лавров (1959, 1970), рассматривая смену комплекса конкреций в миоцене в разрезах Казахстана, считает, что она отражает эволюцию климата в этот период от гумидного субтропического (с периодами засухи) в эоцене через умеренно теплый гумидный (с периодами засухи) в олигоцене к умеренно прохладному аридному в неогене.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

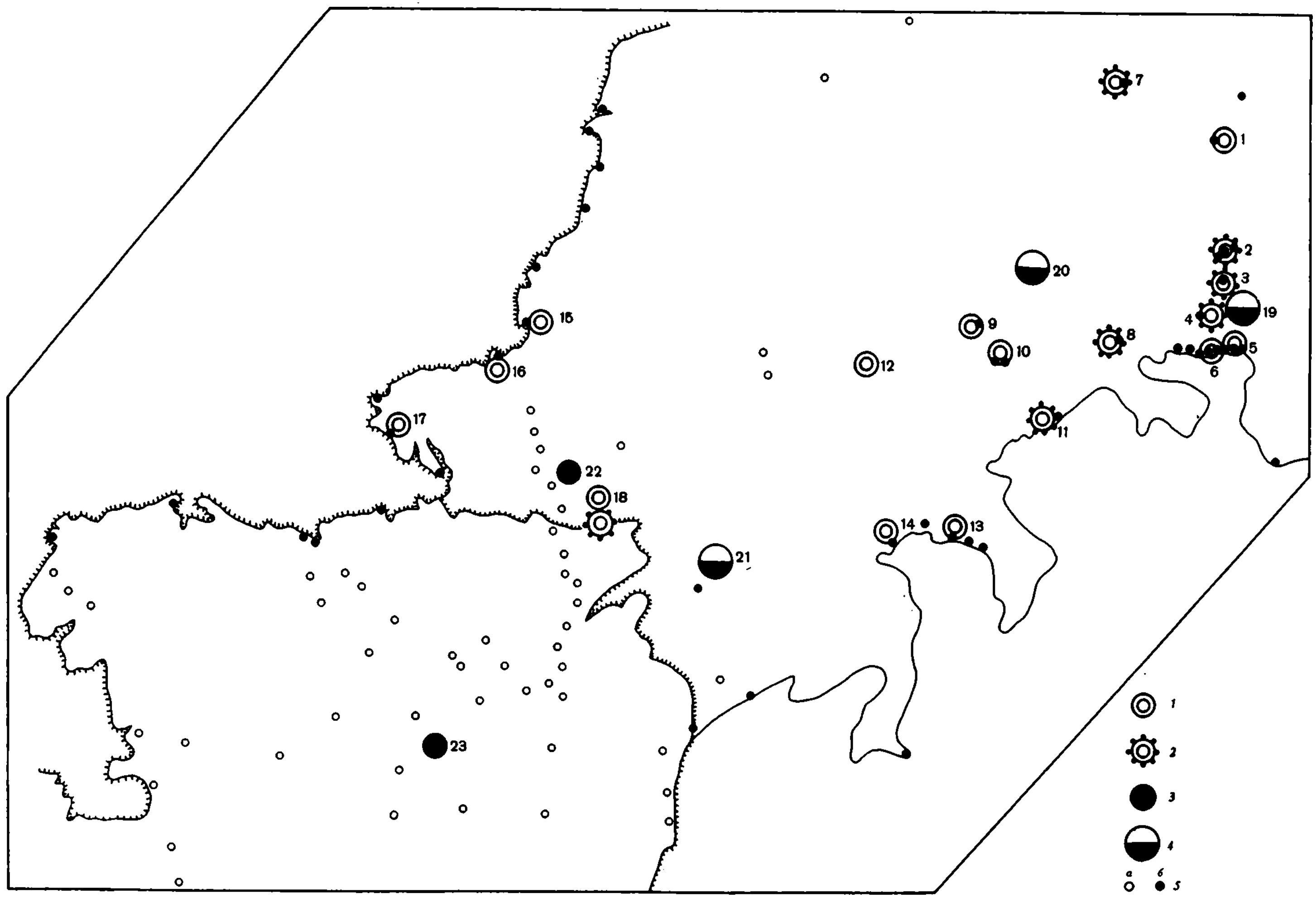
Специфический фациальный состав, особенности осадконакопления и палеогеографической ситуации обусловили формирование в олигоцен-нижнемиоценовой терригенной толще Устюрта и Приаралья определенного комплекса полезных ископаемых. Наиболее ценными для практического использования являются месторождения железных руд, ископаемые россыпи титано-циркониевых минералов и залежи бурых углей.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

На территории Северного Устюрта и Северного Приаралья расположена серия месторождений осадочных железных руд (фиг. 44). Первые находки руд в этом районе относятся к началу XIX в. В конце 30-х годов были открыты месторождения Куган-Булак, Кара-Сандык, Ак-Чоку и рудопроявления на берегах заливов Тще-Бас и Паскевича. Начиная с 1944 г. и вплоть до 1954 г. на территории Северного Приаралья проводился большой объем геологоразведочных и поисковых работ, в результате которых были выявлены залежи руд в Кок-Булакском месторождении (1949 г.) и мелкие скопления железняка - Джангиз-Тюбе, Талды-Эспе, Бирде-Куль. В это же время (1952-1953 гг.) проводились поисковые работы на Чаграйском плато, где было обнаружено несколько рудопроявлений в районе оз. Кашкарата. Открытие месторождений руд на Устюрте (Кашкаратинское месторождение) связано с началом проведения планомерной геологической съемки (1960-1961 гг.). Впервые это месторождение было описано в 1967 г. (Броневой, Гарецкий и др., 1967). Стратиграфическое положение отдельных месторождений железных руд рассматривалось Л.Н. Формозовой, А.Л. Яншиным, В.В. Лавровым, В.А. Броневым и др.

Л.Н. Формозова (1951, 1953, 1959) относила все без исключения месторождения железных руд к куганбулакской и жаксыклыческой свитам нижнего (и среднего) олигоцена[1], причем руды, заключенные в породах первой свиты, по ее мнению, образовывались главным образом либо в русловых, либо в дельтовых, либо в лиманных условиях, а более молодые, жаксыклыческие, - в озерных (замкнутые солоноватоводные бассейны). При описании Кашкаратинского месторождения В.А. Броневой, Р.Г. Гарецкий, Л.Г. Кирюхин (1967) отмечают, что руды, судя по найденному в них комплексу раковин моллюсков и форминифер, залегают в нижней части соленовского горизонта и в верхней части ащеайрыкской свиты. В более поздней работе А.В. Броневой (1969) указывает на приуроченность некоторых горизонтов руд месторождения к "толще с раковинами моллюсков верхнего олигоцена" (с. 102). На основании большого количества определений флоры и фауны и установлении флористических комплексов, распространенных как в Приаралье, так и на Устюрте, была разработана схема

[1] В принятой сейчас стратиграфической схеме для олигоцена Устюрта и Приаралья эти свиты не выделяются.



7
1
2
20
3
19
4
9
8
5
10
12
6
15
16
11
17
22
18
14
13
21
23
1
2
3
4
a
6
5

сопоставления свит этих районов (Броневой, Кирюхин, 1966; Броневой, 1969), и такие месторождения, как Куган-Булак, Талды-Эспе, Бирде-Куль и более мелкие рудопроявления по берегам залива Паскевича, были отнесены к верхнему олигоцену. В работе 1969 г. В.А. Броневой указывает, что накопление железных руд в Северном Приаралье происходило не только в среднем, но и в верхнем олигоцене.

Залегание большей части руд среди нижнеолигоценовых отложений ащеайрыкской свиты и соленовского горизонта, как правило, не вызывает сомнений. К таким месторождениям относятся практически все рудные прослои в районе оз. Кашкарата на Устюрте, месторождения Кок-Булак, Ак-Чоку, Кара-Сандык, Джангиз-Тюбе, выходы руд по северному берегу залива Тще-Бас. Отдельные, гораздо меньшие по мощности (чем нижнеолигоценовые) горизонты руд были встречены нами в верхнеолигоценовых отложениях на Устюрте в районе оз. Кашкарата. В Северо-Восточном Приаралье к верхнеолигоценовым относятся тела брекчированных и конгломератовых руд на северо-востоке площади Туранглы, где они врезаны в пески и песчаники, содержащие верхнеолигоценовый комплекс фауны. Кроме того, в байгубекской свите нами неоднократно отмечалось наличие сильно ожелезненных песчаников с тонкими линзами мелкообломочных руд (северные берега заливов Тще-Бас и Перовского, север плато Тогузкен, восточные обрывы Устюрта и др.). Таким образом, в настоящее время имеется ряд фактов, подтверждающих вывод В.А. Броневого об образовании железных руд на территории Приаралья и Устюрта не только в раннем, но и в позднем олигоцене.

Основными минералами железных руд являются гидрогётит, шамозит и сидерит, слагающие округлые мелкие стяжения - ооиды размером до 0,5 мм. Подобные ооиды либо могут иметь концентрическое строение (оолиты), либо бывают однородны (псевдооолиты) (табл. IV-V). Как правило, во многих изученных образцах ооиды представлены более сложными образованиями, у которых наружная оболочка обладает концентрической текстурой, а центральное ядро массивно. Форма и особенности внутреннего строения оолитов и псевдооолитов железных руд Северного Устюрта практически ничем не отличаются от формы и строения оолитов в рудах Приаралья.

Несколько подробнее следует остановиться на строении сложных оолитов. Наружные оболочки их представлены концентрическим зеленым шамозитом или чередующимися слоями шамозита и гидрогётита либо чистым гидрогётитом (табл. VI). В центральных частях присутствуют обломочные зерна кварца, реже - полевого шпата или минералов тяжелой фракции, буро-коричневый изотропный колломорфный гидрогётит, обломки более древних оолитов (табл. VII; см. табл. V). Подобное строение центров оолитов наблюдается как в рудах Приаралья, так и Устюрта. Специфической чертой большинства оолитов в мелководноморских рудах Северного Устюрта является наличие в их ядрах зерен глауконита с "вермикулитовой структурой" или, как ее еще называют, "структурой столбика монет", характерной для вермикулита, каолинита и глауконита. В некоторых рудовмещающих олигоценовых мелководноморских отложениях,

---

Фиг. 44. Схема распространения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых в олигоцен-миоценовой толще в Приаралье и на Устюрте

1 - железные руды нижнего олигоцена; 2 - железные руды верхнего олигоцена; 3 - бурые угли и лигниты; 4 - россыпи титановых минералов; 5 - скважины (а) и обнажения (б). Цифры на схеме. Железные руды: 1 - Джангиз-Тюбе, 2 - Кутан-Булак, 3 - Бирде-Куль, 4 - Талды-Эспе, 5 - Кара-Сандык, 6 - Ак-Чоку, 7 - Тогузкен, 8 - Жаман-Шиели, 9 - Кок-Булак (северный и центральный участки), 10 - Кок-Булак (южный участок), 11 - Туранглы, 12 - Джаксы-Буташ, 13 - Тачма-Булак, 14 - Уш-Чоку, 15 - Шолак-Козган, 16 - Кенкоус, 17 - Чаграй, 18 - Кашкарата; россыпи титановых минералов: 19 - Сары-Булак, 20 - Копулькен, 21 - Базай; бурые угли и лигниты: 22 - Кашкарата, 23 - Кос-Булак

обогащенных глауконитом, этот минерал подобной формы встречается в большом количестве (табл. VIII; см. табл. VII). Кроме того, нами наблюдался ряд постепенного изменения глауконита вплоть до образования мелкозернистого буро-коричневого гидрогётита. Часто мелкозернистость или гранулированность создается за счет выделения зернышек опала или халцедона при "ожелезнении" минерала. Окисление сидерита приводит обычно к образованию коричнево-бурого колломорфного гидрогётита.

В рудах Северного Устюрта, в их шамозит-гидрогётитовых типах, по-видимому, значительное количество оолитов образовалось по окисленным в разной степени зернам глауконита. По текстурным особенностям с учетом минерального состава Л.Н.Формозова (1959, с.210) создала классификацию железных руд, принятую нами без изменения (табл. 12). Незначительным добавлением, которое можно было бы внести в нее после изучения устюртских месторождений, являются распространенные в осадках наиболее удаленных от побережья зон моря сидеритовые конкреции с разрозненными шамозитовыми оолитами. Они должны войти во вторую группу и называться оолитовыми рудами, сцементированными, состоящими из шамозитовых оолитов в сидеритовом цементе. Однако следует оговориться, что значение этого типа как полезного ископаемого ничтожно.

Так как строение месторождений железных руд Северо-Восточного Приаралья, минералогия и особенности их образования подробно разобраны Л.Н.Формозовой (1959), мы рассмотрим вопросы, касающиеся железных руд в основном Северного Устюрта.

Помимо гидрогётита, шамозита и сидерита, в состав руд в меньших количествах входят карбонаты кальция, марганца и магния, фосфаты кальция, сульфиды железа, опал и халцедон.

Гидрогётит присутствует в рудах в двух разновидностях. Гидрогётит первого типа обладает темным, почти черным цветом, в отраженном свете темно-серый, с металлическим блеском, изотропен. Слагает псевдооолиты, внешние оболочки оолитов или цемент руд главным образом при выходе пласта на современную дневную поверхность или на поверхность стратиграфического несогласия. На термограммах отличается экзотермическим эффектом при 310-340°С (разложение гётита) и пологим понижением кривой в области 100-140°С (выделение адсорбированной воды). Судя по всему, данная разновидность гидрогётита аналогична типу А, выделенному Л.Н. Формозовой для месторождений Приаралья, и является маловодным гидратом окиси железа (маловодный гидрогётит). Данные рентгеноструктурного анализа показывают значения межплоскостных расстояний, присущих гётиту, но меньшая четкость линий и их размытость характерны для гидрогётита.

Гидрогётит второго типа отличается коричнево-красной окраской с желто-бурым оттенком в отраженном свете и отсутствием металлического блеска. Этот вид гидрогётита слагает как псевдооолиты, так и оолиты либо целиком, либо чередуясь с концентрами шамозита и сидерита. В псевдооолитах данный гидрогётит обладает колломорфной, сгустковой или микрозернистой структурой, часто напоминающей микроглобулярную. Все постседиментационные "ожелезнения" различных терригенных и аутигенных минералов в рудах Устюрта и Приаралья происходят путем замещения обломков различных минералов и пород именно этим типом гидрогётита. Кроме того, он в виде мелких зерен или неправильных пятен развивается по шамозиту при его разрушении либо сплошными массами присутствует в цементе руд и рудовмещающих пород.

Коричнево-красный гидрогётит аналогичен типу Б, выделенному Л.Н.Формозовой, и является, по ее заключению, более водным окислом железа. Значения межплоскостных расстояний на рентгенограммах гидрогётита рассматриваемого типа близки к значениям гидрогётита первой разновидности. Их термические кривые также практически аналогичны.

Основные константы шамозита (табл. 13; см. фиг. 19) были рассмотрены в главе о глинистых минералах, поэтому здесь остановимся лишь на основных типах шамозита, отмеченных в ооидах и цементе руд.

Таблица 12

Типы железных руд Приаралья и Устюрта

Типы руд (Формозова, 1959)				Северный Устюрт	Приаралье
1	Оолитовые руды сыпучие	1а	Из черных гидрогётитовых оолитов	–	+
		1б	Из гидрогётит-хлоритовых оолитов	–	+
		1в	Из бурых гидрогётитовых оолитов	–	+
2	Оолитовые руды сцементированные	2а	Из гидрогётитовых и гидрогётит-хлоритовых оолитов с сидерит-хлоритовым цементом	+	+
		2б	Из гидрогётитовых оолитов с гидрогётитовым цементом	+	+
		2в	Из гидрогётитовых оолитов с кальцитовым цементом	–	+
3	Бобово-оолитовые руды	3	Из гидрогётитовых бобовин и оолитов с гидрогётитовым цементом	–	+
4	Мелкогалечные конгломератовые руды	4а	Из обломков руд и пород с сидерит-хлоритовым цементом	+	+
		4б	Из обломков руд и пород с гидрогётитовым цементом	+	+
		4в	Из обломков руд и пород с кальцитовым цементом	–	+
5	Грубые конгломератовые руды	5	Из крупных обломков руд и пород с гидрогётитовым цементом	–	+
6	Неоолитовые массивные руды	6а	Серые сидериты и анкериты	+	+
		6б	Бурые гидрогётиты	+	+

Шамозит первого типа, слагающий главным образом оолиты, отличается зеленым или буровато-зеленым оттенком. Минерал обладает слабым двупреломлением, часто проявляет микроагрегатное строение. Средний показатель преломления изменяется от 1600 до 1700. Шамозит подобного типа нередко покрывает тонкой пленкой обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюд и глауконита, присутствует в цементе руд. Основная же масса микроагрегатного шамозита сосредоточена в концентрах оолитов обычно наряду с гидрогётитом и сидеритом.

Таблица 13

Дебаеграммы железных руд Устюрта

62/1463		211/1483		176/1343	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
3	7,23	2р	7,20	4р	7,07
1	4,60	1	4,71	5	4,21
1	4,20	3	4,15	5	3,79
5	3,59	3	3,63	10	3,33
5	3,34	1	3,34	1	2,81
10	2,81	10	2,80	1р	2,597
2	2,455	2	2,684	2р	2,433
1	2,343	1	2,57	2	2,186
5	2,134	3	2,446	1	2,112
3	1,966	2	2,360	1	1,959
1	1,801	1	2,24	5	1,812
8	1,733	2р	2,13	1	1,661
1	1,639	2ш	1,972	3р	1,532
1	1,536	1	1,785	1р	1,502
1	1,504	4ш	1,713	1	1,449
4	1,427	1	1,592	2	1,369
1	1,363	1	1,548	1	1,186
1	1,329	3	1,497	1	1,167
1	1,241	1	1,443	1	1,076
		1	1,35		

Шамозит второго типа слагает основные массы псевдооолитов или центральные части оолитов и иногда большие участки цемента железных руд. Для него характерны более светлая зеленая окраска, изотропность, колломорфная структура. При раскристаллизации местами образуется микросферолитовая или волокнистая структура. Средний показатель преломления его близок к показателю шамозита первого типа, но несколько меньше (1,600–1,650). Часто подобный тип шамозита развивается как вторичный минерал по полевым шпатам, слюдам, гидрогётиту, глаукониту.

Шамозит третьего типа в олигоценовых рудах Северного Устюрта носит явные следы изменения. Он обладает желто-бурой или буро-зеленой окраской, трещиноватый, иногда имеет микрозернистую структуру. Интенсивность бурой окраски зависит от количества гидроокислов железа. Подобный тип шамозита иногда несет явные следы переноса и является как бы переходным типом от шамозитовых к гидрогётитовым ооидам. Очень часто обломки шамозитовых ооидов, в разной степени ожелезненные (вплоть до чистого гидрогётита), слагают центральные части сложных оолитов.

Первые две разновидности шамозита аналогичны типам Б, В, изученным Л.Н.Формозовой (1959) в рудах Приаралья и, по ее мнению, отличаются друг от друга степенью раскристаллизованности материала.

Сидерит является третьим по значению породообразующим компонентом руд. Характер и формы его выделения различны. Во-первых, это – относительно крупнокристаллический (0,05–0,1 мм), довольно чистый сидеритовый цемент оолитовых шамозитовых или шамозит-гидрогётитовых руд. Содержание его иногда превышает 30–35%. Цемент подобного типа несомненно является перекристаллизованным, наиболее поздним образованием. Он выполняет центральные части крупных пор, сильно корродирует и иногда замещает не только

шамозитовый цемент, но и сами ооиды и зерна терригенных минералов. Кроме крупнокристаллического сидерита, встречены также радиально-лучистые, волнистые и сферолитовые формы выделения этого минерала. Такие образования являются более ранними по сравнению с крупнозернистым сидеритом, так как часто сами подвергаются подобной перекристаллизации. Очень часто глобули сидерита образуют микростроения с шамозитом.

Как правило, рассматриваемым типом сидерита сложены мелкие тела и конкреции среди рудоносных горизонтов. Помимо цемента или замещения целых оолитов и терригенных зерен, сидерит иногда присутствует в виде тонких концентров на оолитах. Следует отметить, что сидерит в оолитах в одних случаях является явно поздним образованием, замещая отдельные концентры или участки концентров с резкой коррозией соседних слоев шамозита или гидрогётита. В других случаях он слагает отдельные тонкие, отчетливо ограниченные концентры оолитов без видимой коррозии их поверхности; происхождение подобного сидерита следует, по-видимому, связывать с моментом образования самого оолита.

Следующей формой выделения сидерита являются сильно ожелезненные микрозернистые, угловатые зерна, слагающие центральные части псевдооолитов или оолитов сложного строения.

К последней разновидности сидерита относятся мелкие, почти идиоморфные разрозненные кристаллы. Встречаются они крайне редко в шамозитовом или глинистом цементе пород и бывают обычно ожелезнены.

Карбонаты кальция, марганца и магния присутствуют практически во всех исследованных образцах руд (табл. 14). Содержание кальцита меняется от 0,5 до 15%, причем значения больше 7% связаны с остатками раковин моллюсков, содержащихся в породе. Как правило, кальцит присутствует в виде мелких зерен или заполняет тонкие трещины в цементе руды. Присутствие карбонатов марганца и магния (родохрозит и магнетит) устанавливается в породах только при помощи химического анализа и не определяется под микроскопом. Количество их варьирует от 0,1 до 2-3%, редко до 6%. Повышенные содержания этих соединений часто приурочены к горизонтам, обогащенным фауной.

Фосфат кальция в железных рудах содержится в прослоях, обогащенных фауной или растительными остатками. Его количество составляет 0,5-2%, иногда оно возрастает до 3-4%. В некоторых рудах прибрежно-морского и реже мелководноморского генезиса встречаются округлые, несколько меньшие по размеру, чем ооиды, включения фосфата со средним показателем преломления около 1,650. На связь P_2O_5 с CaO (коллофан) указывают прямая зависимость содержания этих соединений в исследованных образцах (см. табл.14) и оптические данные фосфатных образований в рудах. В железных рудах аллювиального и дельтового генезиса в большом количестве встречаются обломки минерализованной древесины (Кутан-Булак, Кара-Сандык, Бирде-Куль и др.). Они исследованы Л.Н. Формозовой (1959, с. 369), показавшей, что эти фитоморфозы на 74-78% замещены фосфатами кальция (P_2O_5 - 23-31%, CaO- 34-47%) - карбонат-апатитом и фтор-апатитом. Аналогичных образований на Устюрте не обнаружено.

Сульфиды железа - пирит и марказит - в породах олигоцена встречаются довольно часто, образуя мелкие лепешковидные конкреции или неправильные гнезда. Часто сульфиды железа представлены рыхлой черной тонкодисперсной массой - мельниковитом. В рудах исключительно сидерит-шамозитового состава в малых количествах (до 0,4%) присутствуют все три разновидности. Размер выделений не превышает 0,1-0,2 мм. Максимальное количество сульфидов железа в рудах и рудовмещающих породах приурочено к осадкам наиболее удаленных от побережья зон моря (генетические типы БУГ-3, БУМ-3), где они связаны либо с карбонатными конкреция, либо со слоями, переработанными илоедами.

Опал и халцедон встречены в виде мелких, неправильной формы или округлых глобулярных выделений в рудах сидерит-шамозитового, шамозитового

Таблица 14

Состав карбонатного материала железных руд Устюрта

№ обр.	МНО	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	CO_2
127/1331	9,93	4,22	7,33	34,45	0,42	4,64	1,36	22,05
27[а]/68	60,58	2,76	7,97	10,24	0,16	1,33	1,04	5,05
30[б]/68	35,04	4,55	11,15	19,19	0,43	3,41	1,25	11,50
32[б]/68	33,34	1,70	-	28,33	0,53	3,43	3,90	21,75
242/1395	60,97	4,02	5,35	6,89	0,03	0,60	1,41	1,55
110/1323	36,48	1,82	8,71	22,11	0,40	2,67	1,70	13,80
111/1323	50,24	1,76	14,26	10,61	0,14	1,57	1,18	5,60
176/1343	11,31	2,20	2,60	34,88	2,35	4,36	4,11	25,10
176[а]/1343	6,95	1,88	3,31	37,74	0,50	9,50	1,91	26,55
182/1343	20,52	6,30	6,56	26,81	0,27	3,28	1,42	13,56
211/1483	27,37	3,37	5,29	25,04	1,32	5,95	1,48	18,50
62/1463	17,12	7,48	9,63	29,03	0,79	2,01	0,86	15,25

и шамозит-гидрогётитового состава и отсутствуют в чистых гидрогётитовых. Они выполняют мелкие гнезда или трещины в цементе руд либо присутствуют в виде мелких глобул или непосредственно в цементе, или внутри ооидов.

Все описанные выше руды разного генезиса после образования претерпели интенсивные постседиментационные изменения, выразившиеся в сидеритизации, кальцитизации, шамозитизации или окислении с образованием гидрогётита. Характер и последовательность этих изменений в разных месторождениях различны и зависят, по-видимому, от состава подземных или поверхностных грунтовых растворов. Следует отметить, что в рудах, находящихся ниже современного уровня грунтовых вод, в значительных количествах присутствуют шамозит и сидерит, а руды, залегающие выше этого уровня, сложены главным образом гидрогётитом, иногда с высоким содержанием кальцита.

Таким образом, по составу руд, особенностям и формам выделения основных рудообразующих минералов железные руды Северного Устюрта весьма близки рудам Северного Приаралья, подробно изученным Л.Н. Формозовой (1959). Основные отличия руд Северного Устюрта от приаральских заключаются: 1) в более широком развитии на Устюрте шамозитовых разностей с шамозитовым или шамозит-гидрогётитовым цементом, 2) в меньшем содержании в пачках устюртских руд обломочных и конгломератовых типов, 3) в повсеместном наличии на обломках оолитов на Устюрте отчетливых "регенерационных" оболочек, 4) в большем распространении на Устюрте кварцевых шамозитовых руд с повышенным содержанием терригенного материала, 5) в полном отсутствии на Устюрте сыпучих гидрогётитовых и сцементированных гидрогётит-кальцитовых руд.

Фациальный состав железных руд. Проведенный нами литолого-фациальный анализ показал, что железные руды залегают среди разнообразного комплекса отложений – от морских до континентальных – и приурочены к определенным фациям (фиг. 45).

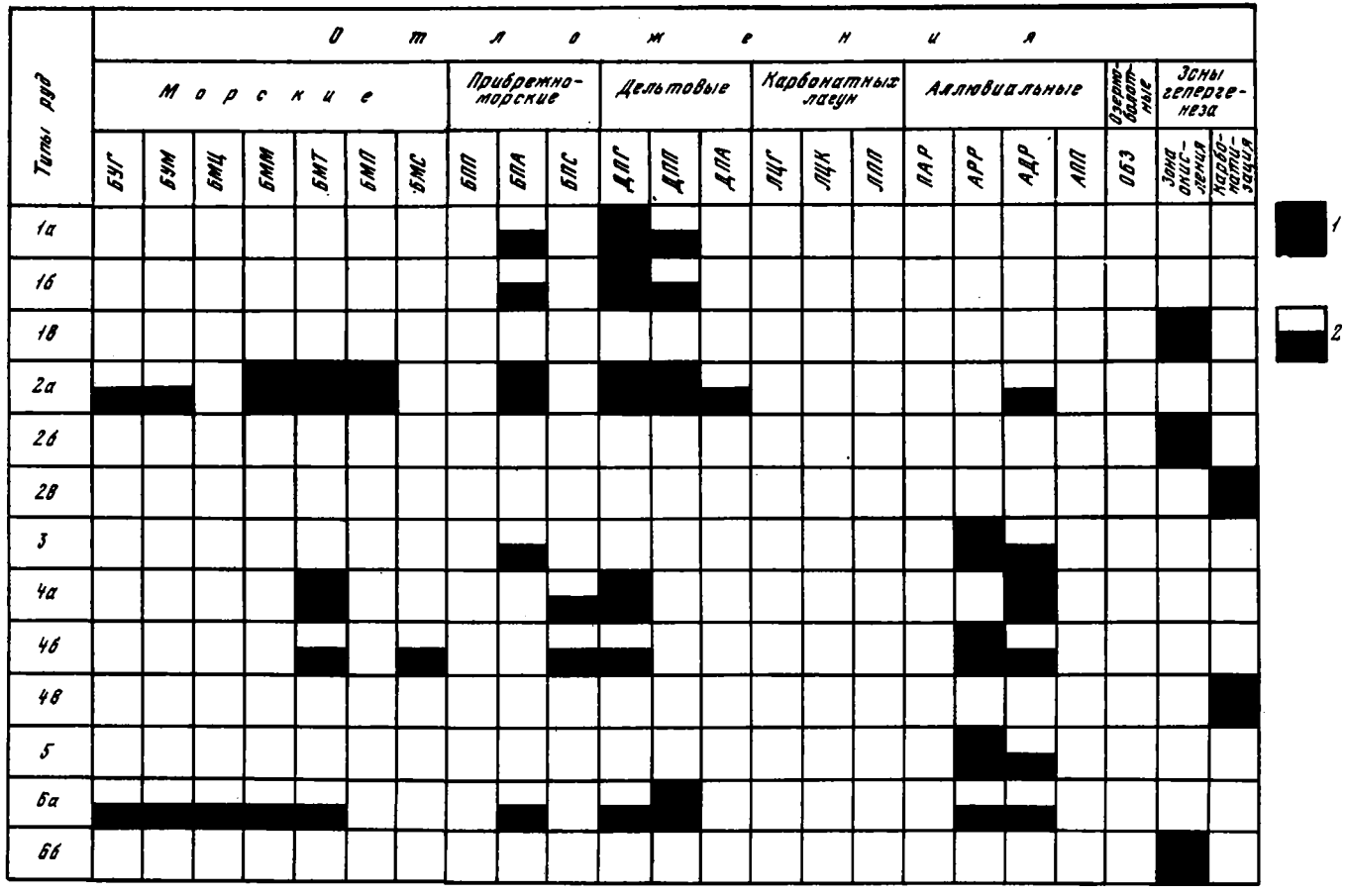
Среди отложений макрофации наиболее удаленных от побережья частей открытого моря тонкие сантиметровые прослои руд и отдельные присыпки оолитов на плоскостях наслоения встречены в фации алевритовых осадков (гип

P_2O_5	Ca_3PO_4	$CaCO_3$	$MnCO_3$	$FeCO_3$	$MgCO_3$	Избыток		
						FeO	MgO	Fe_2O_3
0,87	1,89	6,47	0,68	47,92	1,42	4,74	0,68	1,79
0,25	0,54	1,86	0,26	9,38	1,08	4,42	0,52	1,65
0,36	0,78	5,34	0,69	21,61	1,31	5,79	0,63	1,89
0,78	1,70	4,48	0,86	42,84	6,08	1,76	0,99	1,40
0,16	0,35	0,73	0,05	1,59	1,16	5,90	0,85	3,13
0,92	2,00	2,84	0,65	29,94	1,77	3,54	0,59	3,37
0,85	1,85	1,02	0,22	11,65	1,23	3,58	2,05	14,68
0,60	1,35	6,52	3,81	48,78	4,29	4,63	0,95	2,89
1,84	4,01	13,10	0,81	51,15	1,99	6,92	0,71	0,54
0,39	0,85	5,04	0,44	27,36	1,48	9,85	0,74	2,99
1,63	3,35	7,20	2,14	36,08	1,54	2,66	0,73	17,94
0,36	0,78	2,84	1,28	34,33	0,90	7,74	0,43	4,37

БУМ-3), причем здесь они не образуют сколько-нибудь значительных скоплений. Отдельные железистые ооиды, сконцентрированные главным образом в карбонатных стяжениях, встречаются в фациях алеврито-глинистых осадков рассматриваемой макрофации (тип БУГ-3).

Наиболее значительная концентрация оолитов вплоть до образования довольно мощных прослоев руд отмечена в макрофации осадков морского мелководья. Основное количество рудных прослоев здесь сосредоточено в фации песчано-алевритовых осадков участков бассейна с относительно сильными придонными течениями (типы БМТ-1 и БМТ-2), а также в фации алеврито-песчаных осадков малоподвижного мелководья (БММ-3). В генетических типах БМТ-1 и БМТ-2 встречаются гидрогётит-шамозитовые руды с тонкими прослоями сидеритов, оолиты в них часто обломаны или окатаны либо не несут следов переотложения. Практически все раздробленные зерна покрыты концентрическими слоями (регенерация) вновь образованного шамозита или шамозита совместно с гидрогётитом, редко с сидеритом. Подобные концентры шамозита и гидрогётита не только образуются по обломкам отдельных ооидов, но и охватывают мелкие кусочки руд, состоящие из нескольких ооидов или зерен терригенных минералов. В генетическом типе БММ-3 руды чаще шамозитовые при значительно меньшем содержании гидрогётита, но более загрязненные песчано-алевритовым материалом. Концентрация ооидов наблюдается как по плоскостям напластования пород, так и в виде гнезд, заполняющих отдельные ходы червей. При очень сильном нарушении или полном уничтожении первичных текстур железистые ооиды распределяются довольно равномерно по всей массе породы. В рудах, связанных с макрофацией БМ, довольно часто присутствуют мелкие зерна окисленного глауконита, нередко покрытые оболочкой шамозита (см.табл.IV). Цемент руд шамозитовый, гидрогётитовый, сидеритовый, реже глинистый монтмориллонит-гидрослюдистый, типа соприкосновения, базальный, крустификационный, выполнения пор или пойкилитовый.

В макрофации отложений сильно изрезанного прибрежного заливно-лагунного мелководья железные руды связаны главным образом с фацией алеврито-песчаных осадков подвижных участков этой зоны (тип БПА-3). Оолиты довольно



Фиг. 45. Распределение типов железных руд в отложениях различных фаций (типы руд см. в табл. 12)

1 – характерное распространение и высокое содержание определенного типа руды в осадках данной фации; 2 – незначительное скопление определенного типа руды в осадках данной фации

часто раздроблены и иногда покрыты "регенерационными" концентрическими слоями шамозита. Оолитовые руды встречаются также в фации песчаных осадков сильноподвижных участков изрезанного заливно-лагунного мелководья бассейна (тип БПС-3). Здесь руды носят явно обломочный характер, залегают в виде очень мелких и непротяженных линз (мощностью до 3-5 см), отличаются гидрогётитовым составом и отсутствием "регенерационных" концентратов на обломках ооидов.

Крупные рудные залежи связаны с макрофацией дельтовых отложений. Незначительные содержания или мелкие скопления оолитов в виде тонких сантиметровых прослоев можно встретить практически во всех генетических типах дельтовых осадков. Максимальные же концентрации руд приурочены в основном к фации наиболее грубых песчано-гравийных осадков, в частности к типу ДПГ-2 (меньше - к типу ДПГ-1). Руды преимущественно гидрогётитовые или гидрогётит-шамозитовые, реже шамозитовые, обычно носящие следы переотложения, но редко покрытые "регенерационными" оболочками.

Среди аллювиальных отложений железные руды приурочены исключительно к макрофации аллювия русел рек: к фациям песчано-галечных отложений русел равнинных рек (АРР) и песчаных осадков аллювия придельтовых частей русел (АДР). Руды все без исключения обломочные, мелко- и крупноконгломератовые, без отчетливой регенерации обломков, по составу преимущественно гидрогётитовые, иногда сидерит-гидрогётитовые. В алевритовых и глинистых осадках русел и пойм рек скопление ооидов не было отмечено, они обнаружены лишь среди наиболее грубых песчано-галечных отложений.

Как видно из приведенного материала, железные руды Приаралья и Северного Устюрта приурочены к осадкам отдаленных от побережья, мелководных и заливно-лагунных зон моря, дельт и русел рек. Максимум концентрации полезного ископаемого приходится на мелководноморскую, прибрежную заливно-лагунную зону моря, дельты и аллювий. Наименьшее содержание руд наблюдается в самых глубоководных осадках моря. В отложениях перечисленных фаций максимальные скопления руд связаны с самыми крупнозернистыми осадками, в меньшей степени - с алевритовыми и крайне мало - с глинистыми. Практически во всех случаях мы в той или иной мере отчетливо наблюдаем следы переноса и переотложения ооидов. В аллювиально-дельтовых и дельтовых отложениях это отмечается повсеместно без исключения (см. табл. VI), а в морских и прибрежно-морских наряду с переотложениями присутствуют ооиды шамозитового или шамозит-гидрогётитового состава, образовавшиеся на месте и не претерпевшие явного переноса (см. табл. VIII). Кроме того, в направлении от континента к морю в составе ооидов и в цементе руд наблюдается увеличение роли шамозита и уменьшение количества гидрогётита. Подобное распределение минералов подтверждается также увеличением содержания FeO и уменьшением Fe_2O_3 в морских отложениях по сравнению с прибрежно-морскими и континентальными (Вознесенский, 1974).

В олигоцен-миоцене на территории Северного Приаралья были преимущественно распространены прибрежные заливно-лагунные и аллювиальные равнины. Это привело к тому, что здесь сформировались исключительно заливно-лагунные (прибрежно-морские), дельтовые и аллювиальные типы месторождений. На Северном Устюрте рудонакопление все время происходило в собственно морской обстановке и лишь незначительно - в заливно-лагунной, что отразилось на типах встречающихся здесь месторождений (мелководноморской и значительно реже прибрежно-морской типы). Различный генезис устюртских и приаральских месторождений обусловливает распределение в них некоторых типов руд. Так, в дельтовых и аллювиальных рудах Северного Приаралья большую роль играют обломочные оолитовые и конгломератовые разности, к которым относятся все гидрогётитовые сыпучие и сцементированные кальцитом руды. На Устюрте обломочные типы руд встречаются значительно реже в фациях сильных течений мелководья или сильноподвижных зон заливно-лагунного побережья, где наряду с обломками руд присутствует большое количество слабоокатанных галек из нижележащих алевритов и глин.

Происхождение и условия образования железных руд. Рассматривая вопросы генезиса руд, нельзя полностью согласиться с выводами Л.Н.Формозовой об источнике железа, формах его переноса при миграции, изменениях руд в диагенезе и эпигенезе. Она считает, что основная масса железа при образовании первичных рудных залежей поступала исключительно из кор выветривания, расположенных на Южном Урале в коллоидной или растворенной органо-минеральной форме. Однако при тех палеогеографических условиях формирования отложений, которые существовали в олигоценовое время, нельзя не учитывать области сноса южной части Тургайского прогиба и севера Приаралья. Вполне вероятно, что значительная доля рудообразующих компонентов в виде терригенных или коллоидных частиц либо в растворах поступала при размыве пород эоцена или даже олигоцена. В развитых под олигоценовыми породами древних зонах выветривания обычным минералом является ярозит, содержащий до 48% Fe_2O_3. Сами коренные неизмененные породы довольно сильно обогащены сидеритом и пиритом. В тургайском прогибе в некоторых случаях эоценовые и олигоценовые отложения содержат разрозненные мелкие бобовины гидрогётита. Таким образом, невозможно полностью отбросить значения местных источников сноса для рудообразования в олигоценовое время.

В настоящее время установлено (Страхов, Бродская, 1954; Страхов, 1947, 1953, 1960; и др.), что основная масса оолитовых пород образуется хемогенным или биохемогенным путем в период диагенеза в рыхлом или уже литифицированном осадке. Оолиты же, возникшие в сильноподвижной среде, во взвешенном состоянии имеют крайне ограниченное распространение, как, например, "пещерный жемчуг", растущий из практически пересыщенных растворов в быстро текущей воде подземных рек и грифонов. Следовательно, при изучении условий первичного образования руд необходимо исходить из предположения об их преимущественно диагенетическом происхождении с учетом наиболее благоприятной фациальной обстановки рудонакопления.

Как уже отмечалось выше, большая часть руд Приаралья и Устюрта связана в основном с песчано-алевритовыми или даже гравийными осадками и в той или иной мере носит отчетливые следы переотложения. В морских мелководных и относительно глубоководных осадках руды встречаются как в глинистых, так и в песчаных породах, причем в первых следы переноса оолитового материала отсутствуют. При рассмотрении обломочных песчано-алевритовых железных руд разного генезиса было установлено, что в рудах аллювиального происхождения практически полностью отсутствует регенерация обломков оолитов. В некоторых прослоях дельтовых и прибрежно-морских заливных отложениях руды несут следы регенерации. В морских рудах практически все обломки оолитов, гидрогётитового цемента и сидеритов окружены оболочкой шамозита или шамозита с гидрогётитом, или, если руды окислены, гидрогётитом. Отсюда следует, что для образования рудного компонента в диагенезе после отложения обломков наиболее благоприятные условия всегда были в морских фациях, эпизодически – в дельтовых и прибрежно-морских и отсутствовали в аллювиальных. Иными словами, в Приаралье в обстановке речного русла оолитовые руды могли накапливаться лишь как терригенный материал аналогично образованию россыпных месторождений. На подобные условия, кроме того, указывают наличие в аллювиальных рудах прекрасно выраженной крупной косой диагональной сортированной слоистости и участие оолитов в ее строении, небольшое количество терригенного кварца и полевых шпатов, а также довольно хорошая сортировка самих руд.

В строении аллювиальных и дельтовых месторождений Приаралья большая роль принадлежит мелкогалечным и грубым конгломератовым рудам. В пределах Чокусинской синклинали этот тип руд распространен исключительно южнее широты месторождения Джангиз-Тюбе (см. фиг. 44) несмотря на то, что аллювиальные и дельтовые отложения встречены и значительно севернее. Гальки железорудных пород не отличаются высокой твердостью и не могут переноситься на значительные расстояния. Таким образом, учитывая способность к транспортировке и ореол рассеивания галек руд, можно с уверенностью сказать,

что первичные руды, которые в дальнейшем размывались рекой и давали обломочный материал, не могли располагаться сколько-нибудь севернее широты месторождения Джангиз-Тюбе. Если принять точку зрения Л.Н.Формозовой о первичном русловом происхождении всех руд, то трудно предположить, что локализация рудного тела в аллювиальной долине происходила в пределах очень короткого участка, а не по всей ее длине. К тому же, отсутствие реликтовых залежей первичных непереотложенных русловых руд говорит не в пользу гипотезы об их изначальном аллювиальном генезисе.

В северной части Челкарского прогиба и по его западному крылу в отложениях олигоцена нами неоднократно встречались типичные отложения руслового аллювия. Песчано-галечные породы подобного генезиса в этом районе обычно сильно ожелезнены, однако наличие в них хотя бы тонких оолитовых или конгломератовых руд отмечено не было. Повышенное содержание гидрогётита и его присутствие часто в виде цемента пород может свидетельствовать о поступлении больших масс железа из области сноса Мугоджарских гор. Однако даже при наличии достаточного количества породообразующих компонентов в руслах этих рек не существовало условий для оолитообразования.

Суммируя изложенное и учитывая доводы, приведенные В.А. Броневым (1969) о географическом распространении всех месторождений в виде субширотной полосы, приуроченности руд только к наиболее крупнозернистым отложениям, о находках олигоценовой фауны в речных рудах, следует сделать вывод, что аллювиальные руды Приаралья являются вторичными, переотложенными. Материалом для образования подобных месторождений, аналогичных россыпным, могли послужить прибрежно-морские руды. Палеогеографическая обстановка олигоцена, в особенности частая смена трансгрессий и регрессий, непродолжительные ингрессии по наиболее прогнутым структурам, способствовали, с одной стороны, образованию руд в заливах и на мелководье моря, а с другой – их размыву и переотложению в руслах рек в относительно короткий срок.

В дельтовых областях накапливались как обломочные руды, близкие по типу к аллювиальным, так и первичные руды, напоминающие заливно-лагунные.

Значительно большая доля "первичных диагенетических" и "регенерированных" руд образовалась в условиях мелких и крупных заливов и лагун, в различной степени связанных или изолированных от морского бассейна. Кратковременные регрессии и наличие зон с сильной подвижностью водной среды (течения, волнения) способствовали размыву и переотложению непосредственно в этом же водоеме некоторых накопившихся ранее руд. Руды морского генезиса, распространенные на Северном Устюрте, являются в основном "первичными" шамозитовыми или "регенерированными". Таким образом, по генезису основных породообразующих компонентов железные руды Северного Устюрта и Северного Приаралья можно разделить на диагенетические, обломочно-диагенетические и обломочные (табл. 15). К первой группе относятся шамозит-сидеритовые руды с небольшим количеством гидрогётита, образовавшиеся в наиболее удаленных от побережья зонах моря и отчасти мелководья морского бассейна. Вторая, наиболее обширная группа охватывает шамозит-сидерит-гидрогётитовые и гидрогётитовые руды мелководноморского, прибрежно-морского (заливно-лагунного) и дельтового генезиса. В третью группу включены гидрогётитовые оолитовые или конгломератовые руды, распространенные в аллювиальных и реже в аллювиально-дельтовых и дельтовых отложениях, а также тонкие прослои руд и сильноподвижных участков мелководья моря и заливов (БМС, БПС).

В Северном Приаралье, как установила Л.Н.Формозова (1959, с.386), мощность и качество рудных прослоев на некоторых месторождениях резко увеличиваются в синклинальных структурах (Кутан-Булак, Южный Кок-Булак и др.). В то же время дельтовые и аллювиальные месторождения более тесно связаны с палеорельефом местности, залегая в древних эрозионных долинах. Распространение прибрежно-морских и отчасти дельтовых месторождений в Приаралье также не имеет отчетливого тектонического контроля. Довольно час-

Таблица 15

Фациально-генетическая классификация железных руд

Типы руд по генезису породообразующих компонентов	Фациальные типы руд
Диагенетические	1. Руды наиболее удаленных от побережья частей моря (БУГ, БУМ)
	2. Руды мелководноморской зоны моря (БММ, БМТ, БМП)
Обломочно-диагенетические	3. Руды прибрежно-морской зоны моря (заливы, лагуны) (БПА)
	4. Руды подводного склона дельт (ДПГ, ДПП, ДПА)
Обломочные	5. Руды русел равнинных рек (АРР, АДР)
	6. Руды сильноподвижных участков мелководья моря и заливов (БМС, БПС)

то более значительные мощности заливно-лагунных руд приурочены либо к самым приподнятым участкам территории, либо к склонам антиклиналей. Однако, если учесть конседиментационность большинства тектонических структур, становится ясно, что эти приподнятые участки являлись более мелководными зонами в водоемах и поэтому могли быть более благоприятны для рудообразования. Дельтовые месторождения нередко также примыкают к склонам поднятий, так как в наиболее прогнутых участках синклиналей в это время были распространены центральные зоны заливов и лагун.

На Северном Устюрте, как нами уже отмечалось, основная масса железных руд распространена в осадках мелководья моря. Здесь наблюдается некоторая приуроченность самых мощных рудных прослоев к более погруженным синклинальным структурам из находящихся в этой фациальной зоне и выклинивание или сокращение их мощности на поднятиях. Следовательно, на распределение железных руд в районе влияет не столько тектонический план, сколько общая палеогеографическая ситуация в то или иное время.

Выше было указано, что прослои железных руд залегают в нижних или верхних частях различных типов цикла. В макроциклах в целом отмечается аналогичная картина. Железные руды связаны с их основаниями (начало трансгрессии) и верхними частями (конец регрессии). Рудопроявления и месторождения отмечены в середине и конце раннего, начале и конце позднего олигоцена. Наиболее крупные рудопроявления и месторождения, отмеченные в пределах I макроцикла, формировались в середине ащеайрыкской свиты – конец I мезоцикла (Кок-Булак, Ак-Чоку, Кара-Сандык, Кашкарата), в верхней части ащеайрыкской свиты – конец II мезоцикла (Кок-Булак, залив Тще-Бас, Кашкарата), в низах соленовского горизонта – начало III мезоцикла (Южный Кок-Булак, Джангиз-Тюбе, залив Тще-Бас, мыс Туранглы, Кашкарата, юг Чаграйского плато и др.).

Таким образом, первый, наиболее мощный этап рудонакопления охватывал вторую половину ащеайрыкского и начало соленовского времени и был связан с концом крупной регрессии и началом трансгрессии. На Северном Устюрте в это время образовались мелководноморские, а в Северном Приаралье – прибрежно-морские и дельтовые месторождения.

В пределах II макроцикла наиболее крупные месторождения связаны с верхней половиной байгубекской свиты – конец IV мезоцикла (Кутан-Булак, Бирде-Куль, Талды-Эспе, мыс Туранглы, Кашкарата и др.).

Образование указанных месторождений связано со вторым позднеолигоценовым этапом железонакопления. Мощности и площади распространения железных руд в данное время были значительно меньше, чем в рассмотренный выше нижнеолигоценовый этап.

РОССЫПИ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ

На территории Северного Устюрта и Приаралья обнаружены (Великий и др., 1969; Великий, Милецкий, 1971) россыпные месторождения (см. фиг. 44), содержащие скопление титаноносных минералов. Наиболее крупное из них расположено в зоне Базайской антиклинали и приурочено к верхнеолигоценовым отложениям. Более мелкие концентрации титановых руд встречены не только в верхнем, но и в нижнем олигоцене как на Устюрте, так и в Приаралье. Основными компонентами россыпей являются ильменит (55–75%), циркон (до 20%), лейкоксен (до 10%) и рутил (до 10%). Почти всегда присутствует эпидот (не менее 10%). Основная часть рудных минералов распространена в гранулометрическом интервале 0,05–0,1 мм, что соответствует крупнозернистым алевритам, и несколько меньше в интервале 0,1–0,15 или 0,05–0,01 мм. Все сколько-нибудь крупные россыпи ильменита и циркона в районе относятся к прибрежно-бассейновому типу и тесно связаны с отложениями сильноподвижных участков прибрежной заливно-лагунной зоны моря или открытого мелководья (БПС, БМС). В осадках малоподвижных и подвижных участков мелководья (БММ, БМП) и алевритовых осадков заливов и лагун (БПА) концентрация этих минералов уменьшается и обычно не достигает промышленной.

Как уже отмечалось выше (см. гл. V), в составе тяжелых фракций во всех свитах ильменит занимает одно из ведущих мест. Несмотря на это, значительные скопления минерала встречены главным образом лишь в верхнеолигоценовых отложениях. Рассматривая генезис россыпей, Н.М. Великий и Б.Е. Милецкий (1971) предполагают, что концентрации титановых минералов образовались за счет многократного перемыва и переотложения слабо обогащенных ильменитом, рутилом, лейкоксеном и цирконом эоценовых и олигоценовых россыпей. Первично минерал поступал из кор выветривания основных и ультраосновных магматических пород Южного Урала. На это указывают наличие на западном борту Тургайского прогиба элювиальных россыпей в корах выветривания на породах фундамента и приуроченность к этому району крупных аллювиально-озерных россыпей (Кирпаль, 1971).

Залегание крупных концентраций тяжелых минералов титана и циркония в верхнеолигоценовых слоях и отсутствие их в более древних толщах района находятся в зависимости от конкретной палеогеографии. Прибрежно-бассейновые россыпи образуются при сочетании определенных гидродинамических, геоморфологических и тектонических условий (Трофимов, 1963): 1) выноса из области питания в море большого количества тяжелых минералов, 2) достаточных размеров бассейна и прямолинейности его берегов, 3) наличия отлогих берегов и шельфа, 4) существования сильных косонаправленных к берегу ветров, 5) нормального тектонического режима (не быстрых и не очень медленных движений).

В раннем олигоцене морской бассейн имел сильно изрезанное побережье, иногда с большим перепадом глубин, изобилующее мелкими заливами и лагунами. Частая смена знака тектонических движений приводила в прибрежной зоне к многократному размыву и переотложению ранее образованных осадков, с одной стороны, способствуя постепенному накоплению тяжелых минералов, а с другой – затрудняя захоронение наиболее крупных россыпей.

В позднем олигоцене характер морского побережья изменился. Здесь существовали довольно крупные заливы с менее изрезанной береговой линией (Чокусинская и Тугузская синклинали) и крупные отмели в мелководной зо-

не моря также с прямолинейными очертаниями (Базайская антиклиналь). Уже только эти факторы более благоприятны для образования крупных и больших россыпей. Кроме того, режим более плавных тектонических движений и, по-видимому, большее количество поступавших из области сноса (в совокупности с перемытыми из более древних отложений) тяжелых минералов весьма положительно влиял как на возможность создания концентраций ильменита и циркона, так и на сохранение от размыва образованных россыпей. Выявленные к настоящему времени крупные олигоценовые россыпи приурочены в основном к мелким антиклиналям с обогащением полезным компонентом на склонах структур (Великий и др., 1969).

Как было указано выше, западная и восточная части территории в процессе развития региона связаны с разными районами сноса терригенного материала и находятся на разном удалении от возможных титаноносных коренных массивов. Восточный район располагался дальше от коренного источника сноса титана и циркония, и на пути транспортировки значительная часть тяжелых минералов (ильменит) уже образовала россыпи в Тургайском прогибе, где также отмечено естественное освобождение фракции от более тяжелых зерен при движении от бортов прогиба к его центру (Бойцова и др., 1955). Западная часть территории располагалась ближе к области коренных источников сноса титана и циркония и поэтому сама по себе является более обогащенной тяжелыми минералами (ильменит). Отсюда следует, что образование более крупных и богатых россыпей на Северо-Восточном Устюрте и в Челкарском прогибе несколько вероятнее, чем на западе, в пределах Северного Приаралья.

БУРЫЙ УГОЛЬ И ЛИГНИТЫ

Угли, обнаруженные в пределах Северного Устюрта и Приаралья, принадлежат к наиболее слабометаморфизованным типам – бурых углей и лигнитов. Маломощные прослои до 5–20 см бурых углей встречаются в раннеолигоценовых отложениях Приаралья. Максимальные их скопления приурочены к байгубекской свите западных участков территории (Челкарский прогиб и северо-восточная часть Устюрта). Здесь угли слагают линзы и прослои мощностью от 10 см до 1,5–2 м. В редких случаях пласты достигают 3,5–5 м (см. фиг. 7, скв. 1343, 1345 – Кос-Булак). Иногда в верхнеолигоценовых отложениях встречаются пачки сложного строения – переслаивающихся углей, углистых алевритов и глин общей мощностью более 10 м, с пластами угля мощностью 1–2 м (см. фиг. 7, скв, 1320, 1319 – Кашкарата). Вещественный состав углей нами не изучался, и данные, касающиеся этих вопросов, здесь не приводятся.

Распределение углей по типам и по разрезу обнаруживает отчетливую закономерность – нижние более древние горизонты нижнего, а отчасти и верхнего олигоцена содержат в основном пласты бурых углей, а более молодые отложения конца олигоцена и начала миоцена – лигниты. Такая смена типов органических пород по свитам снизу вверх связана, безусловно, с глубиной их погружения от поверхности в процессе развития района и соответственно разной степенью метаморфизации.

Как видно из палеогеографических схем (см. фиг. 26–33), заболачивание и образование торфяников (а потом и углей) связано с прибрежной заливно-лагунной равниной и приурочено к крыльям крупных антиклиналей, в соленовское время (см. фиг. 29) – к Кулундинской антиклинали, в позднем олигоцене – к западной и северной частям Челкарского прогиба (см. фиг. 30–31) и северо-восточному крылу Северо-Устюртского прогиба (см. фиг. 32). В сводовых частях антиклиналей пласты угля обычно выклиниваются и сильно обогащаются терригенным материалом (см. фиг. 7), доказывая тем самым конседиментационность этих структур.

Из ряда тех же палеогеографических схем видно, что первый, наиболее ранний этап угленакопления в районе относится к соленовскому времени (см.

фиг. 29). В это время в Приаралье формировались маломощные прослои угля (10-20 см).

Второй, более крупный этап углеобразования охватывает первую половину байгубекского времени (см. фиг. 30-31). В пределах западной и северной частей Челкарского прогиба сформировалась обширная прибрежная приморская равнина с большим количеством заливов, лагун, озер, болот. На севере она была сопряжена с долиной крупной равнинной реки. Основное заболачивание отмечено в краевых частях Кашкаратинской синклинали. Здесь в это время существовал крупный залив с сильно заболачивающимся низменным изрезанным побережьем. Угли, образовавшиеся в это время, слагают Кашкаратинское месторождение.

Третий этап угленакопления приурочен к концу байгубекского времени (см. фиг. 32). Максимум заболачивания отмечен на Северном Устюрте. Сформировавшаяся здесь прибрежная равнина протягивалась полосой вдоль системы поднятий, охватывая южные крылья Аккулковской и Кызылойской антиклиналей и Косбулакскую синклиналь. Эта область распространения бурых углей, образовавшихся во второй половине позднего олигоцена, отделена территориально и значительным возрастным интервалом от Кашкаратинского месторождения и может быть выделена в самостоятельную угленосную площадь (Косбулакскую).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОГО УСТЮРТА И СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕМИОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ

Выделенные нами ландшафты определяются климатом, рельефом местности, био- и фитоценозами, гидродинамическим и гидрогеологическим режимом, геохимической обстановкой, характером тектонических движений. Появление и существование тех или иных ландшафтов зависят от всего комплекса этих явлений и процессов. Ландшафты соответствуют обычно либо нескольким, либо одной макрофации. Миграция ландшафтных зон на площади, подчиненная особенностям тектонических условий территории, приводит к их периодической смене и как следствие этого – к циклическому строению разрезов.

В процессе развития района в течение олигоцен–нижнего миоцена отмечается закономерное распределение и смена ландшафтов на площади или в разрезе. Ландшафт мелководного эпиконтинентального морского бассейна в сторону континента сменялся ландшафтом сильноподвижного мелководья (зона баров, пересыпей, кос, валов); около зон морского осадконакопления, окаймляя бассейн, располагалась то расширявшаяся, то сужавшаяся прибрежная низменная равнина с сильно изрезанным заливно–лагунным побережьем. Местами она сменялась ландшафтом в целом аналогичной, но в той или иной мере заболоченной равнины. Далее распространялась зона ландшафта аллювиально–дельтовой слабо расчлененной равнины с обширными размывающимися водораздельными пространствами и, как правило, врезанными в коренные породы руслами рек. Заключает этот ряд ландшафт областей сноса. Последний в Тургайском прогибе и в Северном Приаралье представлен денудационной слабо расчлененной холмистой равниной с крупными транзитными реками, а на Урале и в Мугоджарах – ландшафтом низкогорной области. В конце позднего олигоцена – начале раннего миоцена в Северном Приаралье за прибрежной озерно–лагунной равниной в сторону континента был распространен ландшафт мелководных лагун с карбонатным типом осадконакопления.

Трансгрессии осуществлялись путем наступления бассейна на континент в виде ингрессионных заливов вдоль отдельных синклинальных структур. Эти заливы за счет неравномерности тектонических движений и частой смены их знака то разобщались на несколько более мелких, то представляли собой один водоем. Быстрая смена поднятий и опусканий при преобладании общего прогибания района вызывала резкую дифференцированность этих заливов, что отразилось на строении отдельных частей толщи, – наличие многочисленных внутриформационных размывов, линзовидное строение пачек заливно–лагунных осадков, сокращение общей мощности разреза. Подобный режим развития территории был наиболее характерен для ашеайрыкского времени.

Смена крупных трансгрессий регрессиями приводила к постепенной миграции ландшафтных зон с севера на юг. Этот процесс протекал либо за счет сужения площади, занятой прибрежно–морской заливно–лагунной зоной, наиболее широкое распространение которой отмечено при максимуме трансгрессий, либо за счет отступления самого морского бассейна.

Регрессии, если они были обширны, на большей части территории приводили к появлению ландшафта аллювиально–дельтовых слабо расчлененных равнин,

а на границе крупных этапов развития района – к распространению в пределах Северного Приаралья и Челкарского прогиба ландшафта области сноса (денудационной холмистой равнины). При более слабых регрессиях подобный ландшафт области сноса распространялся лишь в самых северных участках территории, переходя южнее в зону широкой прибрежной заливно-лагунной, участками слабо заболоченной равнины. Всего за историю развития района было пять подобных смен ландшафтов, соответствующих мезоциклам. На границе позднего эоцена-раннего олигоцена и раннего и позднего олигоцена район испытал наиболее сильные регрессии с развитием ландшафтов области сноса и аллювиально-дельтовой слабо расчлененной равнины по всей северной половине территории. Вторая из этих регрессий разграничивает историю развития района на два этапа, каждый из которых соответствует макроциклу.

В силу специфики условий седиментации к ландшафтам разных типов приурочены различные комплексы полезных ископаемых. С ландшафтом мелководного эпиконтинентального открытого бассейна (в основном зона мелководья бассейна) связаны месторождения диагенетических железных руд, скопления глауконита; с ландшафтом сильноподвижного мелководья бассейна – скопления россыпных титано-циркониевых минералов; с прибрежной низменной заливно-лагунной равниной – обломочно-диагенетические железные руды, иногда скопления фосфора; с прибрежной заболачивающейся заливно-лагунной равниной – скопление пластов бурых углей и лигнитов и, наконец, с аллювиально-дельтовой слабо расчлененной равниной – обломочные или обломочно-диагенетические руды и концентрация фосфора.

Наиболее крупные из всех перечисленных концентраций железных руд приурочены к мелководноморской зоне бассейна на Северном Устюрте и в Челкарском прогибе.

Таким образом, смена ландшафтов определяет закономерности распределения полезных ископаемых в олигоцен-миоценовой толще. В раннем олигоцене развитие мелководноморской зоны с алевритовыми осадками при наличии кор выветривания в областях сноса привело к локализации на Устюрте крупных залежей железных руд (Кашкаратинское месторождение). Распространение в этих же участках территории в позднем олигоцене очень обширной зоны сильноподвижного мелководья обусловило формирование здесь титаноносных россыпей. Широкое развитие в Челкарском прогибе и на Устюрте прибрежной заливно-лагунной равнины и более благоприятные тектонические условия в позднем олигоцене по сравнению с ранним олигоценом способствовали сильному заболачиванию территории и образованию мощных пластов углей. Распространение в Приаралье длительное время ландшафтов прибрежной заливно-лагунной равнины и аллювиально-дельтовой слабо расчлененной равнины, а также довольно частая смена этих ландшафтов во времени привели к накоплению здесь обломочно-диагенетических и обломочных железных руд.

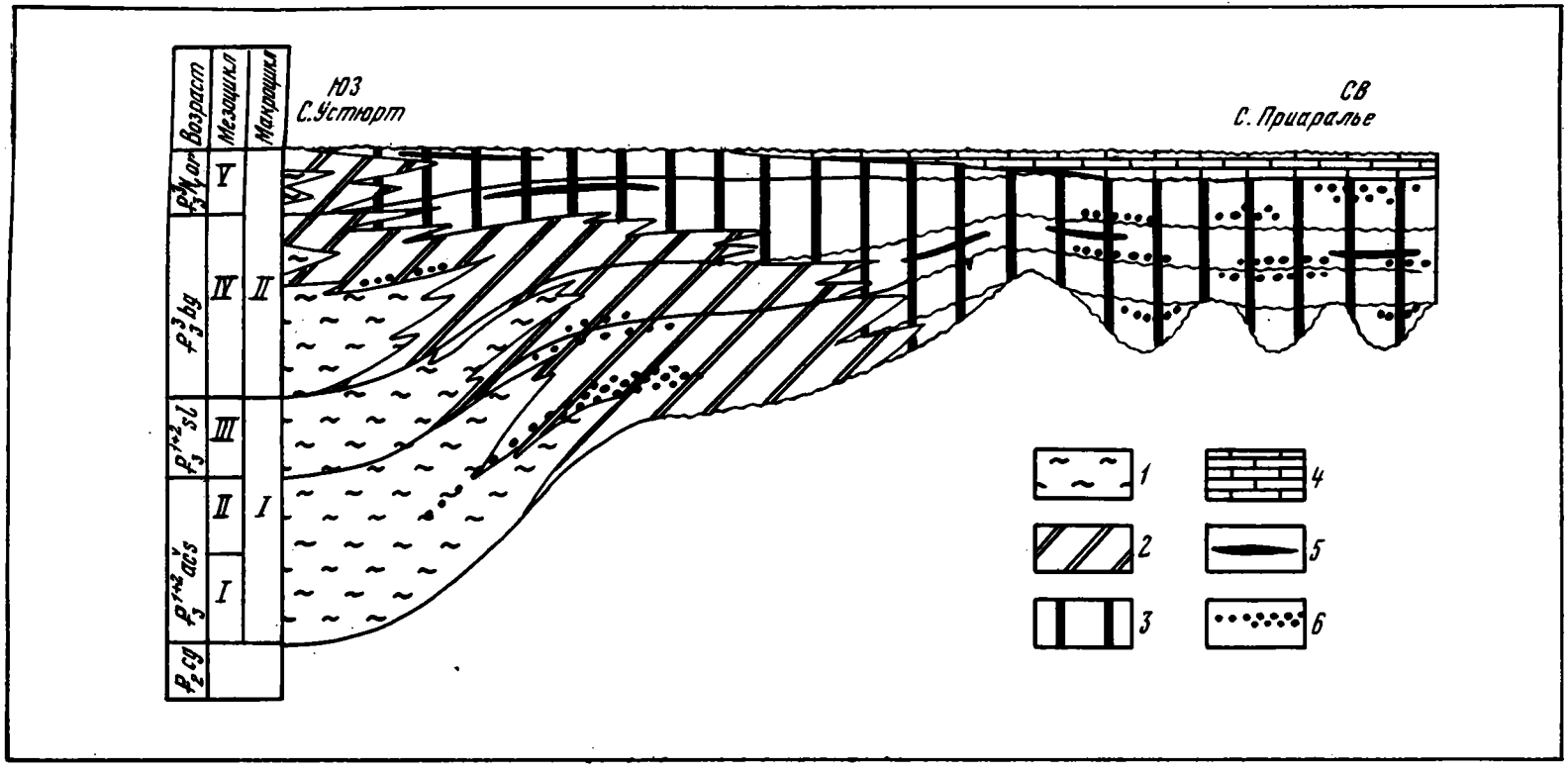
При трансгрессии в заливах и лагунах шло интенсивное железообразование, а в начале регрессии, в этап формирования аллювиально-дельтовой равнины, при врезе долины реки в более древние отложения эти месторождения размывались и переотлагались. Если учитывать, что основная масса железа приносилась реками в водоемы из областей сноса, становится ясной приуроченность наиболее крупных месторождений к начальным этапам развития района. Общее воздымание территории явилось причиной резкого усиления интенсивности размыва в питающей провинции; наличие там крупных кор выветривания привело, таким образом, к увеличению привноса соединений железа в конечный водоем сноса. Развитие мощных кор выветривания на Урале в мезозое (Черняховский, 1963) и раннем кайнозое подготовило материал, который при поднятии Урала и размыве этих кор в начале олигоцена в большом количестве поступал в Тургайский прогиб, Приаралье и на Устюрт. Этим объясняется большая насыщенность рудами ранне-среднеолигоценовых отложений по сравнению с верхнеолигоценовыми и повышенное содержание железа в начале олигоцена во многих породах и конкрециях.

Распределение глинистых минералов также подвержено ландшафтному контролю (см. гл. VII). Из областей сноса поступали монтмориллонит, смешанно-слойный монтмориллонит-гидрослюда, каолинит, гидрослюда и местами хлорит и вермикулит. В пределах распространения континентально-прибрежно-морского типа разреза отлагались смешанослойный монтмориллонит-гидрослюда и основная масса каолинита, в мелководноморском типе разреза – смешанно-слойный монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда и небольшое количество каолинита, в собственно морском типе разреза – монтмориллонит с небольшим количеством гидрослюды и каолинита. Отчетливость подобного распределения могла подчеркиваться дополнительным процессом диагенетического преобразования в каждой из зон: в море – монтмориллонитизация, на континенте – каолинитизация. При частой смене трансгрессий мелководноморская зона вполне могла обогащаться каолинитом в связи со сносом его с прибрежной равнины в море. Новообразованными глинистыми минералами на мелководье моря являются глауконит и шамозит (который также образуется в заливах и иногда в дельтах), а в лагунах с карбонатным типом осадконакопления – гидрослюда.

Помимо фациальной, отмечается отчетливая приуроченность минеральных ассоциаций к конкретным областям сноса. На северо-западе района распространена кварцево-граувакковая ассоциация терригенных минералов, связанная с Мугоджарской провинцией, на востоке и юго-востоке – кварц-полевошпатовая и мезомиктово-кварцевая ассоциация, связанная с областью сноса с Южного Урала и Тургайского прогиба. Мономиктово-кварцевая ассоциация, приуроченная к породам аральской свиты, образовалась при сильном выравнивании рельефа спокойных условий тектоники. Малая амплитуда поднятий в области сноса привела к ослаблению привноса обломочного материала и к уменьшению его размерности. Это повлекло, с одной стороны, к появлению условий для образования карбонатных осадков в лагунах, а с другой – к перемыву осадочных более древних отложений Приаралья и соответственно к постепенному вызреванию терригенных пород.

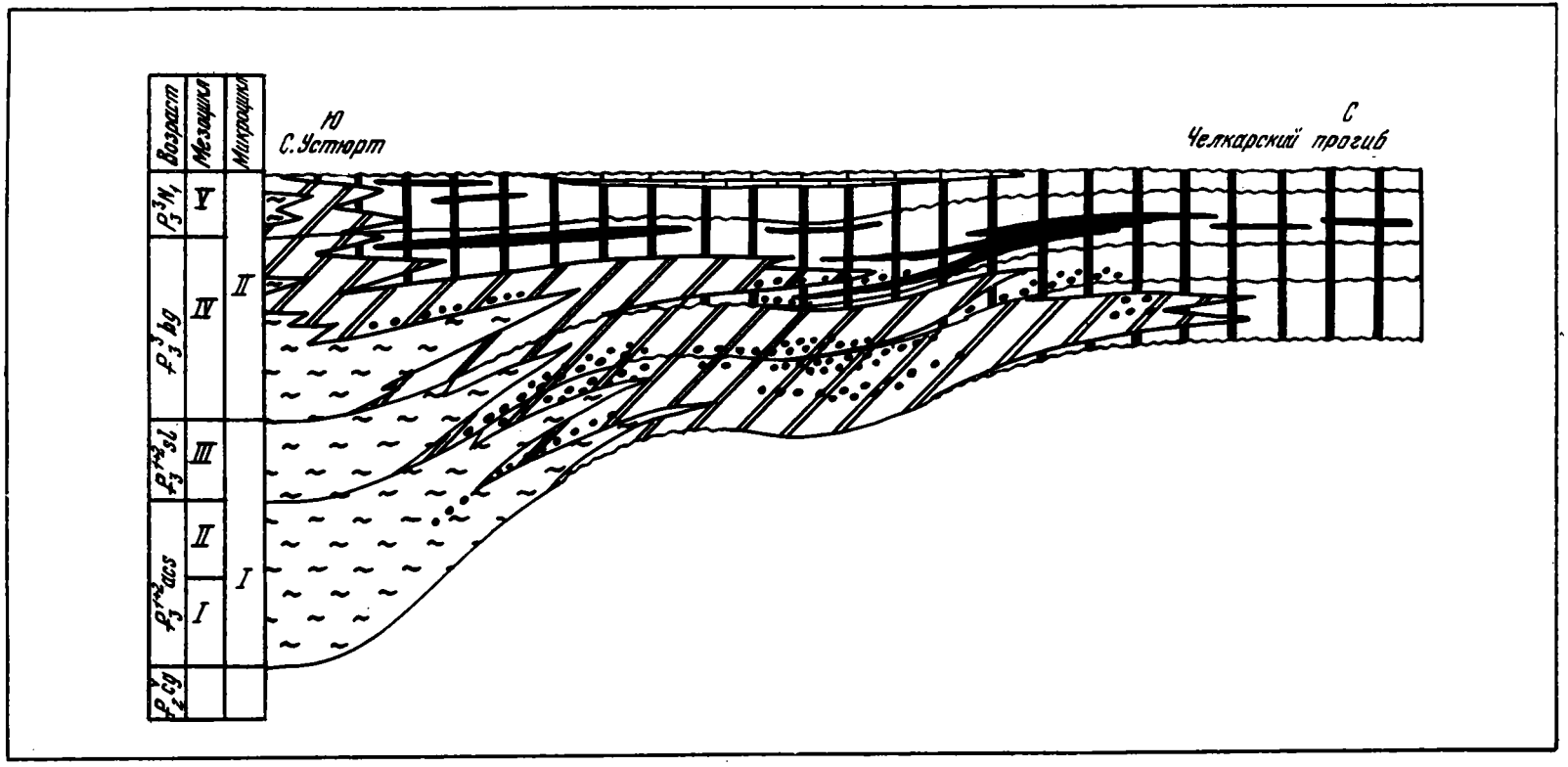
Изучение разновозрастных песчаников из отложений, слагающих платформенный чехол в пределах Устюрга и Северного Приаралья (Булекбаев и др., 1970), показало, что в процессе развития территории происходило постепенное вызревание терригенного материала (см. фиг. 25). Юрские и нижнемеловые песчаные породы относятся к группе кварцевых или полевошпат-кварцевых граувакк, верхнемеловые – к граувакковым аркозам, полевошпат-кварцевым или мезомиктово-кварцевым образованиям. Палеогеновые и неогеновые пески и песчаники (в том числе и олигоценовые) попадают главным образом в кварцевую группу (обломков кварца не менее 50%). Фигуративные точки, соответствующие составам обломочных пород нижнего миоцена и верхов олигоцена, тяготеют к кварцевому углу треугольника (обломков кварца не менее 75%). Таким образом, терригенный материал олигоценовых и нижнемиоценовых отложений рассматриваемой территории является продуктом вызревания в основном граувакковых пород. Подобный процесс происходил за счет многократного перемывания и переотложения уже литифицированных более древних осадков с добавлением новых порций менее зрелого материала из области питания (Южный Урал) при крупных регрессиях и общих воздыманиях территории.

При сопоставлении палеогеографических схем (см. фиг. 26–33) со структурной картой (см. фиг. 2) можно отметить, что в течение всей истории развития района самые тонкие алевриго-глинистые осадки разных фаций связаны с наиболее прогнутыми в современном структурном плане синклиналями и прогибами, а песчаные отложения – с более приподнятыми антиклиналями и поднятиями. Отчетливо это проявляется на северо-востоке Устюрга и юге Челкарского прогиба, менее ясно подобная зависимость замегна в Северном Приаралье, однако и здесь тектонические структуры обусловливают направление и место заложения эрозионных долин, расположение отмельных и островных зон и т.д. Следовательно, в течение олигоцена структурный план района в целом соответствовал современному и влиял на распределение фаций и целых ландшафтных зон.



Фиг. 46. Общая схема строения терригенной угленосно-железорудной олигоцен-миоценовой толщи Устюрта и Приаралья (профиль с северо-запада на юго-восток района)

1 – собственно морской тип разреза; 2 – прибрежно-морской тип разреза; 3 – континентально-прибрежно-морской тип разреза; 4 – отложения карбонатных лагун; 5 – прослой углей; 6 – прослои железных руд



Фиг. 47. Общая схема строения терригенной угленосно-железорудной олигоцен-миоценовой толщи Устюрта и Приаралья (профиль с севера на юг района)

Условные обозначения см. на фиг. 46

Распространение различных типов разрезов в пределах Устюрта и Приаралья несомненно связано с особенностью тектонических движений в этих районах: более плавных и большей амплитуды в первом случае и более быстрых, резко дифференцированных малой амплитуды – во втором, происходящих на фоне общих воздыманий и опусканий. Причиной этого могло послужить различие в строении фундамента в различных участках территории – залегание платформенного чехла малой мощности на узких палеозойских структурных блоках Приаргизской зоны в Приаралье и мощного комплекса мезо-кайнозойских отложений на более монолитной широкой эпеленокаменной зоне на Устюрте. Меньшие мощности толщи, сокращение разреза, наличие большого количества внутриформационных размывов и континентально-прибрежно-морской тип циклов резко отличают Приаралье и северную часть Челкарского прогиба от его южной части и Северного Устюрта. Это позволяет выделить соответственно две структурно-фациальные зоны – Челкарско-Приаральскую и Северо-Устюртскую. Первая характеризовалась на протяжении всего олигоцена частой сменой поднятий и опусканий при некотором преобладании последних и развитием континентально-прибрежно-морской обстановки осадконакопления; вторая – более плавными тектоническими движениями, большой их амплитудой, значительным преобладанием опусканий над поднятиями и развитием преимущественно отложений собственно морской обстановки.

Таким образом, олигоцен-нижнемиоценовая толща образовалась в регрессивную фазу развития района в конце палеогена. Она характеризуется определенным фациальным составом, закономерно изменявшимся в процессе развития района, присущим ей комплексом минеральных ассоциаций и набором полезных ископаемых.

В.В. Лавров (1959) в Тургайском прогибе и в Приаралье в пределах олигоцен-нижнемиоценовой континентальной толщи выделяет три "формации": нижнюю угленосно-лептохлоритовую, соответствующую индрикотериевому ярусу (ашеайрыкская свита и соленовский горизонт); каолиновую, соответствующую тургайскому веку (байгубекская свита); сульфатно-карбонатную, соответствующую аральскому веку (аральская свита). Выделение этих "формаций" проводится на основе палеонтологических, литологических, минералогических и генетических признаков. Все три "формации" в Тургайском прогибе обладают совершенно отличными комплексами фауны, различным вещественным составом, условиями осадкообразования и полезными ископаемыми. Причины, породившие эти "формации", связываются В.В. Лавровым в первую очередь с изменением климата и характера тектонических движений в течение олигоцена и миоцена.

На севере Устюрта и Приаралья олигоцен-нижнемиоценовой толще присущи четыре комплекса фауны, отвечающие каждой из выделенных свит, и два комплекса флоры (Броневой, Брызжева и др., 1967) – нижний (ранний олигоцен) и верхний (поздний олигоцен – ранний миоцен). Эти комплексы отражают определенные этапы развития района и изменения климата, подтверждая необходимость разделить всю толщу на две части, соответствующие первому и второму макроциклам. Литологически, минералогически и генетически в пределах района толща довольно однородна. Исключение составляют аральские карбонатные слои, которые на запад, однако, довольно быстро переходят в сероцветную угленосную толщу, аналогичную верхнеолигоценовой. Следовательно, кроме палеофлористических данных в рассматриваемом районе у нас нет критериев для выделения нескольких "формаций". Таким образом, на Северном Устюрте можно выделить в объеме олигоцен-нижнемиоценового разреза только одну терригенную толщу, характеризующуюся угленосностью и наличием оолитовых железных руд (фиг. 46, 47). В целом по своим особенностям она близка к раннеолигоценовой формации Тургайского прогиба (Лавров, 1959). Следовательно, при движении от континента (Тургайский прогиб) к морю (Северный Устюрт) отмечается постепенная смена трех различных "формаций" одновозрастной с ними толщей. Подобный процесс, по-видимому, объясняется очень сильным влиянием в олигоцене крупного морского бассейна на осадконакопление в его прибрежной зоне путем создания особых "микроклиматических" более влажных условий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное литолого-фациальное и минералогическое изучение олигоцен-нижнемиоценовой терригенной толщи Северного Устюрта и Северного Приаралья позволило сделать следующие основные выводы.

1. Олигоценовая толща Северного Устюрта и Северного Приаралья представлена комплексом осадков морских и континентальных фаций: бассейновых, лагун с карбонатным типом осадконакопления, дельтовых, аллювиальных, болотных и озерно-болотных.

2. Закономерное чередование генетических типов в разрезе обусловливает циклическое строение всей толщи и позволяет установить циклы различных порядков. Выделенные мезоциклы соответствуют свитам, а макроциклы – крупным этапам развития района и прослеживаются по всей площади. Вся олигоцен-нижнемиоценовая толща построена тремя типами разрезов (собственно морской, мелководноморской и континентально-прибрежно-морской), сменяющих друг друга с юга на север.

3. Установлено, что терригенные породы олигоцен-миоцена относятся к трем ассоциациям и образовались за счет многократного перемыва и переотложения материала, поступавшего как с Южного Урала и Мугоджар, так и из эоцен-олигоценовых толщ Тургайского прогиба и Северного Приаралья. По терригенно-минеральным ассоциациям, содержаниям тяжелых минералов и гипоморфным особенностям кварца выделено две области питания – западная, связанная с Мугоджарскими горами, и восточная, связанная с Тургайским прогибом и Урало-Тобольской геосинклинальной зоной. Близость западных участков района к коренным источникам титана и циркония способствовала образованию здесь более богатых россыпей.

4. На основе выделенных фаций и типов элементарных циклов восстановлена общая палеогеографическая обстановка образования толщи. Формирование ее происходило при смене трансгрессий и регрессий на фоне общего регрессивного развития. Палеогеографический план в целом сохранялся единым в течение всего олигоцена и раннего миоцена. На юге района были распространены главным образом бассейновые ландшафты, а на севере – континентальные. Переходная зона от континентальных отложений к морским представляла собой прибрежную заливно-лагунную равнину с озерами и реками, характеризующуюся очень сложным и пестрым фациальным строением.

5. Постоянная в течение всего палеогена питающая провинция терригенного материала позволила проследить изменение минерального состава осадков и зависимость его от фациальных условий седиментации. Распространение на площади района семи ассоциаций глинистых минералов, с одной стороны, связано с двумя областями сноса материала, а с другой – подвержено определенному фациальному контролю. Распределение ассоциаций по фациям обусловлено как терригенным разносом минералов, так и преобразованием их в осадках в диагенезе.

6. Железные руды Северного Устюрта и Северного Приаралья первично образовались в мелководноморской, прибрежно-морской и отчасти в дельтовой

обстановках. В дальнейшем при регрессиях размыв этих рудных тел привел к накоплению "вторичных" аллювиальных месторождений, характеризующихся более богатыми рудами с малым содержанием терригенных минералов.

По генезису основных породообразующих минералов и оолидов выделено три типа руд – диагенетические, обломочно-диагенетические и обломочные. Первый из них характерен для морских наиболее удаленных от побережья и мелководных отложений, второй – для прибрежно-морских и отчасти дельтовых отложений и третий – преимущественно для аллювиальных железорудных образований. Закономерная смена во времени и распространение на площади различных ландшафтов обусловили определенное распространение в олигоцен-нижнемиоценовой толще железных руд, углей и россыпей титано-циркониевых минералов.

7. Влияние крупного морского бассейна явилось причиной образования в Приаралье и на Северном Устюрте одной терригенной угленосно-железорудной толщи, которая на севере, в районе Тургайского прогиба, может быть расчленена на три "формации".

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. 1956. М., Изд-во АН СССР.

Богачев Г.В. 1932. Бурые угли Киргизской степи Приаральского района. – Изв. Всесоюз. геол.-развед. объед., 51, вып. 27.

Бойцова Е.П. 1964. Спорово-пыльцевые комплексы из морских и прибрежно-морских отложений палеогена северных и восточных чинков Устюрта. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т.102.

Бойцова Е.П., Мазина Е.А., Михайлов Б.М., Овечкин Н.К. 1955. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 5.

Броневой В.А. 1961. О раннеолигоценовом бассейне на юго-востоке Тургайского прогиба. – "Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия", вып. 43.

Броневой В.А. 1967. Аральская свита и проблемы границы между палеогеном и неогеном в Западном Казахстане. – "Сов. геология", № 3.

Броневой В.А. 1969. К вопросу об условиях образования железных руд Северного Приаралья. – "Литол. и полезные ископ.", № 2.

Броневой В.А., Брызжева Н.Н., Васильев И.В., Жежель О.Н., Коробков А.И., Литвинов П.А. 1967. Верхнепалеогеновые отложения Северного Устюрта и Чаграйского плато. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т.123.

Броневой В.А., Брызжева Н.Н., Жежель О.Н., Жилин С.Г. 1971. Корреляция разнофациальных олигоценовых отложений Западного Казахстана. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т.169.

Броневой В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1967. О новом районе железорудных среднеолигоценовых отложений в Северном Приаралье и на северо-восточном Устюрте. – "Литол. и полезные ископ.", № 4.

Броневой В.А., Доминиковская Т.В. 1971. Анапаитовые конкреции из олигоценовых железорудных отложений севера Туранской плиты. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 169.

Броневой В.А., Жилин С.Г. 1967. Олигоценовые отложения северного берега залива Перовского (Аральское море). – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 123.

Броневой В.А., Кирюхин Л.Г. 1966. Верхнеолигоценовые отложения Северного Приаралья и Северного Устюрта. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 41, вып. 3.

Броневой В.А., Кирюхин Л.Г. 1968. Среднеолигоценовые отложения Северного Приаралья и Северного Устюрта. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 1.

Буданцев Л.Ю. 1959. Олигоценовая флора Северного Приаралья. – "Проблемы ботаники", вып. 4.

Булекбаев З.К., Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Муравьев В.И., Николаев В.Г., Сапожников Р.Г., Тасыбаев Б.С., Шлезингер А.Е. 1970. Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М., "Наука".

Васильев Е.К., Кашаева Г.М., Ушаповская З.Ф. 1974. Рентгенометрический определитель минералов. (Класс фосфатов). М., "Наука".

Вахрамеев В.А. 1949. Континентальные и солоноватоводные отложения Северного Приаралья и северных чинков Устюрта. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 4.

Великий Н.М., Гладков И.И., Милецкий Б.Е. 1969. Новые данные по титаноносности Северного Приаралья. – "Литол. и полезные ископ.", № 1.

Великий Н.М., Милецкий Б.Е. 1971. Титаноносные россыпи олигоценовой формации Северного Приаралья. – В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата, "Наука".

Вознесенский А.И. 1974. Особенности распределения окиси и закиси железа в железных рудах как показатель фациальной среды их образования. –

В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному семинару по геохимическим и аналитическим методам изучения вещественного состава осадочных пород и руд, ч. 1.

Вялов О.С. 1930. О возрасте чеганских глин на Устюрте. – "Изв. ГГРУ", т. 49, № 4.

Вялов О.С. 1935. Гидрогеологический очерк Устюрта. – "Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин.", вып. 319.

Вялов О.С. 1945. Возраст корбулевых слоев Приаралья. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 20, вып. 3–4.

Гарецкий Р.Г., Мерклин Р.Л., Яншин А.Л. 1958. Морские нижнемиоценовые отложения в Приаралье. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 33, вып. 6.

Градусов Б.П. Рентгеноструктурные методы изучения смешаннослойных минералов. – "Почвоведение", № 12.

Грауваки. 1972. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 238.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1966. Породообразующие минералы, т. 4. Пер. с англ. М., "Мир".

Еремеев В.В. 1972. Палеогеография и минералообразование нижнекарбоновых угленосных отложений Среднего Урала. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 240.

Жемчужников Ю.А. 1926. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. – "Зап. Ленингр. горн. ин-та", т. 7, вып. 1.

Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг Н.И., Тимофеева З.В. 1959–1960. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого баосейна, ч. 1–2. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 15.

Запорожцева А.С., Вишневская Т.Н., Глушинский П.И. 1963. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. – "Литол. и полезные ископ.", № 2.

Зарицкий П.В. 1970. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, ч. 1. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та.

Зхус И.Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., "Наука".

Кирпаль Д.Р. 1971. Некоторые вопросы экзогенной металлогении платформенного чехла Тургайского прогиба. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 169.

Копорулин В.И. 1961. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна. – "Докл. АН СССР", т. 137, № 1.

Копорулин В.И. 1966. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи Центральной части Иркутского бассейна. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 160.

Коробков А.И. 1966. О присутствии рупельских отложений на севере Тургайского прогиба и юге Западной Сибири. – "Докл. АН СССР", т. 171, № 3.

Коробков А.И. 1967. О возрасте и соотношении ащеайрыкской и чеганской свит Северного Устюрта и узунбасской свиты Мангышлака. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 123.

Коробков И.А. 1961. К вопросу о границе эоцена и олигоцена. – "Сов. геол.", № 9.

Коробков И.А. 1964. Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т. 102.

Коробков И.А., Коробков А.И. 1965. К проблеме ярусного деления олигоцена. – "Изв. АН АрмССР. Науки о Земле", т. 18, № 5.

Коссовская А.Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 63.

Криштофович А.Н. 1930. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношение к ископаемой флоре Северной Азии. – "Материалы Комис. экспед. исследований АН СССР", вып. 26, серия казахстанская, вып. 3–4.

Лавров В.В. 1951. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юго-запада Сибири. – "Вестн. АН КазССР", № 1.

Лавров В.В. 1952. Новые находки остатков третичной фауны позвоночных в Северном Приаралье. – "Вестн. АН КазССР", № 2.

Лавров В.В. 1957. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Лавров В.В. 1959. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Лавров В.В. 1970. Конкреции кайнозойских континентальных формаций Казахстана и Западной Сибири. – В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. (Материалы 1-го семинара по изучению конкреций...). Л., ВСЕГЕИ.

Мерклин Р.Л. 1962. Горизонты средневерхнеолигоценовых отложений юга СССР. – "Докл. АН СССР", т. 144, № 2.

Мерклин Р.Л. 1960. О новом виде кардид из верхнего олигоцена Приаралья. – "Палеонтол. журн.", № 1.

Мило Ж. 1968. Геология глин. Пер. с франц. Л., "Недра".
Мильнер Г.Б. 1968. Петрография осадочных пород, т. 1–2. Пер. с англ. М., "Недра".
Михайлов А.С., Кринари А.И. 1970. Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов в СССР. – "Сов. геол.", № 4.
Овечкин Н.К. 1951. Среднепалеогеновые отложения Тургайской впадины и Северного Приаралья. – Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ.
Овечкин Н.К. 1961. Новые данные об отложениях нижнего олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах. – В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению цифр и корреляции стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат.
Овечкин Н.К. 1962. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", т.77.
Орлов Ю.А. 1939. Местонахождение третичных млекопитающих у Аральского моря. – "Природа", № 5.
Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. 1955. Пер. с англ. М., ИЛ.
Рухин Л.Б. 1937. Материалы к вопросу о геологическом строении Северо-Восточного Приаралья. – "Зап. Мин. о-ва", т. 66, вып. 1.
Сендеров Э.Э. 1970. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., "Наука".
Страхов Н.М. 1947. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. – "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 73. Геол. серия, т. 22.
Страхов Н.М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 5.
Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1–2. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.И., Разживина А.И., Рагеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. 1954. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР.
Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 94.
Тимофеев П.П. 1969. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 197.
Тимофеев П.П. 1970. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 198.
Трофимов В.С. 1963. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
Феофилова А.П. 1966. Переход угленосных отложений в соленосные в западном Донбассе. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 140.
Формозова Л.Н. 1949. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 24, вып. 4.
Формозова Л.Н. 1951. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 26, вып. 6.
Формозова Л.Н. 1953. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 5.
Формозова Л.Н. 1959. Железные руды Северного Приаралья. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 20.
Фролов В.Т. 1970. Карбонатные конкреции юры Дагестана, их связь с генетическими типами отложений и фациями и корреляция с угленосностью. – В кн.: Конкреции и конкреционный анализ (Материалы 1-го семинара по изучению конкреций...). Л., ВСЕГЕИ.
Цеховский Ю.Г. 1973. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 242.
Черняховский А.Г. 1963. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). – "Труды ГИН АН СССР", вып. 77.
Юревич А.Л. 1966. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалхашского района Юго-Западной Туркмении. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 164.
Яншин А.Л. 1940. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии Чушкакульской антиклинали. – "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 32. Геол. серия, № 9.
Яншин А.Л. 1953. Геология Северного Приаралья. – "Материалы к познанию геологического строения СССР. Новая серия", вып. 15 (19). МОИП.
Mumpton F.A. 1960. Clinoptilolite redefined. – "Amer. mineralogist," vol. 45, N 3–4.
Prior W.A., Glass H.D. 1961. Cretaceous-tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi Embancment. – "J. Sedimentol. Petrol.", vol. 31, N 1.
Sudo T., Nisiyata T., Chiu K., Magashi H. 1962. Mordenite and clinoptilolite in glassy tuffs of Japan. – "J. Geol. Soc. Japan," vol. 69, N 808.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Осадки сильно изрезанного прибрежно-заливного мелководья

а - залив Тще-Бас, обн. 2 ТБ, генетический тип БПП-1; б - залив Перовского, обн. 2П, генетический тип БПП-2; в - залив Перовского, обн. 7П, генетический тип БПА-1

Таблица II

Осадки сильно изрезанного прибрежно-заливного мелководья и лагун

а - залив Перовского, обн. 7П, генетический тип БПС-2; б - залив Перовского, обн. 3П, генетичесикий тип БПС-3; в - залив Перовского, обн. 3П, генетические типы ЛЦГ-1 и ЛЦГ-2

Таблица III

Осадки подводного склона дельт и отложения аллювиальных потоков

а - залив Перовского, обн. 3П, генетический тип ДПП-2; видно залегание крупными взаимосрезающимися линзами; б - залив Перовского, обн. 5П (месторождение Кара-Сандык), осадки фаций ДПА и АДР; в - Чаграйское плато, обн. 4ЧГ, генетические типы АРР-1 и АРР-2

Таблица IV

Различные типы ооидов; николи ||

а - шамозитовые псевдооолиты и оолиты с кварцевым и гидрогётитовым ядром; увел. 70 (обр. 145, скв. 1425), фация БМТ; б - нераздробленные целые гидрогётитовые оолиты, увел. 70 (обр. 52б, скв. 1320), фация БМТ; в - обломки гидрогётитовых оолитов в руде; увел. 180 (обр. 3а, обн. 1, Кутан-Булак), фация АРР

Таблица V

Различные типы ооидов; николи ||

а - гидрогётитовый оолит сложного строения; увел. 70 (обр. 9, обн. 1, Кутан-Булак), фация АРР; б - шамозитовый псевдооолит и оолит с шамозитовым ядром; увел. 180 (обр. 53а, скв. 98), фация БМП; в - обломки гидрогётитовой руды в породе; увел. 180 (обр. 149, скв. 1483), фация БМТ

Таблица VI

Различные типы оолитовых железных руд; николи ||

а - руда гидрогётитовая с гидрогётитовым цементом; нет регенерации обломков; увел. 180 (обр. 3, обн. 1, Кутан-Булак), фация АРР; б - руда гидрогётитовая с гидрогётит-сидеритовым цементом; нет регенерации обломков; увел. 70 (обр. 4, обн. 1, Кутан-Булак), фация АРР; в - руда шамозит-гидрогётитовая с гидрогётитовым цементом; увел. 180 (обр. 61, скв. 1320), фация БМТ

Таблица VII

Различные типы железных оолитовых руд; николи , увел. 180

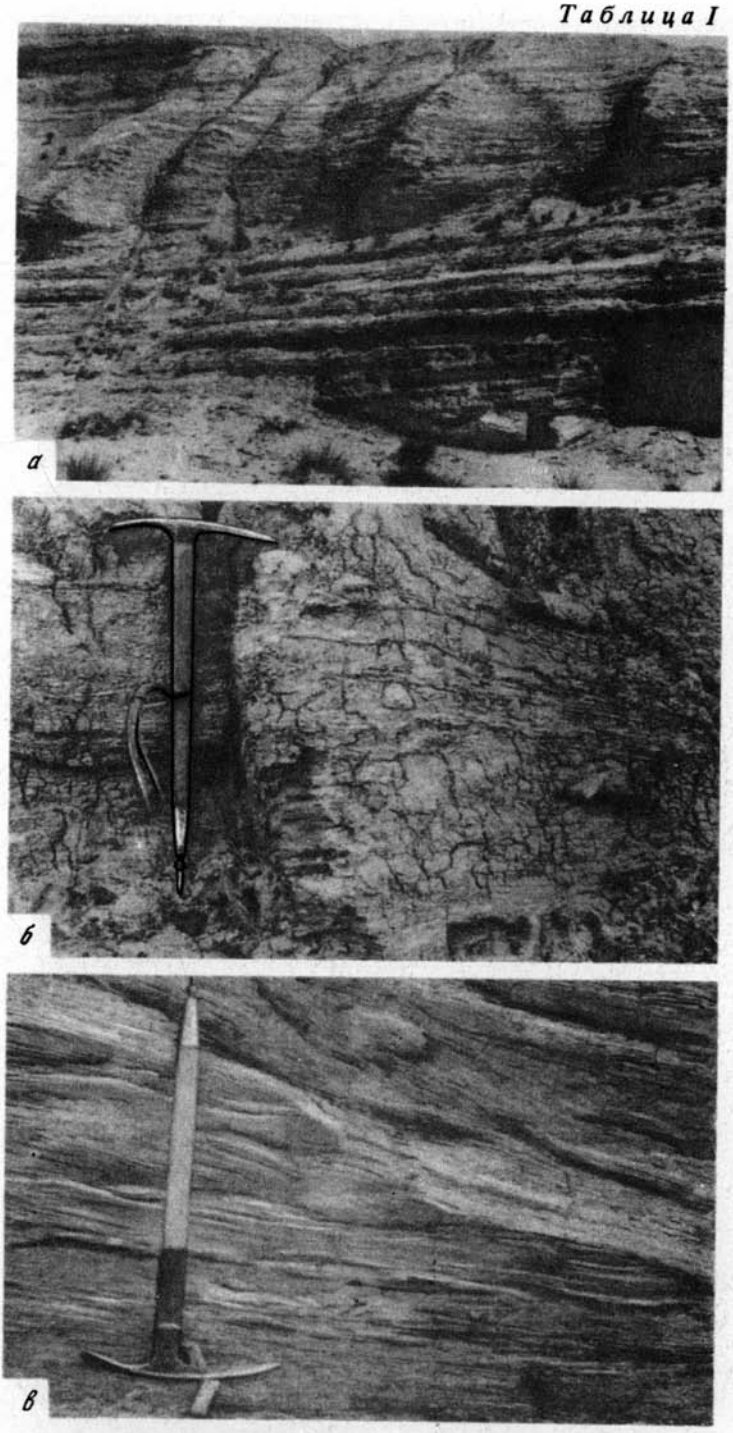
а – руда шамозит-гидрогётитовая с шамозит-сидеритовым цементом (обр. 42, скв. 41); б – руда шамозитовая с шамозит-сидеритовым цементом (обр. 158, скв. 1483), фациям БММ; в – руда кварцево-шамозитовая с шамозитовым цементом (обр. 5, скв. 98), фация БМП

Таблица VIII

Зерна глауконита со структурой "столбика монет", покрытых шамозитовой оболочкой; увел. 180, николи

а – сильное замещение шамозитом глауконита в краевых частях зерна (обр. 54, скв. 98), фациям БММ; б – слабо измененное зерно глауконита в центре шамозитового оолита (обр. 42в, скв. 41), фация БММ; в – зерно глауконита в ядре шамозитового оолита (обр. 47, скв. 41)

Таблица I



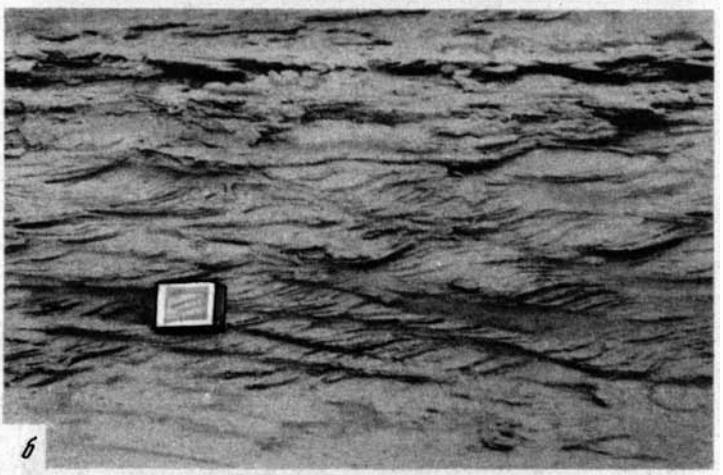
а

б

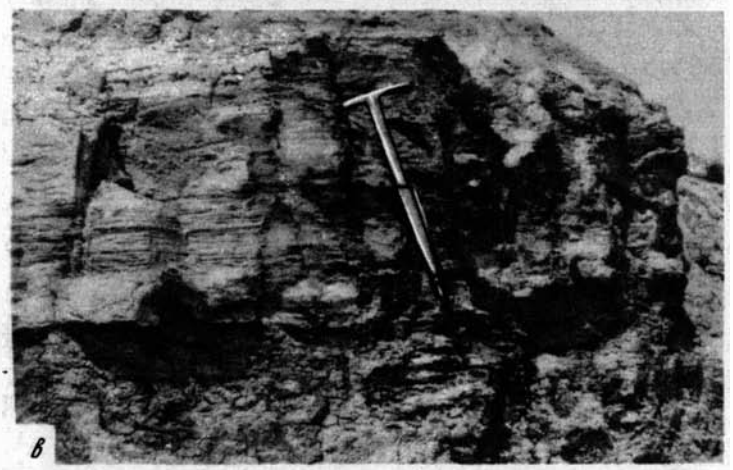
в

½8 810

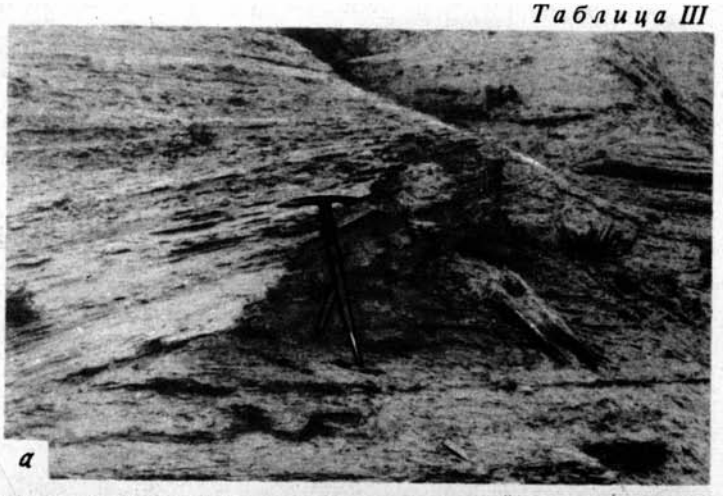
а



б

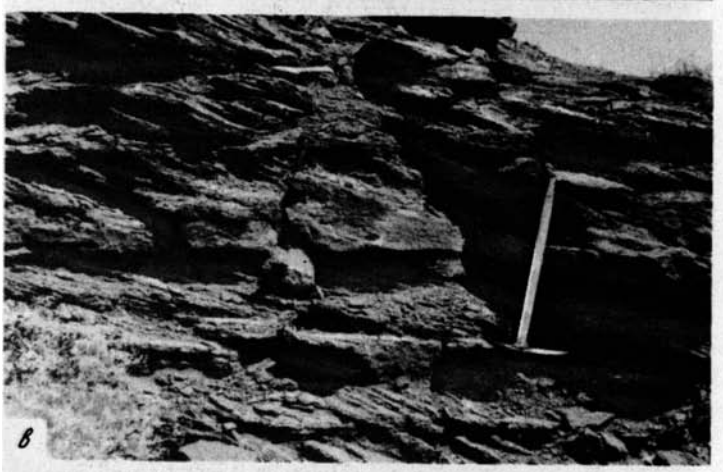


в

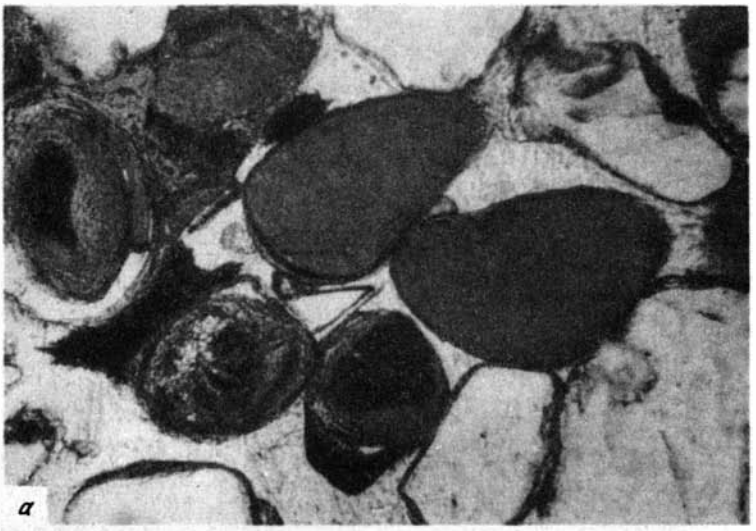


а

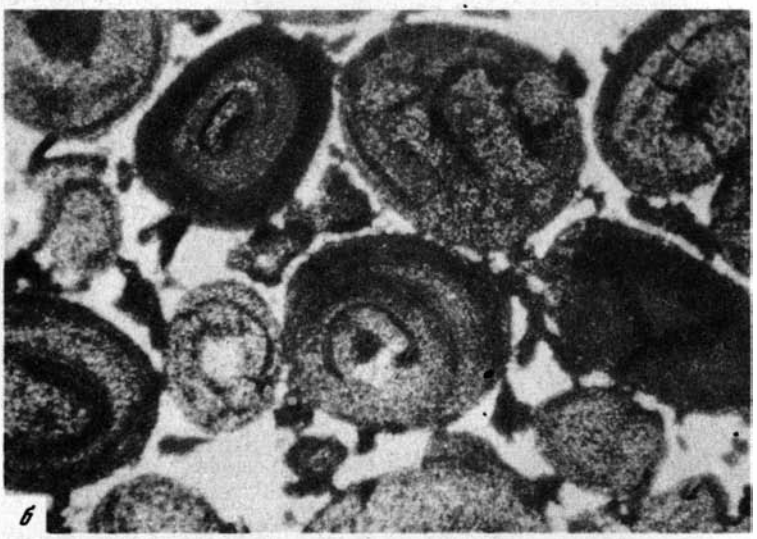
б



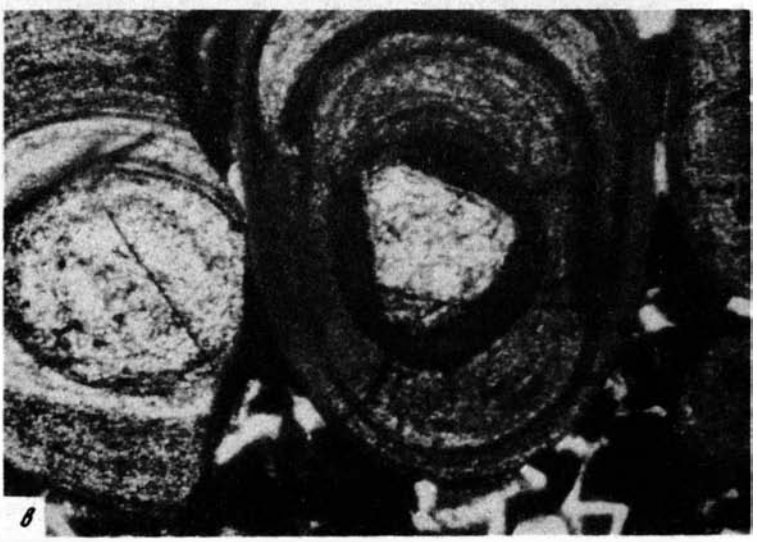
в



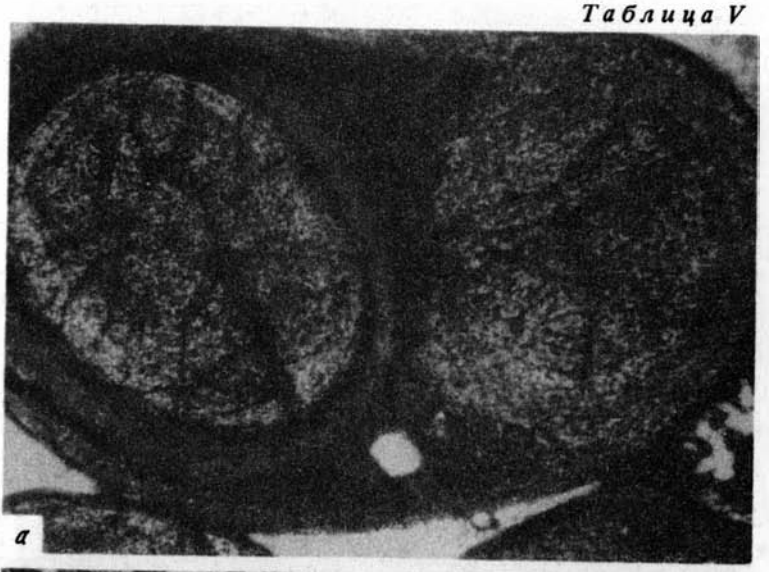
а



б



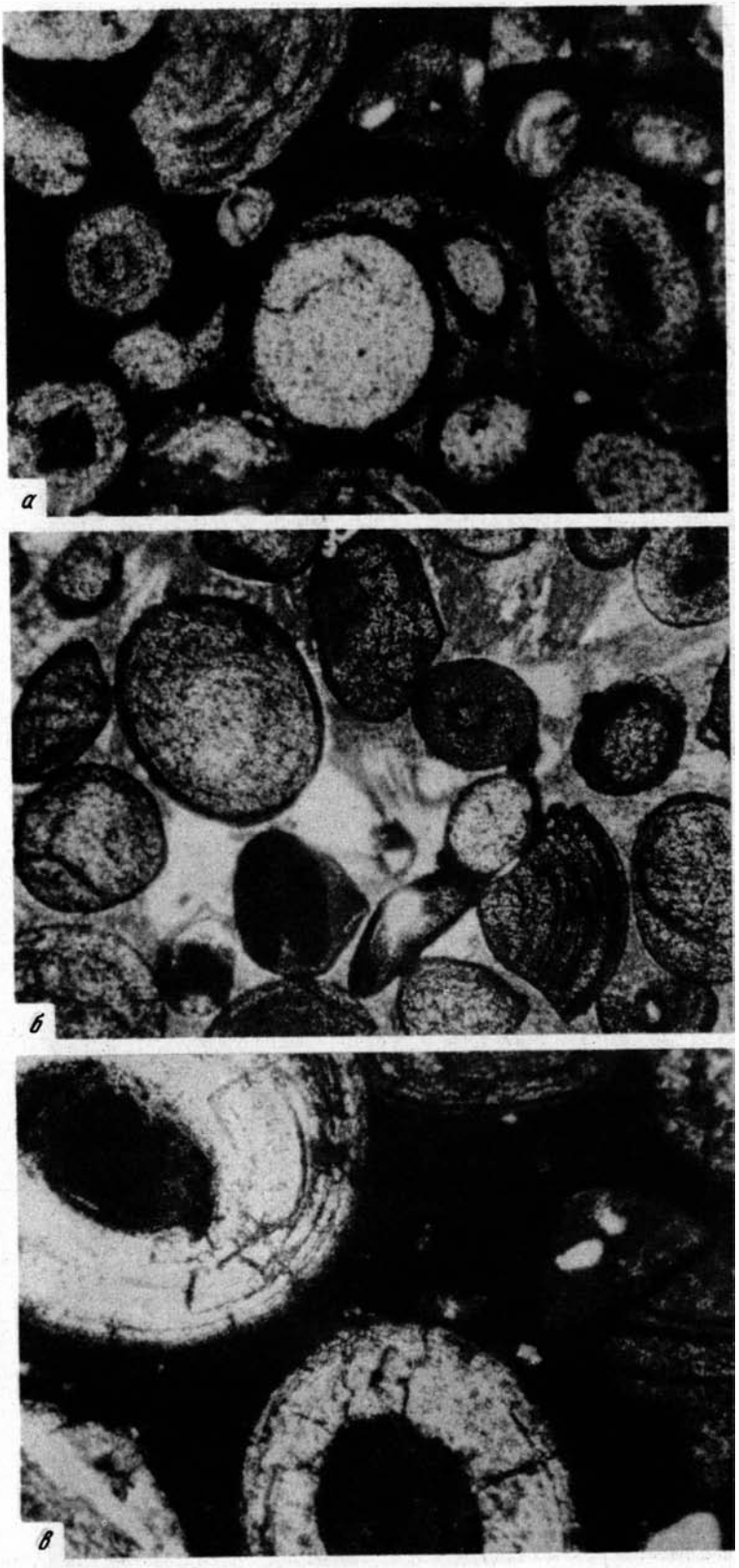
в



а

б

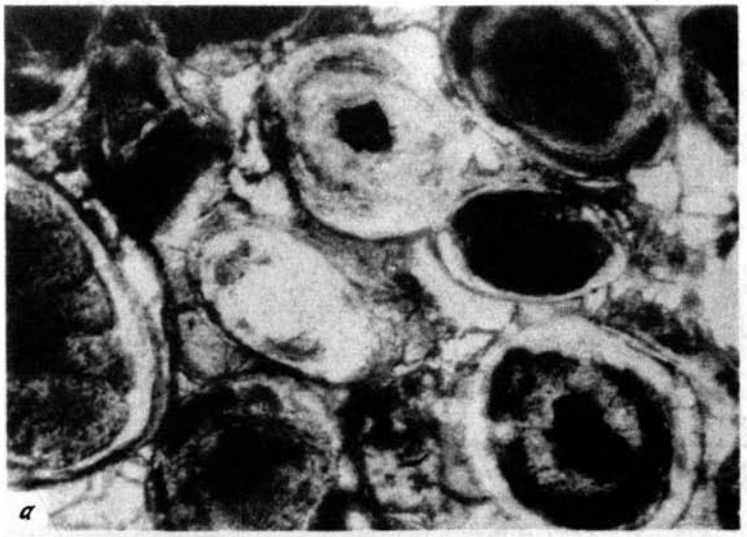
в



а

б

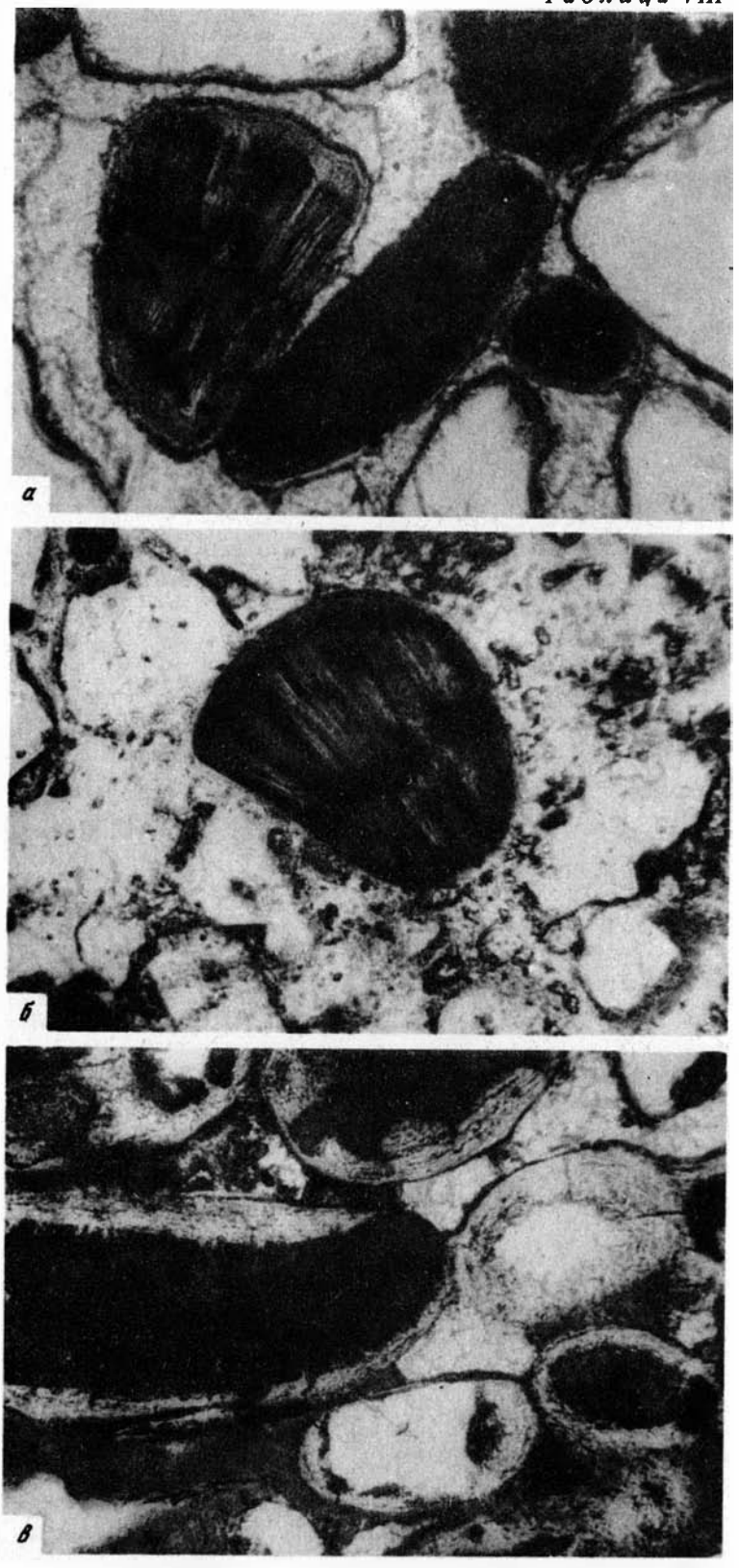
в



а

б

в


а
б
в

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава первая

Краткий обзор геологических исследований Приаралья и Устюрта 5

Глава вторая

Очерк геологического строения 9

Общие сведения . . . . . –
Стратиграфия 11

Глава третья

Фациальная характеристика олигоцен-нижнемиоценовых отложений Устюрта и Северного Приаралья 17

Отложения морского бассейна 18
Континентальные отложения 32

Глава четвертая

Циклы и циклическое строение олигоцен-нижнемиоценовой толщи 37

Типы циклов . . . . . –
Циклическое строение разрезов 41

Глава пятая

Минеральный состав пород олигоцен-миоцена и области сноса терригенного материала 45

Терригенные минералы . . . . . –
Терригенно-минеральные ассоциации 48
Глинистые минералы 49
Ассоциации глинистых минералов 51
Карбонатные минералы 57
Фосфатные минералы 59
Цеолиты 60
Области сноса терригенного материала . . . . . –

Глава шестая

Палеогеография и условия осадконакопления в олигоцен-нижнемиоценовое время на Северном Устюрте и Северном Приаралье 64

Глава седьмая

Распространение минеральных ассоциаций 79

Распространение терригенно-минеральных ассоциаций . . . . . –
Распространение ассоциаций глинистых минералов 80
Распространение карбонатных конкреций 89

Глава восьмая

Полезные ископаемые 91

Железные руды . . . . . -
Россыпи титано-циркониевых минералов 105
Бурый уголь и лигниты 106

Глава девятая

История геологического развития Северного Устюрта и Северного Приаралья и особенности формирования олигоцен-нижнемиоценовой толщи 108

Заключение 114

Литература 116

Таблицы I–VIII и объяснения с ним 119

CONTENTS

Introduction 3

Chapter first

The history of geological investigation of Priaralie and Ustyurt 5

Chapter second

A brief description of the geological structure 9

General information . . . . . –
Stratigraphy 11

Chapter third

Facies characteristics of Oligocene-Lower Miocene deposits of Ustyurt and North Priaralie 17

Marine deposits 18
Continental deposits 32

Chapter fourth

Cycles and cyclic structure of Oligocene-Lower Miocene beds 37

Types of cycles . . . . . –
Cyclic structure of the sections 41

Chapter fifth

Mineral composition of Oligocene-Miocene rocks and the source areas of terrigenous material 45

Terrigenous minerals . . . . . –
Terrigenous-mineral associations 48
Clay minerals 49
Clay mineral associations 51
Carbonate minerals 57
Phosphate minerals 59
Zeolites 60
Source areas of terrigenous material 61

Chapter sixth

Paleogeography and sedimentation conditions in the Oligocene-Lower Miocene time in the North Ustyurt and North Priaralie 64

Chapter seventh

Distribution of mineral associations 79

Distribution of terrigenous-mineral associations . . . . . –
Distribution of clay mineral associations 80
Distribution of carbonate nodules 89

Глава восьмая

Полезные ископаемые 91

Железные руды . . . . . -
Россыпи титано-циркониевых минералов 105
Бурый уголь и лигниты 106

Глава девятая

История геологического развития Северного Устюрта и Северного Приаралья и особенности формирования олигоцен-нижнемиоценовой толщи 108

Заключение 114

Литература 116

Таблицы I–VIII и объяснения к ним 119

CONTENTS

Introduction 3

Chapter first

The history of geological investigation of Priaralie and Ustyurt 5

Chapter second

A brief description of the geological structure 9

General information . . . . . –
Stratigraphy 11

Chapter third

Facies characteristics of Oligocene-Lower Miocene deposits of Ustyurt and North Priaralie 17

Marine deposits 18
Continental deposits 32

Chapter fourth

Cycles and cyclic structure of Oligocene-Lower Miocene beds 37

Types of cycles . . . . . –
Cyclic structure of the sections 41

Chapter fifth

Mineral composition of Oligocene-Miocene rocks and the source areas of terrigenous material 45

Terrigenous minerals . . . . . –
Terrigenous-mineral associations 48
Clay minerals 49
Clay mineral associations 51
Carbonate minerals 57
Phosphate minerals 59
Zeolites 60
Source areas of terrigenous material 61

Chapter sixth

Paleogeography and sedimentation conditions in the Oligocene-Lower Miocene time in the North Ustyurt and North Priaralie 64

Chapter seventh

Distribution of mineral associations 79

Distribution of terrigenous-mineral associations . . . . . –
Distribution of clay mineral associations 80
Distribution of carbonate nodules 89

Chapter eigth

Mineral resources 91
Iron ores . . . . . –
Placers of titanium-zirconium minerals 105
Brown coals and lignites 106

Chapter ninth

The history of geological development of North Ustyurt and North Priaralie, and formation peculiarites of Oligocene-Lower Miocene deposits 108

Conclusion 114

Bibliography 116

Plates I–VIII and explanation to them 119

Александр Игоревич Вознесенский

СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИАРАЛЬЯ

Труды, вып. 325

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

**Редактор издательства Л.С. Тапельзон. Художественный редактор А.Н. Жданов
Технический редактор И.В. Голубева**

ИБ № 7051

**Подписано к печати 30.12.77. Т – 18691. Усл.печ.л. 11,6 + 2,5 вкл. Уч.-изд.л. 14,1
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 550 экз. Тип. зак. 810
Цена 2р.10к.**

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

2 р. 10 к.