

**Палеоген
Западного
Узбекистана**

ФАН

ТАШКЕНТСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В. И. ЛЕНИНА

С. Х. МИРКАМАЛОВА, Г. А. БЕЛЕНЬКИЙ,
С. Д. МОРОЗОВ, И. Г. БЕЛЕНЬКАЯ, У. М. РАСУЛОВ

ПАЛЕОГЕН ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

(вопросы стратиграфии и палеогеографии)

Леоиду Михайлову
на добрую память о
встречах в Узбекистане
от одного из авторов.
М. В. В.

УДК 551.781 (575.13+575.16)

Коллектив. Палеоген Западного Узбекистана. Изд-во «Фан» УзССР, 1972, табл. 22.
Рис. 17. Библ. 149 назв.

Книга является результатом исследований палеогеновых отложений Западного Узбекистана, проведенных Проблемной лабораторией «Стратиграфия и геохронология» Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина и комплексной геологосъемочной экспедицией (КГСП) треста «Ташкентгеология» Министерства геологии УзССР.

Основная цель исследований — создание схемы стратиграфического расчленения палеогеновых отложений для данной территории и построение на ее основе литолого-палеогеографических карт.

На основе стратиграфии и литолого-фациального изучения составлена палеотектоническая схема Западного Узбекистана и рассмотрены полезные ископаемые в осадках палеогеновой системы.

Работа рассчитана на широкий круг геологов.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук Е. А. КОЧНЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Работы по изучению палеогена Западного Узбекистана являются продолжением аналогичных исследований, начатых еще в 1960 г. по Приташкентскому району (результаты опубликованы издательством «Недра», Ленинград, 1965) и продолженных в 1963—1966 гг. по Восточному Узбекистану (Ташкент, «Фан», 1971).

Под Западным Узбекистаном понимается территория, включающая четыре региона: Бухаро-Хивинскую и частично Каршинскую депрессии, Кызылкумы, Южное Приаралье и Устюрт (рис. 1).



Рис. 1. Район исследования палеогеновых отложений (заштрихован).

Цель наших исследований:

- 1) стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений;
- 2) составление корреляционной схемы стратиграфии палеогена Западного Узбекистана и сопредельных районов;
- 3) составление литолого-палеогеографических карт для следующих интервалов: ранний и поздний палеоцен, ранний эоцен, средний эоцен, поздний эоцен, олигоцен;

4) построение палеотектонической схемы палеогена Западного Узбекистана;

5) составление схемы распределения и прогноза возможных концентраций полезных ископаемых в осадках палеогеновой системы.

В процессе исследований Западного Узбекистана составлено 2100 м литолого-стратиграфических разрезов по обнажениям и 3150 м по буровым скважинам; изучено 65 палеонтолого-стратиграфических и 125 литологических точек; прорыто и обследовано 400 м³ канав и 1800 копуш.

При лабораторных исследованиях выполнено 50 полных химических анализов, 2400 спектральных, 200 определений процентного содержания карбонатности и нерастворимого остатка. Изготовлено, изучено и детально описано 200 прозрачных шлифов; сделано 200 определений granulometric состава на ситах с промывкой водой с выделением фаций 0,5; 0,25; 0,1 мм и 100 определений фаций 0,1; 0,5; 0,01 мм методом двойного отмучивания (метод Сабанина). Сделано 230 иммерсионных минералогических анализов без изучения мелкой фракции, 200 термических, 34 рентгено-структурных и 34 электронно-микроскопических анализа глин.

Кроме того, выполнено 300 определений макро- и 1000 микрофауны (фораминиферы и остракоды). На основании наших результатов, а также огромного фактического материала по обработке буровых скважин, полученного многими исследователями для Южного Приаралья и Устюрта (В. Н. Поляков, Ш. Г. Саидходжаев), Бухаро-Хивинской депрессии (А. Г. Бабаев, А. П. Кочетков и др.), Кызылкумов (К. К. Пятков, И. А. Пяновская, Г. Ю. Алферов, Р. К. Макарова и др.), составлены литолого-палеогеографические карты заданного масштаба.

Макрофауна из палеоценовых и эоценовых отложений определена С. Х. Миркамаловой, а из олигоценовой части разреза — И. Г. Беленькой под руководством А. П. Ильиной и при консультации Б. П. Жижченко. Микрофауна определена Н. Д. Араповой и С. Е. Лебедянской; остракоды — Н. И. Сакиной под руководством М. И. Мандельштама.

В работе использованы результаты обработки фораминифер палеогена из некоторых скважин Устюрта и Приаралья, любезно переданные нам В. А. Юровских, которой мы выражаем искреннюю благодарность.

Учитывая, что существующее сейчас различие в трактовке возраста и границ отдельных подразделений палеогена затрудняет создание единой корреляционной схемы, авторы попытались создать такую схему, синтезируя все достижения макро- и микропалеонтологии.

В ней выделены единые стратиграфические интервалы по всем регионам для составления геологических, литолого-палеогеографических и других карт.

При разработке корреляционной схемы Западного Узбекистана и сопредельных районов авторы пользовались консультацией Б. П. Жижченко.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литература по геологии Западного Узбекистана в целом, а также по отдельным регионам Бухаро-Хивинской депрессии, Кызылкумов, Южного Приаралья и Устюрта очень обширна.

История геологических исследований Узбекистана, как и Средней Азии, начинается с экспедиции Г. Д. Романовского («Материалы для геологии Туркестанского края», 1878—1890). В юго-восточной части Туранской низменности впервые были выделены третичные отложения и подразделены на «верхние» и «нижние» неогеновые и палеогеновые. Г. Д. Романовский, указав на трудность отделения «меловой почвы»

от третичных отложений, ошибочно отнес часть известковистых пород эоцена (ныне алайские слои) к меловой системе.

Более уверенно и определенно указывает на широкое распространение палеогеновых отложений в Кызылкумах И. В. Мушкетов (1886—1909), а стратиграфическую их последовательность для района Бухары впервые устанавливает С. П. Михайловский (1914).

Из результатов экспедиции А. Д. Архангельского (1913—1915) стало известно, что палеогеновые отложения представлены зелеными глинами, сменяющимися красноцветными осадками.

В 1929 г. В. С. Слодкевич определил и описал фауну моллюсков по материалам П. К. Чихачева (Кызылкумы). Им описаны *Corbula* (*Cuneocorbula*) *biangulata* Desh., *C. angulata* Lam. и установлен новый вид *Corbula* (*Cuneocorbula*) *turkestanensis*. Этот же автор высказал предположение о палеоценовом и, возможно, нижнеэоценовом возрасте гипсоносных известняков нижней части разреза палеогена.

В изучение, расчленение и корреляцию палеогеновых отложений Западного Узбекистана при составлении первых геологических карт Центральных Кызылкумов большой вклад внесли А. С. Аделунг, С. Л. Кушнар, П. К. Чихачев, И. П. Герасимов (1931), Р. А. Бурачек (1937).

Н. Б. Субботина, изучавшая фораминиферы по материалам этих геологов, высказала мнение о сходстве комплексов фораминифер Западного Узбекистана и Кавказа.

Необходимую ясность в расчленение и сопоставление палеогеновых отложений внес О. С. Вялов (1935), предложив схему расчленения палеогеновых отложений Ферганской долины, которая используется до настоящего времени многими геологами Средней Азии. Однако некоторые детали этой схемы вызывают сомнения, в частности, отнесение отложений «ярусов», по О. С. Вялову, к отделам палеогена.

По предложению некоторых исследователей (Бурачек, Келлер, И. А. Коробков), а затем решением палеогеновой комиссии междомственного стратиграфического комитета, «ярусы» О. С. Вялова стали называть «свитами», так как для каждой системы должно существовать эталонное ярусное подразделение, с которым могли бы сравниться конкретные местные стратиграфические схемы. Для Юга СССР принята (1963) схема деления палеогеновых отложений на ярусы, и эталоном служат разрезы палеогеновых отложений Украины.

До сих пор не решены окончательно вопросы возраста сузакских, туркестанских, сумсарских слоев и не ясны взаимоотношения слоев с «каратагским» и «капланбекским» комплексами фауны.

По мнению Б. П. Жижченко и вопреки высказываниям Л. В. Мировой (1960), слои с «капланбекским» и «каратагским» комплексами не могли существовать одновременно в одном бассейне, так как изменение солености должно развиваться повсеместно по всему бассейну.

Н. П. Чуенко и А. И. Смолко, исследовавшие Южное Приаралье, выделяют в составе палеогена глины с прослоями мергелей, содержащие многочисленные разнообразные остатки фораминифер, которые определила В. Т. Балахматова (1952). Она считает, что связь между среднеэоценовыми морскими бассейнами Кызылкумов и Ферганы отсутствовала, так как ассоциации фораминифер резко отличаются. Ею впервые выделены зоны *Hopkinsina bothryoides* N. Bykova, *Valvulineria valvulineriaformis* (Byk.) и сопоставлены с *Globorotalia crassaformis*. Туркестанские слои отнесены к верхнему эоцену.

В 1955 г. К. А. Сотириади обобщает изучение мезозоя и палеогена Западного Узбекистана, детально описывает разрезы палеогена Кызылкумов и дает палеогеографическую характеристику района.

С 1956 г. Приаральской экспедицией Союзной геолого-поисковой конторы (ныне трест «Союзбургаз») в районах Центрального, Юго-Восточного Устюрта, Южного Приаралья и Заунгузских Каракумов проводится бурение большого количества скважин для оценки нефтегазонасыщенности района. Остатки фораминифер из керна этих скважин изучала В. А. Иванова.

С 1952 г. палеогеновые отложения Кызылкумов изучает С. Х. Миркамалова, в 1958 г. ею обобщены и опубликованы результаты по стратиграфии и палеогеографии. В этой работе за основу расчленения берется схема О. С. Вялова, туркестанские слои отнесены автором к среднему эоцену. В этом же году выходит работа А. А. Алексина (1958), в которой рассматриваются вопросы тектоники и нефтеносности Устюрта.

Вопросами стратиграфии олигоцен-миоценовых отложений Кызылкумов с 1952 г. занимался М. Н. Грамм. Им впервые (1959) в толще олигоценовых отложений выделены сарбатырская, агитминская и базильбекская свиты. М. Н. Грамм указывает на согласное залегание сарбатырской свиты на глинах верхнего эоцена, а контакт между сарбатырской и агитминской свитами считает постепенным. Изучая остракоды из сарбатырской свиты, он пришел к выводу о ее олигоценном возрасте, допуская возможность отнесения агитминской свиты также к олигоцену. По комплексу органических остатков М. Н. Грамм сопоставляет сарбатырскую свиту с низами майкопской серии Северного Кавказа, а аналогом свиты на востоке считает сумсарские слои. В более поздней работе (1962) М. Н. Грамм отложения сарбатырской свиты расчленил на нижнесарбатырскую и верхнесарбатырскую свиты, оставаясь в вопросах возраста на прежних позициях.

О выделении «датского» яруса вблизи Нукуса и Чимбая по району низовий р. Амударьи опубликована работа Е. Г. Винокуровой и С. А. Жуковой (1959). По мнению этих авторов, отложения датского яруса представлены белым детритусовым песчаным известняком с фосфоритовыми стяжениями и фауной *Echinantus burlensis* Bajagunas, *Gryphaea vesicularis* Lam., *Anomalina danica* Brotz. Позднее эти отложения Л. П. Каханова и В. И. Яркин (1966) проследили в низовьях Амударьи, Султануиздаге, Юго-Западных Кызылкумах (Кокча), Букантау и на основании остатков моллюсков, брахиопод, зубов акул отнесли к нижнему палеоцену. Ими также установлено залегание песчаных известняков с разрывом на фаунистически охарактеризованных отложениях маастрихта. Первая находка верхнепалеоценовой нормально-морской фауны в 1953 г. принадлежит М. Л. Рывкину. Впервые эти данные были опубликованы Л. П. Кахановой и Р. Н. Соболевой в 1962 г.

В 1961 г. Ю. В. Каеш, К. А. Сотиряди и др. описали палеогеографическую обстановку для Бухаро-Хивинского и Ферганского бассейнов, приложив палеогеографические карты и профили для мезозойских и палеогеновых отложений. Эти авторы предполагают связь Кызылкумского позднепалеоценового бассейна с Поволжским через низовья Амударьи (Питнякское поднятие), Султансанджарскую антиклиналь и Минбулакскую котловину.

Совместная работа Р. К. Макаровой и И. А. Коробкова (1959) посвящена пограничным горизонтам верхнего эоцена и олигоцена низовьев Амударьи. Ими выделена зона *Variamussium fallax*, впервые установленная на Украине, и приведен подробный список моллюсков из отложений верхнего эоцена.

Во время палеогенской экскурсии 1960 г. выявлено, что песчаная верхнесарбатырская свита с *Corbula helmerseni* Mikh. и *Cardium helmerseni* Pijp является аналогом байгубекского горизонта (верхний олигоцен, по Мерклину, 1962).

В конце 50-х и начале 60-х годов изучением фораминифер Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии занималась Н. А. Минакова. Ею в толще палеогеновых отложений выделен ряд зон: *Uvigerina costellata* — аналоги керестинского горизонта, *Harporagmoides macer* — аналоги зоны планктонных фораминифер, *Cribroponion rischtanicum*. Зональные виды фораминифер являются бентосными формами, распространение которых зависит от фаций морского дна. Поэтому проследить эти зоны во времени и пространстве другим исследователям оказалось трудно.

История геологического развития Кызылкумов в меловое и палеогеновое время изложена И. А. Пяновской (1960) и Э. Ф. Цацир (1962).

В статье В. А. Ивановой, В. Г. Попова, Г. Ф. Пантелеева (1961) предлагается детальная схема стратиграфии олигоцен-нижнемиоценовых отложений для территории Устюрта, дельты Амударьи и Заунгузья. Эти авторы считают глинистые отложения верхов палеогена аналогами майкопской серии и подразделяют их на «хадумский горизонт» и «дарьялыкскую свиту», определяя возраст как средне-верхнеолигоценовый и нижнемиоценовый. Схему стратиграфии датского яруса, палеогена и нижнего миоцена западной части Средней Азии, основанную на изучении фораминифер, опубликовала Е. К. Шуцкая (1963).

Р. К. Макарова и Л. В. Миронова (1964), сопоставляя палеогеновые отложения Приаралья, пришли к выводу о единой биогеографической провинции Тургай, Приаралья и остальных областей Средней Азии. Риштанские слои схемы О. С. Вялова эти авторы сопоставляют с низами чеганской свиты и верхами саксаульской, исфаринские слои — с «зоной крупных туррителл» чеганской свиты, а ханабадские — с зоной *Pinnia lebedevi* — *Calyptraea turgaica* чеганской свиты. Наконец, сумсарские слои сопоставляются с туранглинской свитой.

Позднее А. И. Коробков (1965—1967) сопоставляет всю чеганскую свиту Устюрта с исфаринскими, ханабадскими и сумсарскими слоями, а границу эоцена с олигоценом проводит по подошве ащеайрыкской свиты, считая ее возраст нижнеолигоценовым. К нижнему олигоцену этот автор относит также солёновский и коктурнакский горизонты, а к верхнему олигоцену — караташский горизонт (мурунские слои).

В статье, посвященной стратиграфии палеогена низовьев Амударьи, Р. К. Макарова и Э. Ф. Цацир (1964) указывают на обилие в верхах среднего эоцена (т. е. в туркестанских слоях) комплекса планктонных фораминифер и присутствие *Pteria elytracea* Rom., что позволяет сопоставить эти отложения с тасаранской свитой Северного Приаралья.

В 1964 г. издается Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии для мезозоя и кайнозоя под редакцией Г. Х. Дикенштейна, И. С. Славина и О. В. Барташевича (ВНИГНИ, Госгеолком СССР). По палеогену составляются карты для дат-нижнего палеоцена, нижнего, среднего, верхнего эоцена и олигоцена.

В 1964 г. группа авторов (М. М. Судо, П. М. Бутузов, В. А. Иванова) создала сводный типовой разрез мела и палеогена закрытых районов Туркмении. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения они расчленили на дауданскую и дарьялыкскую свиты, в которых выделили (снизу вверх): слои с *Lenticulina herrmanni*; слои со *Spiroplectammina carinata* и *Uvigerina californica* var. *parva*; слои со *Spiroplectammina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*; слои с *Porosonion dendriticus* и *Cibicides ornatus*.

В 1965 г. В. А. Иванова предложила несколько измененную по сравнению с 1964 г. схему стратиграфии олигоцен-нижнемиоценовых отложений. На Устюрте, в кровле слоев со *Spiroplectammina carinata*

она выделяет остракодовые слои, и по наличию в них моллюсков *Rzehakia cimlanica* (Zhizh), *Lentidium* (*Janschinella*) *garetzkii* Merkl. сопоставляет их с солонвским горизонтом. По этим материалам В. А. Ивановой прочитан доклад в Московском обществе испытателей природы и опубликована статья (1966).

М. М. Судо (1968) считает, что граница между эоценом и олигоценом в Туркмении, как и в стратотипическом для юга СССР разрезе, должна проводиться над устричником с *Ostrea quateleti* Nyst. Изучением фораминифер мела и палеогена около 20 лет занимается И. С. Сулейманов. В глинистой толще верхнеэоценовых отложений Кызылкумов он выделил керизский, сагандыкский, бешбулакский и токтыныктауский горизонты. И. С. Сулейманов считает, что аналогом верхнетуркестанских, риштанских, исфаринских и ханабадских слоев в Кызылкумах является токтыныктауский горизонт, а на нем с размывом залегают отложения сарбатырской свиты. Границу между олигоценом и нижним миоценом И. С. Сулейманов (1968) проводит внутри нижнесарбатырской свиты, разделяя ее на три части и указывая на разрыв в основании этих частей.

Р. К. Макарова и Э. Ф. Цацир за основу расчленения палеогеновых отложений Кызылкумов и Южного Приаралья приняли ярусную схему деления палеогена, утвержденную МСК для юга СССР. Р. К. Макарова (1967) высказывает мнение, что границу олигоцена и нижнего миоцена надо проводить по кровле нижнесарбатырской свиты.

Вопросу изучения твердых полезных ископаемых, связанных с палеогеновыми отложениями, посвящены работы В. Я. Ильяшенко (фосфориты), Р. А. Хамидова, Б. С. Ситдикова, Н. Ф. Гладких (кварцевые пески), М. З. Закирова, А. Б. Баратова, Г. А. Годованниковой (бентонитовые глины), Р. Н. Нишанходжаева и др. (горючие сланцы), В. И. Макарьчук (целестин), М. Г. Горбачева (самородная сера).

Г. Г. Кургалимова (1967) на территории Восточного Приаралья и Северных Кызылкумов в средне- и верхнеэоценовых отложениях выделяет два типа разрезов: западный, расчлененный по северо-кавказской схеме стратиграфии, и восточный, расчлененный по схеме В. Т. Балахматовой (1964).

В 1967 г. В. Н. Поляков, М. С. Родовильский и др. подробно рассмотрели вопросы стратиграфии, палеогеографии и тектоники палеогеновых отложений Устюрта.

В 1968 г. А. М. Акрамходжаев, Х. Х. Авазходжаев, А. А. Валиев и др. суммировали результаты геологических исследований, проведенных на территории Устюрта в 1960—1967 гг. В расчленении мезозойских и палеогеновых отложений Устюрта применен ритмостратиграфический метод, даны фациально-палеогеографические и литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности.

В исследовании палеогеновых отложений отдельных регионов Западного Узбекистана, большую роль сыграли работы К. К. Пяткова, И. А. Пяновской, М. Л. Рывкина, А. К. Бухарина, Р. Надыршина, Н. Б. Айсанова, А. А. Кулеша, Г. Ю. Алферова, Н. В. Пятинова, К. А. Сотириади, М. В. Железнова, Х. Х. Урманова и многих других.

Изложенный выше краткий обзор основных геологических исследований показывает, что накопился огромный материал, освещающий с различной степенью детальности вопросы стратиграфии, палеогеографии и полезных ископаемых для различных регионов Западного Узбекистана. Трактовка возраста и границ отдельных подразделений палеогена самая различная, что затрудняет создание единой корреляционной схемы. Авторы попытались составить такую схему, в которой использо-

ваны все материалы по макро- и микропалеонтологии, преследуя цель выделения единых стратиграфических интервалов по всем регионам для составления литолого-палеогеографических карт.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА

ОБЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ

В последнее время в некоторых областях Средней Азии, в том числе и Западном Узбекистане, применяют ярусную схему деления палеогеновых отложений (решение коллоквиума по палеогену в г. Ташкенте, 1968), разработанную на основе изучения разреза у г. Бахчисарая в Крыму и принятую в качестве стратотипа для палеогена юга СССР. Применить эту схему для расчленения палеогеновых отложений Узбекистана мешает то, что некоторые ярусы в разрезе у г. Бахчисарая недостаточно полно охарактеризованы органическими остатками, и при этом нередко такими группами организмов, которые в палеогеновых отложениях Узбекистана не встречаются. В первую очередь это относится к нуммулитам. Кроме того, в большинстве разрезов палеогена Восточного Узбекистана планктонные фораминиферы встречаются редко, а виды, выделяемые в Крыму как зональные, отсутствуют. Более распространены в Узбекистане бентосные формы, многие из которых чаще всего являются эндемичными.

Следует также указать, что границы между отделами и подотделами как в разрезе у г. Бахчисарая (Субботина, 1963; Шуцкая, 1965; Жижченко, 1965, 1968, 1969 и др.), так и по другим регионам (Грузия — Качарова, 1960; Армения — Габриэлян, 1964; Румыния — Bratu, 1967 и др.) различными авторами проводятся по-разному. Так, в бахчисарайском разрезе границу между средним и верхним эоценом одни исследователи проводят по подошве куберлинского горизонта — подошва зоны *Acarinina rotundimarginata* («Советская геология», № 4, 1964), а другие (Голев, 1969) — по подошве керестинского горизонта. Различно эту границу определяют и в разрезе по р. Кубани на Северном Кавказе, а именно, по подошве керестинского горизонта (по подошве зоны *Hantkenina alabamensis* и *Globigerinoides subconglobatus*, Шуцкая, 1960). В Армении А. А. Габриэлян и др. (1960) эту границу проводят внутри зоны *Hantkenina alabamensis*, а в Азербайджане Д. М. Халилов (1962) — по подошве зоны мелких планктонных фораминифер, т. е. по подошве кумского горизонта. В. А. Крашенинников (1969) считает возможным провести границу между средним и верхним эоценом по подошве белоглинского горизонта.

Таким образом, применение зональной схемы расчленения палеогена по фораминиферам как в разрезе у г. Бахчисарая, так и в других регионах, даже там, где наблюдается широкое развитие планктонных форм, приводит к различному толкованию объемов отделов и подотделов, а также возрастной принадлежности тех или иных микрофаунистических зон.

При изучении вертикального распространения зональных видов фораминифер в Средней Азии установлено, что формы, характерные для одного возраста, встречаются в слоях иного возраста. Например, в Кызылкумах (Лай-Лай) *Globigerina turkmenica* Chal. обнаружена в слоях, которые многими микропалеонтологами выделяют как белоглинский горизонт и не встречена в слоях кумского горизонта, для которого эта форма считается характерной. В Южном Приаралье *Globototalia velascoensis* найдена в единичных экземплярах в средней части среднего эоцена. На Устюрте (в скважине) *Acarinina subsphaerica* и

Acarinina acarinata присутствуют как в слоях, отнесенных к нижнему эоцену, так и в отложениях палеоцена. В Кызылкумах (Бешбулак, Аксай) эти формы встречены как в сузакских, так и в алайских слоях, тогда как они являются зональными для верхнего палеоцена Крыма. В ряде скважин Южного Приаралья *Acarinina crassaformis*, являющаяся зональным видом верхов среднего эоцена в разрезе палеогена у г. Черкесска, встречается в большом количестве от палеоцена до верхнего эоцена включительно.

В районе Кызылкумов и далее на восток планктонные формы почти полностью исчезают, сохраняясь изредка лишь в карбонатных породах. Интенсивно развиты здесь бентосные формы, тесно связанные с фациальными особенностями осадков.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что проводить расчленение разрезов только по планктонным фораминиферам нецелесообразно, а необходимо комплексное изучение остатков микро- и макроорганизмов с привлечением геологических и геофизических данных. Считаем, что в настоящее время не нужны дробные стратиграфические схемы с выделением не всегда обоснованных зон в палеогеновых отложениях, а необходимы местные региональные выделения геологических тел, легко опознаваемых при различных геологических исследованиях и содержащих определенный комплекс органических остатков. Эти геологические тела должны отражать изменение условий накопления осадков на протяжении истории палеогенового периода. Например, одним из таких геологических тел является сульфатно-карбонатная толща палеоцена (бухарские и акджарские слои). Для этого тела характерны: 1) сравнительно выдержанный литологический состав — известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, известковистые песчаники, взаимно замещающие друг друга; 2) четкие границы с покрывающими и подстилающими отложениями; 3) определенные значения геофизических параметров (КС, ПС и др.), позволяющие легко выделить их при каротаже скважин и сейсмическом зондировании; 4) наличие определенного комплекса органических остатков, характерных в основном для этого геологического тела. Все эти особенности геологического тела являются отражением своеобразных условий его формирования. При этом такие условия могут стабилизироваться на протяжении длительного времени, охватывая объем подъяруса, яруса и даже отдела.

Итак, основная задача при разработке стратиграфической схемы палеогена для Западного Узбекистана — сопоставление местных уже выделенных свит (геологических тел) в различных регионах Узбекистана на основании палеонтологических, геологических, палеогеографических, геофизических и других данных с общей региональной схемой деления палеогеновых отложений Западного Узбекистана. Последняя должна базироваться на схемах, широко употребляемых при геологических исследованиях в пределах каждого из регионов: Бухаро-Хивинской депрессии, Кызылкумов, Южного Приаралья и Устюрта, а также смежных областей — Ферганы и Северного Приаралья, связанных общностью истории платформенного развития территории. Поскольку для этих регионов в расчленении палеогена применяются различные местные схемы, их предварительная увязка и корреляция проводятся путем применения международной шкалы деления палеогена, а также схем, предлагаемых комиссиями МСК и межрегиональной схемой ВНИИГАЗа для юга СССР (рис. 2).

В пределах Западного Узбекистана палеогеновые отложения представлены всеми тремя отделами. Палеоцен подразделяется на нижний и верхний подотделы; эоцен — на нижний, средний и верхний; олигоцен — на нижний и верхний.

Чтобы избежать повторения для каждого региона по обоснованию включения свит, слоев или горизонтов в состав того или иного возрастного подразделения, изложим некоторые данные, послужившие основой для составления схемы корреляции (см. приложение).

В составе нижнего палеогена в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии наблюдаются карбонатно-сульфатные породы, которые со следами размыва залегают на верхнемеловых отложениях. Они рассматриваются как аналоги акджарских слоев юго-западных островов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии и имеют нижнепалеоценовый возраст. В Южном Приаралье, в районе Шейх-арыка, к нижнему палеоцену относят песчанистые известняки, содержащие нижнепалеоценовый комплекс моллюсков: *Lucina duponti* Cossm., *Corbis montensis* Cossm., *Ostrea montensis* Cossm. и др. (Л. П. Каханова, В. И. Яркин, 1966), а в прогибах Южного Устюрта в состав этого возрастного интервала включают аналоги зeaглинской свиты, выделенной А. Г. Блискавка и др. (1966) на смежной территории Северной Туркмении. Такой объем нижнего палеоцена принимается по рекомендации Крымской комиссии МСК 1968 г., которая считает необходимым включение датского яруса и его аналогов в палеогеновую систему в качестве нижнего яруса палеоцена.

К верхнему палеоцену в Бухаро-Хивинской депрессии, Юго-Восточных Кызылкумах и Хивинском прогибе относятся бухарские слои, охарактеризованные моллюсками капланбекского и каратагского комплексов (Вялов, 1935; Миркамалова, 1958; Миронова, 1960). На Устюрте к верхнему палеоцену относится пачка пород, представленная переслаиваемыми алевролитами, глинами и мергелями, которые охарактеризованы *Acarinina tadjikistanensis* Schutz., *Globigerina nana* Chal., *Globoconusa chascanova* Loeb., *Annectina paleocenica* Suleim., *Saccamina complanata* Francé и др. Эта пачка рассматривается как аналог низов кызылтакырской свиты, выделенной в Северной Туркмении (Блискавка и др., 1962).

Бухарские слои датируются различно. Л. В. Миронова (1960) считает возможным отнести эти отложения к танету, а в решении коллоквиума по палеоцену, состоявшегося в 1968 г. в г. Ташкенте, бухарские слои рассматриваются как верхи монса и низы танета. Они характеризуют определенный этап развития палеогенового бассейна и связанного с ним комплекса фауны, большинство видов которого, по данным О. С. Вялова (1935, 1936), С. Х. Миркамаловой (1958), Л. В. Мироновой (1960), не выходят за пределы танета. Мы считаем возможным отнести эти слои к верхнему палеоцену.

Граница между нижним и верхним палеоценом (в районах распространения последнего) проводится по появлению в сульфатно-карбонатной толще известняков с комплексом фауны, характерным для бухарских слоев.

В состав нижнего эоцена в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии включаются отложения, относимые к сузакским слоям, и их аналоги. На Устюрте и в Южном Приаралье в прогибах (Дарьялык-Дaudанский и др.) к нижнему эоцену мы относим верхнюю часть кызылтакырской свиты. В областях же поднятий (Актумсукский выступ, Центрально-Устюртское поднятие и др.) нижнему эоцену, вероятно, соответствуют известняки, известковистые песчаники и мергели. Они залегают с размывом на различных горизонтах мела и содержат *Globotalia aequa* Cushman и др., указывающие на нижнеэоценовый возраст вмещающих пород.

В отношении возраста сузакских слоев единого мнения нет. В Кызылкумах и Бухарской депрессии некоторые исследователи (Минакова,

1966; Цацир, 1964; решения коллоквиума 1968 г. по биостратиграфии и фораминиферам палеогена Узбекистана) нижнюю часть сузакских слоев относят к палеоцену и сопоставляют их с зонами *Acarinina tadjikistanensis*, *A. subsphaerica* и *A. asarinata* разреза по р. Кубани, несмотря на то, что в Центральных Кызылкумах первая из вышеупомянутых форм отсутствует, а две последние встречаются и в вышележащих отложениях. В Бухарской депрессии эти зональные виды также отсутствуют и лишь в северной ее части появляются *Acarinina subsphaerica* и *A. asarinata*. Последняя форма даже в парастратотипическом разрезе по р. Кубань (решение МСК по палеоцену, 1962) встречается как в палеоценовых, так и в нижнеэоценовых осадках. Эти данные, а также проведенный нами анализ вертикального распространения фораминифер по некоторым скважинам в Кызылкумах (Буантау, Аксай) и Бухарской депрессии (Ходжакаскан) позволяет сузакские слои и аналоги их в полном объеме отнести к нижнему эоцену. Рассмотрим причины.

1. В районах, смежных с Западным Узбекистаном (юго-западные отроги Гиссар, Таджикская и Ферганская депрессии) в нижней части разреза сузакских слоев присутствуют устрицы *Gryphaea camelus* Вигаса, *Ostrea hemiglobosa* Rom. и др. формы, встречающиеся только в нижнеэоценовых отложениях Средней Азии.

2. Сузакские слои накапливались в иных условиях, чем осадки палеоцена, и знаменуют собой новый этап развития морского седиментационного бассейна, связанного с началом эоцена.

3. Сузакские слои, сложенные преимущественно глинистыми осадками, представляют собой геологическое тело с четкими границами, легко опознаваемое в естественных разрезах и по каротажу в разрезах скважин. Провести границу между подразделениями внутри этого геологического тела трудно, в геологической практике невозможно. Поэтому считаем целесообразным в состав нижнего эоцена включать сузакские слои в объеме, первоначально предложенном О. С. Вяловым (1935), их аналоги в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии, а также верхнюю часть кызылтакырской свиты в Южном Приаралье.

4. По анализировавшимся скважинам Кызылкумов и Бухарской депрессии в сузакских слоях встречаются в основном бентосные фораминиферы, которые в большинстве эндемичные и поэтому в определении возраста значения не имеют. Встреченные же единичные планктонные формы *Acarinina subsphaerica* и *A. tadjikistanensis* имеют более широкий вертикальный диапазон распространения, чем предполагается некоторыми исследователями (Н. Е. Минакова, Е. К. Шуцкая).

Под средним эоценом мы понимаем отложения алайских и туркестанских слоев и их аналоги в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии, а на Устюрте и Южном Приаралье — аналоги карашорской и ильалинской свит, выделенных в Северной Туркмении (Саперсон, 1962; Иванова, 1961; Блискавка и Габриэлян 1962). В Северном Приаралье с алайскими и туркестанскими слоями восточных районов Средней Азии сопоставляется тасаранская свита.

Вопрос о возрасте перечисленных свит не решен до настоящего времени. Одни исследователи (Р. К. Макарова, Н. Е. Минакова и др.) туркестанские слои относят к верхнему эоцену, другие (Б. П. Жижченко, С. Х. Миркамалова и др.) — к среднему. Среднеэоценовый возраст алайских слоев не вызывает сомнения, а по туркестанским слоям в настоящее время больше материалов, подтверждающих их среднеэоценовый возраст: во-первых, присутствие *Cloborotalia aragonensis* в тасаранской свите и туркестанских слоях, а также наличие *Pteria elytracea* Rom. и *Variamussium asiatica* Kogob. почти по всей толще тасаранской свиты; во-вторых, наличие одинаковых комплексов моллюсков в алайских и

туркестанских слоях Ферганы и Таджикской депрессии (Каханова и Миронова, 1964); в-третьих, совместное нахождение по всему разрезу этих подразделений устриц группы *Turkostrea* и *Fatina*, которые являлись решающими при проведении границы алайских и туркестанских слоев; в-четвертых, находки в верхней части алайских слоев *Liostrea kokanensis* S o k.— формы, считавшейся типичной только для туркестанских слоев.

Н. Е. Минакова, изучавшая фораминиферы палеогена Ферганы, также указала на большое сходство комплексов фораминифер алайских и туркестанских слоев. Основным критерием отнесения туркестанских слоев к верхнему эоцену Н. Е. Минакова считает нахождение в них единичных форм *Globigerina turkmenica* Cha l. Однако это не является основанием для отнесения туркестанских слоев к верхнему эоцену, тем более, что эта форма распространена от среднего эоцена (В. А. Крашенинников, 1969) до миоцена.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени материалы по палеонтологической характеристике алайских и туркестанских слоев, а также сходство вещественного состава слагающих их пород Ферганы и Таджикской депрессии иллюстрируют единство процесса осадконакопления в рассматриваемый отрезок времени.

Резкое изменение вещественного состава пород и характера фауны отмечается в вышележащих риштанских слоях, в основании которых во многих районах Ферганы и Таджикской депрессии наблюдается разрыв. Риштанские слои здесь представлены песками и гравийниками. Подобными мелководными фациями характеризуются разрезы риштанских слоев в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии, где они резко отличаются от глинистых образований аналогов туркестанских слоев.

В состав верхнего эоцена в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии включаются также осадки исфара-ханабадских слоев, которые сохраняются спорадически в Тамдытау, Сангрунтау, в Минбулакской и Каракатинской котловинах.

В более западных районах — Южном Приаралье, Заунгузье и на Устюрте — в состав верхнего эоцена включается карбонатная пачка пород с верхнеэоценовым комплексом микро- и макрофауны, выделяемая туркменскими геологами под названием акчакаинской свиты.

Вопрос о возрасте нижележащих отложений, выделяемых под названием куртышской и ильялинской свит, не может считаться окончательно решенным. Куртышская свита охарактеризована мелкими планктонными фораминиферами и поэтому обычно рассматривается в качестве аналога кумской свиты Северного Кавказа. Однако она обычно сопоставляется с верхней бескарбонатной частью тасаранской свиты, возможно среднеэоценового возраста.

Ильялинскую свиту, сопоставляемую обычно с тасаранской, обычно рассматривают как аналог куберлино-керестинских слоев и относят к верхнему эоцену.

Указанные сопоставления представляются нам мало вероятными, и мы считаем возможным куртышскую и ильялинскую свиты рассматривать в качестве аналогов верхов тасаранской и относить к среднему эоцену, включая в его состав и карашорскую свиту.

На Устюрте в состав верхнего эоцена мы включаем также вышележащие бескарбонатные глины дауданской свиты. Поскольку она ранее выделялась в олигоцене, разберем вопрос о ее возрастной принадлежности.

Вопрос стратиграфии олигоценовых отложений в настоящее время является одним из самых сложных. Как и в других отделах палеогена,

нет однозначного решения не только в определении нижней и верхней границы олигоцена, но и в делении этого отдела на подотделы.

По рекомендации постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР (1963), мы делим олигоцен на два подотдела: нижний и верхний.

В Северном Приаралье границу между эоценом и олигоценом мы проводим по кровле чеганской свиты. Как известно (Овечкин, 1962), часть чеганской свиты относилась к олигоцену, что являлось предметом постоянных дискуссий. В настоящее время, по мнению многих исследователей, границу между олигоценом и эоценом следует проводить по кровле чеганской свиты, так как нецелесообразно границу между отделами проводить внутри свиты, охарактеризованной «единым комплексом фауны. Разница фаунистического состава верхней и нижней частей чеганской свиты настолько незначительна, что о проведении границы внутри свиты нет и речи» (И. А. Коробков, 1965). Такого же мнения придерживается Б. П. Жижченко (1965).

Данные по изучению зубов акул (Гликман, 1966) и пыльцы (Бойцова и др., 1961) подтверждают сходство комплексов, выделяемых в нижней и верхней частях чеганской свиты и большое различие комплексов чеганской и ащайрыкской свит.

Так как дауданская свита может быть сопоставлена с узунбасской и куюлусской свитами Мангышлака и верхней частью чеганской свиты, мы считаем возможным проводить границу между эоценом и олигоценом в Южном Приаралье и Заунгузье по кровле дауданской свиты, т. е. по кровле слоев с *Lenticulina hermanni*. Это подтверждается еще и тем, что дауданская свита содержит много фораминифер так называемого верхнеэоценового облика. Например, в отложениях этой свиты в Дарьялык-Дауданском прогибе В. А. Ивановой встречены *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Bolivina antegressa* Sudb. и др. Кроме этих широко известных форм, дауданская свита содержит *Anomalina granosa* Natk., *Baggina iphigenia* Sam., *Saracenaria arcuata* (Orb.), встречаемые в Южном Приаралье в куртышской и акчакаинской свитах. Многие исследователи, особенно микропалеонтологи, считают верхнеэоценовые формы, встречающиеся в дауданской свите, пережитыми. С этим трудно согласиться, так как в Дарьялык-Дауданском прогибе, где разрыв между дауданской и акчакаинской свитами в скважинах проблематичен, мы встречаем «переотложенные фораминиферы», а в сарыбатырской свите Кызылкумов, где предолигоценовый разрыв был более глубоким и повсеместно распространенным, эти «переотложенные фораминиферы» не встречаются. Поэтому мы считаем возможным дауданскую свиту включить в состав эоцена.

К нижнеолигоценовому подотделу в Западном Узбекистане и прилегающих территориях относятся слои с фауной нормально-морского типа, выявленной в нижней части нижнесарыбатырской свиты Кызылкумов, глины со *Spiroplectammina carinata* дарьялыкской свиты Южного Устюрта (Дарьялык-Дауданский прогиб), ащайрыкская свита Северного Приаралья. Все отложения, относимые нами к нижнему олигоцену, содержат комплексы фауны, свидетельствующие о нормально-морском режиме, вследствие чего они легко сопоставимы.

К верхнему олигоцену мы относим аналоги соленовских слоев. Так как соленовские слои содержат своеобразный, ни с чем не сопоставимый комплекс двусторчатых моллюсков и остракод, фаунистическая характеристика этих отложений не позволяет судить об их возрасте. Однако учитывая, что слои с этой своеобразной солоноватоводной фауной прослеживаются на всей территории юга СССР и являются отложениями, формировавшимися во время первого опреснения Паратетиса, мы при-

соединяемся к мнению Б. П. Жижченко и считаем эти отложения верхнеолигоценовыми. Границу нижнего и верхнего олигоцена мы проводим по подошве аналогов соленовских слоев.

Вопрос о границе олигоцена и миоцена весьма сложный и разрешается исследователями различно. Так, по мнению Б. П. Жижченко, эту границу следует проводить по подошве мурунских слоев, а по Р. Л. Мерклину (1962), — по подошве байгубекских. А. И. Коробков (1965) считает, что комплексы фауны байгубекских и мурунских (каратамакский горизонт) слоев резко отличаются, а в мурунских слоях и ащайрыкской свите имеются морфологически близкие виды, что является основанием для проведения границы по кровле мурунских слоев.

В Южном Устюрте и Южном Приаралье В. А. Иванова (1966) не исключает возможности отнесения глин со *Spiroplectamina terekensis* к миоцену. В Кызылкумах Р. К. Макарова (1964) проводит границу между олигоценом и миоценом внутри нижнесарыбатарской свиты.

Итак, чтобы решить вопрос о границе олигоцена и миоцена, необходимо более глубокое изучение не только комплексов органических остатков, но и условий их накопления.

Границу между олигоценовыми и нижнемиоценовыми отложениями мы проводим по кровле нижнесарыбатарской свиты Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии, глин со *Spiroplectamina terekensis* Южного Приаралья и Южного Устюрта, мурунских слоев Северного Приаралья и Северного Устюрта.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СХЕМЫ

Рассматривая особенности строения разрезов палеогена, их полноту и площадное распространение, в пределах Западного Узбекистана можно выделить структурно-фациальные зоны: Кызылкумскую, Бухаро-Хивинскую, Приаральскую и Устюртскую. Каждая из них имеет свою историю тектонического развития в течение палеогенового периода, что отразилось в различной полноте разрезов (полные и сингенетически сокращенные), мощностях, особенностях литологического состава пород, а также в наличии своеобразных комплексов органических остатков. Почти все разрезы палеогена Западного Узбекистана эпигенетически сокращены, что связано с региональными размытиями, наблюдавшимися в предолигоценовое (Южное Приаралье, Бухаро-Хивинская депрессия, Кызылкумы) и преднеогеновое время.

Полные разрезы имеются на Устюрте, в северо-западной части Южного Приаралья (Казандарьинский прогиб), южной части Бухаро-Хивинской депрессии и в Юго-Восточных Кызылкумах (Агитминская и Каракатинская котловины). Они представлены отложениями от нижнего палеоцена до олигоцена. В Кызылкумской структурно-фациальной зоне полные разрезы известны в юго-восточной части района и представлены в основном глинистыми и глинисто-карбонатными породами, в разной степени обогащенными песчаным материалом. Кроме того, среди пород палеогена здесь иногда в значительном количестве присутствуют пески, песчаники, известняки. В нижней части этих разрезов присутствует пачка гипсов мощностью от 1 до 16 м, которые мы считаем аналогами нижнепалеоценовых отложений (акджарские слои).

В комплексе органических остатков Кызылкумской структурно-фациальной зоны присутствуют многочисленные представители моллюсков (палеоцен, средний эоцен, олигоцен), а фораминиферы представлены в основном бентосными формами, среди которых встречается значительное количество эндемичных. Планктонные фораминиферы встречаются в единичных экземплярах, причем многие из них, являющиеся зональными для западных регионов, здесь отсутствуют. Мощность полных разрезов в этих районах достигает 300 м.

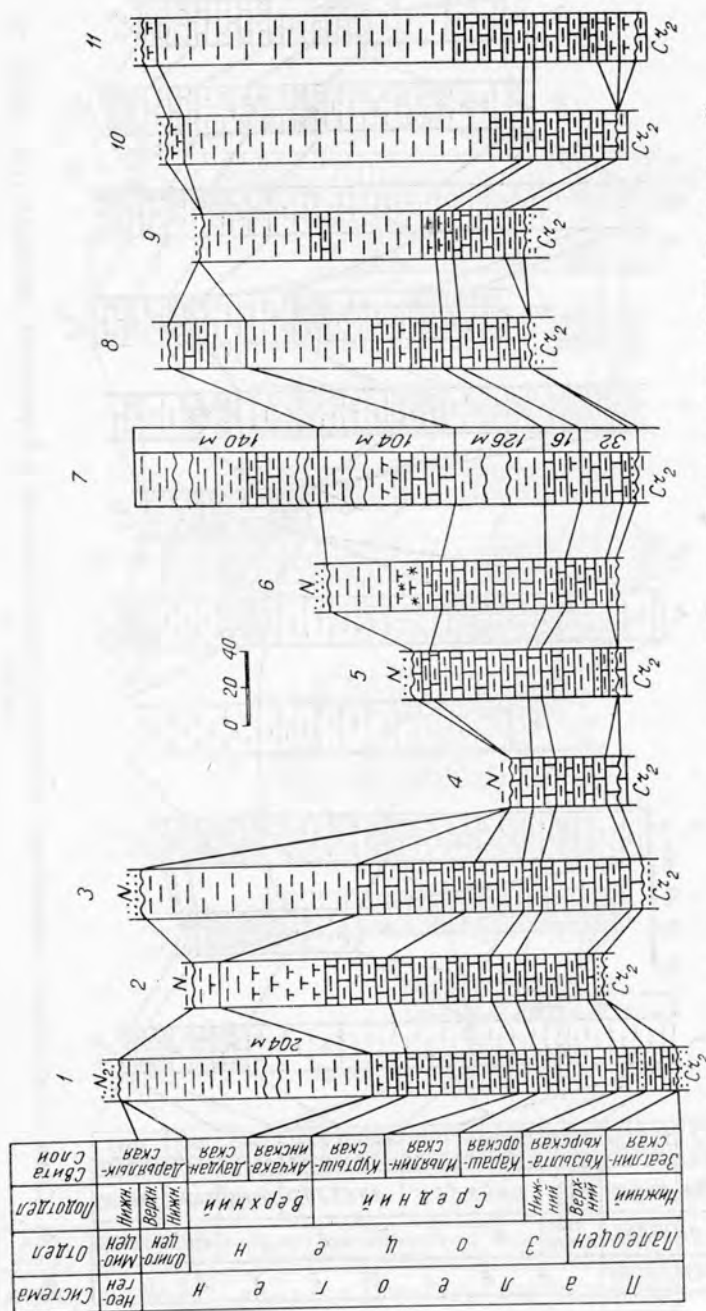


Рис. 3. Схема сопоставления палеогеновых отложений Южного Приаралья (усл. обозн. см. на рис. 6).

В Бухаро-Хивинской структурно-фациальной зоне полные разрезы распределены к югу от г. Бухары. В отличие от разрезов Устюрта, в этих районах наблюдается замещение глинисто-карбонатных пород палеоцена (зеаглинская свита и нижняя часть кызылтакырской) гипсово-доломитовыми и карбонатными породами (акджарские и бухарские слои). Среди фораминифер преобладают бентосные, в основном местные среднеазиатские формы. Мощности полных разрезов Бухаро-Хивинской депрессии резко сокращаются (до 400—500 м).

На Устюрте разрезы палеогена имеют наибольшую мощность (до 700—800 м в Барсакельмесском прогибе), глинистый и глинисто-карбонатный состав пород, богатый комплекс органических остатков (преимущественно фораминиферы, представленные планктонными и бентонными формами), имеющих некоторое сходство с таковыми Крымско-Кавказской области.

Сингенетически сокращенные разрезы имеются во всех выделенных структурно-фациальных зонах и характеризуются, в свою очередь, несогласным залеганием различных горизонтов палеоцена и эоцена на меловых и палеозойских отложениях.

Изложенные выше различия в строении разрезов палеогена находятся в прямой зависимости от тектонических движений колебательного характера, проявляющихся неоднократно в пределах рассматриваемой территории. Это обусловило различную полноту разрезов, мощность, фациальную изменчивость и наличие перерывов, что сказывается на различной трактовке возраста и объемов отдельных интервалов разреза, особенно в тех случаях, когда не учитываются связь органических остатков с фациями, их изменчивость и перерывы в осадконакоплении.

Как уже отмечалось, в пределах описываемой территории палеогеновая система представлена всеми тремя отделами (рис. 3—5). Однако не все стратиграфические интервалы повсеместно развиты. Это видно из нижеследующего описания, в основу которого положены кроме наших работ и данные предыдущих исследователей. Описание ведется с востока на запад по регионам: Кызылкумы, Бухаро-Хивинская депрессия, Южное Приаралье и Устюрт.

Нижний палеоцен

В пределах Западного Узбекистана отложения нижнего палеоцена развиты в Каракатинской и Агитминской котловинах, на юго-востоке и востоке Бухаро-Хивинской депрессии, в центральных частях Косбулакского, Барсакельмесского, Ассакеауданского и Дарьялык-Дауданского прогибов. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии они представлены в основном белыми, желтовато-белыми гипсами, ангидритами с прослоями серых, светло- и желтовато-серых доломитов и доломитизированных известняков. Органические остатки в них не обнаружены, однако залегание между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихта и верхнего палеоцена позволяет коррелировать их с акджарскими слоями Таджикской депрессии.

В Южном Приаралье (пос. Шейхарык) нижний палеоцен представлен желтовато-белыми песчаными известняками с многочисленными ядрами и отпечатками *Lucina duponti* Coss m., *L. montensis* Coss m., *Turritella maria* Br. et Corn., *Crassatella montensis* Coss m., *Amphidonta eversa* Mellev. и др., характерными для нижнего палеоцена (Каханова и Яркин, 1966).

На Устюрте в отложениях нижнего палеоцена в низах преобладают известняки, шлаково-афанитовые, афанитово-детритусовые мергели и известковые глины серых тонов, а в верхней части породы запесочены и приобретают коричневатобурый, табачно-зеленый цвет. Изредка

встречаются фосфоритовые зерна. Из органических остатков попадают многочисленные фораминиферы: *Globorotalia angulata* (White), *G. ehrenbergi* Bolli, *Globigerina pseudobulloides*?, *Usbekistania mubarakensis* Suleim. и др.; неопределимые ядра двустворчатых моллюсков и иглокожих. Некоторые исследователи нижнюю часть толщи относят к данию и выделяют три микрофаунистические зоны: нижнюю — с *Cibicides eliplatus*; среднюю — с *Discorbis binkhorsti* и верхнюю — с *Anomalinaidea*, выделенные В. П. Василенко в датских отложениях Мангышлака. В верхней же части определены две зоны: нижняя сопоставляется с зоной *Globorotalia angulata*, а верхняя — с *Acarinina conotruncata*, предложенной Е. К. Шуцкой для нижнего палеоцена запада Средней Азии. Проведенный нами анализ микрофауны показывает, что для нижней части характерны бентосные формы, а для верхней — смешанный комплекс бентосных и планктонных фораминифер: *Acarinina tadjikistanensis djanensis* Schutz., *Globigerina nana* Chail., *Annectina paleocenica* Suleim. и др. Провести четкую границу между датскими и нижнепалеоценовыми отложениями трудно, так как многие формы встречаются как в верхах дата, так и в палеоцене. Границу между меловыми отложениями и нижним палеоценом мы предлагаем проводить по исчезновению *Globotruncana* — рода, не переходящего в палеоген. Верхняя граница нижнего палеоцена менее отчетлива и обычно проводится по появлению характерных для верхнего палеоцена форм.

Мощность нижнепалеоценовых отложений колеблется от 1 до 4 м в Кызылкумах и склонах прогибов, до 50—60 м в депрессионных частях.

Верхний палеоцен

Верхнепалеоценовые отложения широко развиты. Обнажаются вдоль основных поднятий Кызылкумов, в ядрах положительных структур Бухаро-Хивинской депрессии, на юго-западном склоне Питнякского поднятия и южном склоне Султануиздага, а также в районе г. Нукуса (оз. Ащиккуль), Бештюбе, Ходжакуля, Тебинбулакская. Вскрываются многочисленными скважинами во впадинах. Залегают согласно на отложениях нижнего палеоцена и с разрывом на различных горизонтах мела и палеозоя.

На крайнем юго-востоке и востоке Бухаро-Хивинской депрессии в сложении верхнего палеоцена преобладают светло-серые и серые известняки с прослоями белых, желтовато-белых гипсов и ангидритов. В Центральных частях Ергашкудукского прогиба, в Юго-Восточных Кызылкумах, а также в восточных и юго-восточных районах Газлинских структур и в Хивинском прогибе преобладают в основном серые, темно-серые доломитизированные известняки с редкими прослоями сильно известковистых песчаников.

В пределах Казандарьинского, Дарьялык-Дауданского, Барсакельмесского, Ассакеауданского, Косбулакского прогибов верхний палеоцен (низы кызылтакырской свиты) представлен серыми мергелями и глинистыми известняками с обильными фораминиферами: *Acarinina tadjikistanensis djanensis* Schutz., *A. acarinata* Subb., *Globigerina nana* Chail., *Globoconusa chascapona* Loeb.

К северу и северо-западу от Минбулакской котловины, на северном склоне хребта Букантау, а также в районе кол. Койлы развиты в основном зеленовато-серые, серо-голубые и светло-серые глины, мелкозернистые песчаники и алевролиты, иногда с подчиненными прослоями желтого с темно-бурыми пятнами глинистого известняка с фауной *Rhinoclavis* (Aluco) *polistriatus* Zubkov, *Natica deshayesiana* Nyst, *Tectus* sp., *Clathroscola* sp.

На северо-восточном склоне хребта Токтыныктау, юго-восточном погружении Тамдытау, западном погружении Нуратау, южном склоне Кульджуктау, в пределах Газлинских структур, Питнякского поднятия и хребта Султануиздаг верхний палеоцен представлен преимущественно песчаными осадками. Песчаники в основном кварцевые и кварц-полевошпатовые, зеленовато-желтые, серые. Имеются также желваки и зерна фосфоритов. Нередко в песчаниках наблюдаются многочисленные остатки двустворчатых моллюсков и брахиопод: *Liostrea reusi* Netsch., *Gryphaea camelus* Burc., *Amphidonta eversa* Mellew., *Terebratula* sp., *Gryphus* sp. и др. (Султануиздаг и Питнякские поднятия).

Площади развития различных типов разрезов взаимосвязаны постепенными переходами. Разница в строении разрезов предопределяет скопление своеобразных комплексов органических остатков. В пределах площади развития карбонатно-сульфатных пород встречаются многочисленные моллюски капланбекского комплекса, которые широко развиты в верхнем палеоцене Средней Азии. Среди фораминифер встречаются *Miliolina* sp., *Robulus* sp. В разрезах, сложенных глинисто-карбонатными породами, преимущественно развиты фораминиферы, среди которых широко распространены *Acarinina tadjikistanensis* djapensis Schutz., *A. subsphaerica* Subb., *A. acarinata* Subb., *Spiroplectammina elongata* Nikit., *Heterostomella gigantea* Balakh и многие другие.

При анализе вертикального распространения фораминифер по многочисленным скважинам и разрезам Западного Узбекистана нам не удалось выделить микрофаунистические зоны стратотипических разрезов Крыма и Кубани, которые в последнее время микропалеонтологи пытаются распространить на всю территорию Средней Азии.

В районах развития песчаных разрезов (Кульджуктау и Султануиздаг) встречены многочисленные моллюски каратагского комплекса: *Pectunculus volgensis* Borb. de Marny, *Tellina saratovensis* Arkh., *T. brimonti* Desh., *Cyprina morrisi* Sow., *Cardium kamyschensis* Netsch., *Lucina* cf. *menardi* Desh., *L. netschaei* Arkh., *Cucullaea crassatina* Lam., *Chlamys* cf. *prestvichi* Morris и многие другие (Каханова, 1962). Кроме того, попадаются песчаные фораминиферы: *Bathysiphon furceus* Cush., *Proteonina complanata* (Francé), *Glomospira* sp., *Trochammina* ex gr. *advena* Cush. et Jones, *Spiroplectammina elongata* Nikit., *Gaudryina zolkaensis* Schutz., *Heterostomella gigantea* Balakh. Перечисленный выше комплекс органических остатков развит в верхнем палеоцене. Различие в строении разрезов, как видно, сопровождается развитием своеобразных комплексов органических остатков. Это подтверждает тесную связь фауны с фациальными особенностями осадков.

В пределах территории развития карбонатных и песчаных отложений верхнего палеоцена граница с нижним эоценом проводится по исчезновению капланбекского и каратагского комплексов, характерных для палеоцена. На Устюрте и Приаралье, где палеоцен и нижний эоцен представлены глинисто-карбонатными отложениями, в состав верхнего палеоцена включаются осадки с *Acarinina tadjikistanensis*.

Мощность верхнепалеоценовых отложений колеблется от 1—3 до 135—140 м.

Нижний эоцен

Отложения нижнего эоцена в Западном Узбекистане распространены повсеместно, за исключением поднятий Центральных Кызылкумов (Тамдытау, Букантау) и Нуратинского хребта. Залегают они согласно на палеоценовых и трансгрессивно на верхнемеловых и палеозойских

образованиях. По различному строению, особенностям литологического состава пород и комплексам органических остатков, представленных в основном фораминиферами, можно выделить три разновидности разрезов: песчано-алевритовый, карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный.

Песчано-алевритовые разрезы нижнего эоцена развиты в основном на востоке гор Тамдытау, в Юго-Восточных Кызылкумах, на южном и юго-западном склонах Южного Нуратау и в Зирабулакских горах. Здесь разрез нижнего эоцена имеет двучленное строение. Нижняя часть, в основном песчано-алевритовая, обычно представлена грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с зернами фосфоритов, которые являются базальными слоями. На юго-восток и восток от поднятий (Южный Нуратау, Зирабулакские горы и др.) базальный слой исчезает и песчаные осадки нижнего эоцена согласно залегают на известняках верхнего палеоцена. На юго-востоке от Тамдытау (Сангрунтау, Кусайкудук, Кермине) песчаники переходят в белые, желтовато-белые мелкозернистые кварцевые пески (90% кварца), которые также развиты у ст. Кермине и сел. Калканата.

Верхняя часть разреза состоит в основном из серых и голубовато-серых глин, чаще алевритистых, запесоченных, с прослоями песчаников. Органические остатки в песчано-алевритистых разрезах встречаются редко, в основном представлены бентосными фораминиферами, среди которых преобладают песчаные формы: *Haplophragmoides fistulosus* N. Byk., *Gaudryina zolkaensis* N. Byk.

Карбонатно-глинистые разрезы развиты преимущественно в центральных частях кызылкумских впадин (Агитминской, Каракатинской и др.). Нижний эоцен здесь представлен серыми и зеленовато-серыми известковыми глинами и мергелями с прослоями бескарбонатных глин, содержащих включения пирита, костных остатков и чешуи рыб. В районах восточного склона Тамдытау, у южных и западных предгорий Нуратау, в Сангрунтау, Агитминской и Каракатинской котловинах и далее на юго-запад в Бухаро-Хивинской депрессии в средней части разреза имеются прослой черных битуминозных глин и «горючих сланцев», переполненных рыбными остатками, обуглившимся растительным детритом и многочисленными включениями кристалликов и стяжений пирита. Прослой «горючих сланцев» и битуминозных пород имеют мощность от 0,4 до 2,5—3 м.

Как правило, нижняя часть разреза нижнего эоцена запесочена, при приближении к положительным структурам появляются прослой глинистых песчаников. В этом типе разрезов встречаются многочисленные бентосные и в незначительном количестве планктонные фораминиферы: *Haplophragmoides fistulosus* N. Byk., *Recurvoides gracilis* N. Byk., *Ammomarginulina macrospira* N. Byk., *Spiroplectammina spectabilis* Grzyb., *Pseudogaudryina pseudonavarroana* (Balakh.), *Valvulineria intenta* N. Byk., *Alabamina wilcoxensis* Toulmin, *Anomalina acuta* Plummer, *A. ammophiea* (Gümb.), *Cibicides gissarensis* N. Byk., *C. pseudotriloculinoides* N. Byk., *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoides* Plummer, *G. aequa* Subb., *G. subbotinae* Mогоз., *Acarinina acarinata* Subb. и многие другие. Перечисленный комплекс форм широко развит в нижнеэоценовых отложениях Средней Азии.

Глинисто-карбонатные разрезы распространены преимущественно на Устюрте. В сложении их участвуют в основном глинистые известняки и мергели серовато-белого, голубоватого, иногда красно-бурого, буроватого, желтого цвета с прослоями черных глин и глинистых мергелей. Глинистые известняки и мергели содержат большое количество фораминифер.

нифер, позволяющих определить их как афанитово- и шлаково-фораминиферовые известняки.

В районе Актумсукского выступа (Поляков и др., 1967; Артюшков и др., 1966) нижнеэоценовые отложения представлены нуммулитовыми известняками, в которых встречены фораминиферы: *Acarinina pentamerata* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. subsphaerica* Subb., *A. acarinata* Subb., *Globorotalia marginodentata* Subb., *G. subbotinae* Mогоz., *G. aequa* Cus h., *Marginulina eofragaria* Bala kh., *Anomalina umbilicata* Bro t z., *Gaudryina navarroana* Cus h. и многие другие, позволяющие говорить о нижнеэоценовом возрасте вмещающих их пород.

Мощность нижнего эоцена варьирует от 1—5 м в областях поднятий до 40—50 м во впадинах и прогибах.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена развиты очень широко. В их состав, как отмечалось выше, нами включены аналоги алайских и туркестанских слоев (в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии), карашорская, ильалинская и куртышская свиты Южного Приаралья и Устюрта. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии разрез среднего эоцена четко делится на две пачки: нижнюю (алайские слои), представленную мергелями, в основании с фосфоритами, и верхнюю (туркестанские слои), представленную глинами.

В районах, где средний эоцен залегает трансгрессивно на различных горизонтах мела и палеозоя (Бешбулак, Тамдытау и др.), наблюдается обогащение нижней части карбонатных пород гравийным и песчаным материалом с желваками и зернами фосфорита. Кроме того, на северо-востоке Центральных Кызылкумов появляются прослои кремнистых пород и ракушняков. При удалении от палеозойских поднятий увеличивается число прослоев глин.

В осадках нижней части среднего эоцена Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии содержится большое число органических остатков. Из моллюсков определены *Pteria elytracea* Rom., *Variamussium carliosum* Korob., *Anomia acburinamica* Kor. et Makar., *Aturia zigzag* Sow., *Marcia* (*Marcimonia*) *gaslensis* Kor. и др., характерные для среднего эоцена (Миркамалова, 1958; Макарова, 1966). Среди фораминифер наиболее развиты *Spiroplectammina carinatiformis* Mогоz., *Robulus iljini* N. Byk., *Siphonina praelata* N. Byk., *Parella expansa* Toulmin, *Discorbis ferganensis* N. Byk., *Anomalina acuta* Plummer, *Uwigerina bykovae* Bala kh., *Cibicides planulinaeformis* N. Byk., *Globigerina micra* (Cole), *G. inaequispira* Subb., в некоторых разрезах *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl. и многие другие.

На Устюрте и Южном Приаралье нижняя часть среднего эоцена (карашорская свита), так же как и в Кызылкумах карбонатная, представлена мергелями и известняками серых тонов с прослоями известковистых и бентонитовых глин, мощностью от 2 до 9 м. В основании карбонатной пачки встречается галька фосфоритов. Осадки этой части разреза состоят из микроорганизмов и детрита, составляющего до 40% общей массы. Здесь, в отличие от Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии, породы содержат многочисленные планктонные фораминиферы: *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl., *Globorotalia aragonensis* Nuttall и др. Кроме того, Р. К. Макарова (1969) отмечает наличие моллюсков: *Pteria elytracea* Rom., *Variamussium adumbratum* Korob., *V. firmum* Korob. et Makar., *V. adumbratum* Korob. et Makar., *Anomia akburakica* Korob. et Makar. и многие другие.

Верхняя часть разреза среднего эоцена менее карбонатная. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии эта часть разреза (туркестанские слои) представлена преимущественно глинами, в нижней части с прослоями мергелей и известковистых глин. В туркестанских слоях встречены моллюски: *Nuculana santasica* Jar., *Nucula* sp., *Variamussum captiosum* Korob. var. *asiatica* Korob. et Makar., *Bathyarca rubastschaica* Korob., *Chlamys trulaeformis* Korob. et Makar., *Marcia* (*Marcimonia*) *gaslensis* Korob. et Makar. (определения Р. К. Макаровой), а также многочисленные планктонные и бентосные фораминиферы, позволяющие сопоставить их с тасаранской свитой Северного Приаралья.

По направлению на северо-запад и запад эта часть разреза среднего эоцена приобретает известковый состав, т. е. глины постепенно замещаются мергелями, а мергели — известняками. На Устюрте и в Южном Приаралье, как по составу слагающих их пород, так и по органическим остаткам, верхняя часть среднего эоцена четко делится на две части: нижнюю (ильялинская свита) и верхнюю (куртышская). Ильялинская свита представлена белыми песчанистыми и глинистыми известняками, содержащими *Hantkenina alabamensis* Cush., *Globigerinoides subconglobatus* Chal., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Uvigerina costellata* M o g o z. и др. Куртышская свита сложена мергелями белого, коричневатого-серого цвета, сильно обогащенными органическим детритом, с прослоями глинистых мергелей, известковых глин, которые на запад и северо-запад полностью замещаются мергелями с многочисленными костными остатками рыб. Здесь развиты мелкие планктонные фораминиферы: *Globigerina micra* (Cole), *G. turkmenica* Chal., *G. bulloides* Orb.

Верхнюю границу среднего эоцена на Устюрте и Южном Приаралье мы проводим по появлению *Globigerinoides conglobatus* (Brady) — характерного вида верхнего эоцена. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии эту границу определяют по подошве песчано-глинистых осадков с прослоями ракушняка, содержащих *Nucula kazakhstanica* Luk., *N. aralensis* Luk., *Cardita lukovichi* Ruch., *Turritella sulcifera* Desh., *Natica achatensis* Reclus и др. Нижнюю границу проводят по появлению *Globorotalia aragonensis* Nuttall.

Общая мощность среднего эоцена достигает 250—300 м.

Верхний эоцен

Отложения верхнего эоцена широко распространены и наиболее полно сохранились лишь на Устюрте и в Южном Приаралье. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии значительная часть их размыта в предолиоценовое и неогеновое время.

Разрезы верхнего эоцена Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии можно разделить на две части. Нижняя сложена известковыми глинами, ракушняками, мергелями и кварцевыми песками. Из этой части определены моллюски: *Nucula kazakhstanica* Ruch., *N. aralensis* Luk., *Leda galeolina* Nyst., *Ostrea plicata* Sol., *O. simplex* Desh., *Cardita lukovichi* Ruch., *Lucina menardi* Desh., *Pitar nitida* Desh., *P. nitidula* Lam., *P. ciskaspica* Jark., *Tellina praepostrea* Koen., *Cultellus ulentiensis* Jark., *Mactra rekondita* Desh., *Corbula ficus* Brandt., *Turritella sulcifera* Desh., *T. ferganensis* Vial. et Sol., *Natica achataensis* Reclus., *Cancellaria evulsa* Sow., *Mesalia variabilis* Desh., *Ampullaria ivanovi* Rom. и др.

Вышеперечисленный комплекс моллюсков широко распространен

в саксаульской свите Северного Приаралья, которую можно сопоставить с риштанскими слоями Ферганы и Таджикской депрессии.

Кроме того, в этой части разреза встречаются фораминиферы: *Nonion laevis* Orb., *Cribrononion rischtanicum* (N. Byk.), а в прослоях — *Globigerinoides conglobatus* (Brady) (Минакова, 1964).

Верхняя часть разреза представлена серыми, зеленовато-серыми глинами, почти бескарбонатными, в которых встречаются бентосные фораминиферы: *Harporagmoides masei*, *Trochammina* sp., *Spiroplectammina* sp. и др. В районе Рометана и Тамдыбулака в зеленовато-серых глинах найдены устрицы: *Ostrea plicata* Sol., *Gryphaea* ex gr. *brongniarti* Nyst., а в Восточных Кызылкумах — *Nuculana schurabica* Liver., *ispharina* erro Vial. et Sol. (Макарова, 1966), известные по исфаринским и ханабадским слоям Ферганы. В пределах Устюрта и Южного Приаралья в отложениях верхнего эоцена по содержанию органических остатков и литологическому составу выделяют две свиты: акчакаинскую и дауданскую.

Акчакаинская свита представлена в нижней части маломощным прослоем крепких мергелей и глинистыми известняками, которые вверх по разрезу постепенно переходят в ярко-розовые мергели и известковистые глины. Они прослеживаются по всей территории Устюрта и Южного Приаралья и являются маркирующим горизонтом. Для акчакаинской свиты характерен следующий комплекс фораминифер: *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina bulloides* Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *B. asiatica* Moroz., *B. simplex* Balakh. и многие другие формы, характерные для верхнего эоцена Средней Азии. Кроме того, здесь встречены моллюски: *Nucula korobkovi* Aslan., *N. aralensis* Luk., *Nuculana lezginica* Korob., *N. perovalis* Koen., *N. cisaralica* Korob. et Makar., *Batharca rubastschaica* Korob., *Variamusium fallax* Korob., *Gryphaea queteleti* Nyst. и другие формы, широко распространенные в чеганской свите Северного Приаралья.

Дауданская свита представлена зеленовато-серыми бескарбонатными глинами, в нижней части с тонкими прослоями известняка и мергеля. В этой части разреза в бескарбонатных глинах встречены в большом количестве бентосные фораминиферы: *Spiroplectammina* ex gr. *carinata* Orb., *Planulina costata* Hantk., *Cibicides ungerianus* Orb., *Nonion curvisepius* Subb., *Bolivina antegressa* Subb. и др. В известковистых прослоях присутствуют планктонные формы: *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina corpulenta* Subb. и др. Здесь также попадает комплекс моллюсков: *Abra* cf. *bosqueti* Semp., *Chlamys houchecornei* Koen., *Nuculana* cf. *chadumica* Korob., *Nuculana perovalis* Koen., *Cuspidaria variocostata* Korob., *Batharca* cf. *saxonica* Koen., *Nucula* sp., *Nucula* ex gr. *compta* Goldf., *Corbula conglobata* Koen., *Lucina* cf. *batalpaschinica* Korob., *Lima cymba* Korob., *Cardium* sp. и др., которые характерны для верхов чеганской свиты Северного Приаралья.

Максимальная мощность верхнего эоцена в Западном Узбекистане приурочена к прогибам Устюрта и Приаралья и достигает 300 м.

Олигоцен

Олигоценовые отложения в Западном Узбекистане распространены во впадинах Устюрта, Южном Приаралье и в Кызылкумах. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии в состав олигоцена входит нижне-сарбатарская свита (Грамм, 1959), на Устюрте и Южном Приаралье — слои со *Spiroplectammina carinata*, слои с остракодами и слои со *Spiroplectammina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*.

Нижнесарбатарская свита представлена переслаивающимися красноцветными глинами и алевролитами, залегающими несогласно на различных горизонтах эоцена и содержащими различные комплексы моллюсков. Это дает нам основание разделить нижнесарбатарскую свиту на три части. Нижняя часть, относимая к нижнему подотделу олигоцена, присутствует в некоторых впадинах Кызылкумов. Наиболее полные разрезы нижнесарбатарской свиты описаны для Ауминзатау, Кульджуктау и Минбулакской котловины, а также вскрыты скважинами в районе Тамдытау. Эта свита представлена здесь переслаивающимися розовато-коричневыми, розовато-бурыми песчаниками, глинами и алевролитами, а в районе гор Лау-Лау — голубовато-серыми глинами и алевролитами. В нижней части этих отложений содержатся остатки нормально-морского комплекса двустворчатых моллюсков: *Nucula compta* Goldf., *N. aralensis* Luk., *N. kazakhstanica* Ruch., *Cordiopsis tenuis* Alex., *C. incrassata* Sow., *C. incrassata incrassatoides* Nyst, *Miocardiopsis ustjurtensis* Iljina, *Cardium* ex gr. *abundans* Liver., *C. aff. sanbergeri* Gümb., *C. arcaensis* Belenk., *C. usunlensis* Belenk., *C. ex gr. cingulatum* Goldf., *Cardium* sp., *Musculus tamdiensis* Belenk., *Panope menardi* Desh., *Panope* sp., *Siliqua ustjurtensis* Iljina, *Lentipecten inopinatus* Vial., *Chlamys* sp., *Corbula henckeluisiana* Nyst, *Costacallista* sp., *Tellina* cf. *nysti* Desh., *Aquilofusus suberrticus* Bajar.

Большинство перечисленных видов встречается в ащайрыкской свите Северного Устюрта и Северного Приаралья. Из остатков фораминифер в этой части разреза найдены *Nonion krimholzi* Balakh., *N. usbekistanensis* N. Byk., *Cibicides macrurus* N. Byk., *Porosonion dendriticus* Chal., *Elphidium tumidum* Bogd., *Cibicides almaensis* Samoil. и др.

К юго-западу от г. Кульджуктау (Янгиказганский прогиб) нижняя часть олигоцена вскрыта структурными и картировочными скважинами и представлена красноцветными глинами и алевролитами (40 м), из которых Р. К. Макаровой определены *Cardium sumsarica* Mirk., *C. irinae* Mirk., *C. tchikryzovi* Mirk.

На северо-восточном склоне Тамдытау, в горах Сангунтау и на погружении Нуратау эта часть разреза нижнесарбатарской свиты характеризуется присутствием *Cordiopsis tenuis* Alex., *Thracia* cf. *asiatica* Alex., *Calyptracea asiatica* Alex., *Isocardia* sp.

Средняя часть нижнесарбатарской свиты вскрыта скважинами на северо-западе Тамдытау. Она залегает несогласно на нижележащих отложениях и представлена переслаивающимися розовато-бурыми и серыми глинами, в которых обнаружены отпечатки и ядра многочисленных моллюсков: *Cardium* (*Cerastoderma*) *serogossicum* Noss., *Cardium* sp., *Rzehakia cimlanica* Zhizh., *Lentidium* (*Janschinella*) *garetzkii* Merkl., *Siliqua ustjurtensis* Iljina, *Corbula* cf. *sokolovi* Karl., *Corbula* cf. *melitopolitanus* Noss. В этих отложениях присутствуют также остракоды: *Pterigocythereis solitatis* Ros., *Trachyleberis tumulosa* Gramm., *Cytheridea pernota* Querte et Key.

Среди перечисленных видов встречаются пресноводные формы, свидетельствующие об опреснении олигоценового бассейна и позволяющие сопоставить эти отложения с соленовским горизонтом Северного Приаралья. Впервые указание на присутствие комплекса моллюсков в соленовских слоях Кызылкумов сделано Р. Л. Мерклиным (1962), затем Р. К. Макаровой (1964).

Мощность аналогов соленовского горизонта в районе гор Тамдытау достигает 100 м, выклиниваясь, вероятно, на восток и на запад от Центральных Кызылкумов. В Минбулакской котловине отложения

средней части нижнесарбатарской свиты коррелируются с серовато-розовыми и голубовато-серыми глинами и алевролитами с многочисленными остракодами, аналогичными остракодам предгорий Тамдытау.

Верхняя часть нижнесарбатарской свиты, охарактеризованная фауной, выделена в предгорьях Тамдытау. Здесь на аналогах соленовского горизонта с размывом залегают отложения, содержащие нормально-морской комплекс двустворчатых моллюсков: *Cardium* ex gr. *helmerseni* Iljin a, *Corbula* *rotundiovata* A. К о р о б., *Musculus* *tamdiensis* B e l e n k., *Chlamys* *bifida* М ü n s t., *Aquilofusus* *peregra* B e y e r. Видовой состав остатков фораминифер такой же, как и в слоях, лежащих под аналогами соленовского горизонта. Литологически эти отложения ничем не отличаются от нижележащих горизонтов нижнесарбатарской свиты. Мощность их колеблется от 0 до 15 м в районе Тамдытау, на запад и восток они пока не прослежены.

Именно эту верхнюю часть нижнесарбатарской свиты можно сопоставить с мурунскими слоями (каратамакским горизонтом) Северного Устюрта и Северного Приаралья, глинами и известняками со *Spiroplectammina* *terecensis* B o g d. Устюрта и Южного Приаралья, соответствующими этапу развития нормально-солевого бассейна.

Олигоценые отложения Устюрта представлены переслаивающимися зеленовато-серыми глинами и алевролитами, выделяемыми под наименованием дарьялыкской свиты, распространенной в Косбулакском, Барсакельмесском, Судочьем и Хивинском прогибах.

В Ассакеауданском прогибе и Актумсукской зоне поднятий вскрыты самые верхи дарьялыкской свиты, относимые уже к неогену. В прогибах дарьялыкская свита залегает с размывом на дауданской. На приподнятых участках (Шорджа-Айбугирский и Акчакаинский выступы и Учкырское поднятие) она полностью отсутствует.

На территории Устюрта литологическая граница между дауданской и дарьялыкской свитами не четкая. Зеленые глины дауданской свиты покрываются почти такими же, но более серыми глинами дарьялыкской.

Если принять двучленное деление олигоцена, то слои со *Spiroplectammina* *carinata* можно отнести к нижнему олигоцену, а слои с остракодами и *Rzehakia* *cimlanica* и слои со *Spiroplectammina* *terecensis* — к верхнему олигоцену. Слои с *Porosonion* *dendriticus* и *Cibicides* *ornatus* мы, присоединяясь к В. А. Ивановой, относим к миоцену.

Максимальную мощность (170 м) дарьялыкская свита имеет в Дарьялык-Дауданском прогибе, сокращаясь к прибортовым частям. В Ассакеауданском прогибе и Актумсукской зоне поднятий часть дарьялыкской свиты, относимая к олигоцену, отсутствует. В Заунгузье и в Косбулакском прогибе не обнаружены слои со *Spiroplectammina* *carinata*.

В дарьялыкской свите появляется целый ряд новых форм фораминифер, указывающих на более молодой возраст этих отложений по сравнению с дауданской свитой. Это *Spiroplectammina* *carinata* O r b., *Cyclammina* *constrictimargo* K. E. et K. S. S t e w a r t, *Lenticulina* ex gr. *hermanni* (Andr.), *Anomalina* *munda* N. B y k., *Cibicides* *macrurus* N. B y k., *C. pseudoungerianus* C u s h., *Planorbulina* *hedlei* B a l a k h., *Caucasina* *schischkinskiae* S a m., *Giroidina* *memoranda* S u b b.

Кроме микрофауны, в дарьялыкской свите найдены *Nuculana* *gracilis* (Desh.), *Nucula* *compressa* P l u m m e r, *Modiola* sp., *Crassatella* ex gr. *woodi* K o e n.

Максимальная мощность нижнего олигоцена (слоев со *Spiroplectammina* *carinata*) достигает 100 м (в Хивинском, Дарьялык-Дау-

данском, Судочьем прогибах), сокращаясь с северо-запада на северо-восток до 65 м (в Барсакельмесском прогибе).

Слои с остракодами и *Rzehakia cimlanica* Zhizh. (верхний олигоцен) представлены переслаивающимися зеленовато-серыми, серыми и коричневыми некарбонатными глинами, содержащими *Rzehakia cimlanica* Zhizh., *Lentidium vinogradskii* Merkl. и многочисленные остракоды. Эта часть разреза сопоставляется с соленовским горизонтом, но наблюдается лишь в Барсакельмесском прогибе (мощность 70 м). В остальных районах Устьюртской структурно-фациальной зоны эти слои отсутствуют. Вполне вероятно, что на остальной площади они были уничтожены последующим размытием.

Самые верхние слои олигоцена (со *Spiroplectammina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*) залегают на слоях со *Spiroplectammina carinata*, местами на слоях с *Rzehakia cimlanica*. Контакт с нижележащими отложениями не четкий. Они представлены глинами серого, коричневого и бурого цвета. Глины плотные, местами слабоизвестковые, с примесью алевритового материала, изредка с прослоями плотных известковистых, иногда доломитизированных алевритов небольшой мощности (Дарьялык-Дауданский прогиб).

Двустворчатые моллюски из этих отложений аналогичны комплексу из глин со *Spiroplectammina carinata*. Это *Nucula peregrina* Desh., *Nuculana gracilis* (Desh.).

Из фораминифер присутствуют *Spiroplectammina terekensis* Bogd., *S. carinata* Orb., *S. caucasica* Djapensis, *Quineloculina hermanni* Bogd., *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Polimorphinidae*, *Cibicides macrurus* N. Вук., *C. pseudoungerianus* Cushman, *C. ornatus* (Orb.), *Melonis dosularenensis* (Chal.), *Ungerinella* ex gr. *californica* Cushman, *Sphaeroidina variabilis* Reuss. Здесь впервые появились *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Cibicides ornatus* Bogd. Вид *Spiroplectammina terekensis* представлен массовым количеством экземпляров. Вид *Spiroplectammina caucasica* Djap., появившись в верхних слоях верхнего олигоцена, исчезает на границе с нижним миоценом.

Слои со *Spiroplectammina terekensis*, т. е. верхи верхнего олигоцена, присутствуют не повсеместно. Наиболее развиты в Хивинском прогибе, где их мощность достигает 100 м, в Барсакельмесском — до 60 м, Дарьялык-Дауданском — 45 м. Меньшая мощность наблюдается в Судочьем прогибе — до 20 м. В Заунгузье эта часть разреза верхнего олигоцена имеет мощность около 125 м и выделяется условно.

На территории Бухаро-Хивинской депрессии и в Южном Приаралье олигоценовые отложения развиты в Каракульском и Дарьясайском прогибах. В Дарьясайском прогибе отложения олигоцена представлены: в нижней части тонкоотмученными или алевритистыми известковистыми глинами красновато-серого цвета, в средней части — красновато-желтыми глинистыми песчаниками. Для этих отложений характерно присутствие *Nonion granosus* Orb., *Cibicides macrurus* N. Вук.

В Каракульском прогибе литологическая характеристика пород такая же, как и в Дарьялыкском. Из нижней глинистой части определены *Uvigerinella californica* Cushman, *Caucasina schischkinskiae* Sam. Здесь же обнаружены остракоды. В средней части, сложенной серыми и красными запесоченными глинами, найдены *Globigerina officinalis* Subb., *Cibicides macrurus* N. Вук.

Плохая изученность олигоценовых отложений этого района, бедная палеонтологическая характеристика не позволяют, к сожалению, выделить здесь нижний и верхний олигоцен.

Нижнюю границу этих отложений мы проводим по смене бескарбонатных глин, песчаников и алевритов с агглютированными

фораминиферами верхнего эоцена, красноцветными, коричневыми алевролитами олигоцена, преимущественно с бентосными формами. Верхнюю границу олигоцена проводят в основном по литологическим признакам — по появлению песчаников с прослоями алевролитов.

Мощность олигоценовых отложений в Каракульском и Дарьясайском прогибах достигает 50 м.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПАЛЕОГЕНА

При изучении минералогического и петрографического состава палеогеновых отложений мы преследовали цель не только выявить особенности состава осадочных образований, но также применить используемые при этом методы и наблюдения для реконструкции палеогеографической и палеогеохимической обстановки осадконакопления на территории Западного Узбекистана.

Основным материалом для данной главы послужили результаты минералогических и петрографических исследований пород палеогена на территории Кызылкумов, аналогичные работы, проведенные другими исследователями для Бухаро-Хивинской депрессии, Южного Приаралья и Устюрта.

Материал по качеству различен, а количество его для такой огромной территории явно недостаточное, чтобы дать всестороннюю минерало-петрографическую характеристику всех пород палеогена. Тем не менее, имеющиеся данные по минералогии и петрографии в какой-то мере позволяют выявить дополнительные сведения о палеогеографической обстановке осадконакопления.

Минералогический состав палеогеновых отложений

При исследовании минералогии палеогеновых отложений Кызылкумов в качестве основного метода использован иммерсионный анализ, а для изучения глинистых минералов — электронная микроскопия, рентгеноструктурный, термический и химический анализы. Минералогическому анализу подвергалась в основном крупноалевролитовая фракция (0,05—0,1 мм), которая, как известно, концентрирует в себе наиболее полный комплекс минералов. Однако изучались и более мелкозернистые (0,01—0,05 мм), а в случае малого выхода нерастворимого остатка — смешанные. Полученные при этом данные не могут достоверно характеризовать минералогический состав пород. Многими исследователями (Бабаев, 1953 и др.) установлено, что качественные и количественные соотношения минералов не остаются постоянными в различных фракциях одной и той же породы. Так А. Г. Бабаев (1959) показал, что в песчаных породах меловых отложений Западного Узбекистана алевролитовая фракция обогащена такими порообразующими минералами, как полевые шпаты, а песчаная фракция — кварцем. Аналогичные примеры можно наблюдать и в песчаных образованиях палеоцена и эоцена Центральных Кызылкумов.

Путем исследований установлено, что в составе легкой и тяжелой фракций палеогеновых отложений встречается 35 видов терригенных минералов: кварц, полевой шпат (ортоклаз, микроклин, плагиоклаз), обломки пород, минералы группы слюд (мусковит, биотит, хлорит), минералы группы магнетит+ильменит, группы лимонит+гематит, лейкоксов, циркон, гранат, сфен, рутил, анатаз, корунд, ставролит, дистен, турмалин, андалузит, силлиманит, апатит, эпидот, цоизит, амфиболы (роговая обманка, актинолит, глаукофан), пироксен (моноклинный и ром-

бический), монацит, брукит, ярозит, диаспор. Кроме того, в терригенной части пород присутствуют глинистые частицы, разложенные минералы, а также обломки кварцевых кварцево-слюдистых и кремнистых пород, содержание которых варьирует в широких пределах.

В каждой фракции минералы по своему генезису подразделены на аллотигенные (терригенные) и аутигенные. Биотит, мусковит, хлорит, глауконит встречаются как в легкой, так и в тяжелой фракциях. А. Г. Бабаев (1959) считает, что одновременное нахождение этих минералов в легкой и тяжелой фракциях объясняется различными удельными весами одноименных минералов.

Аллотигенные минералы

К в а р ц — основной породообразующий минерал терригенных пород палеогена. В результате изучения иммерсионных препаратов и шлифов выявлено, что его содержание колеблется в широких пределах. Наибольшее содержание (до 98%) приходится на песчаную фракцию. В алевритовой же фракции пород, включающей большое количество глинистых агрегатов, его количество колеблется от 44,4 до 90,4% (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание кварца и полевых шпатов в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Распределение кварца					Распределение полевых шпатов				
	палеоцен	нижний	средний	верхний	олигоцен	палеоцен	нижний	средний	верхний	олигоцен
		эоцен					эоцен			
Бошагитма	—	71,6	79,5	—	78,3	—	23,2	14,9	—	12,5
Лау-Лау	—	76,6	77,7	83,4	53,5	—	16,3	17,2	14,9	23,2
Джетымтау-2	—	60,7	90,4	89,0	75,0	—	37,1	8,1	4,4	14,9
Джаманкум	—	60,9	72,4	73,8	—	—	35,8	23,2	21,9	—
Бешбулак	—	—	56,9	80,8	—	—	—	27,6	14,5	—
Джузкудук	—	—	84,3	84,8	—	—	—	12,4	14,6	—
Аксай	74,6	67,4	44,4	78,8	67,2	25,2	27,5	2,4	19,8	17,6
Кукча	58,8	69,4	72,1	—	—	34,2	25,8	19,3	—	—
Калканата	—	59,0	70,2	70,2	—	—	36,6	11,5	14,0	—
Кермине	—	60,9	81,2	73,2	58,4	—	33,5	15,1	17,5	33,3

Примечание В таблицах 1—17 приведено среднее содержание минералов в процентах от суммы аксессуаров, принятой за 100%.

При этом максимальное содержание кварца в алевритовой фракции приходится на участки, тяготеющие к областям сноса.

Зерна кварца угловатые и угловатоокатанные, редко встречаются окатанные разности (Бошагитма); бесцветные, чистые, некоторые насыщены газово-жидкими и темными минеральными включениями или покрыты пленкой гидроокислов железа и битуминозного вещества. Угасание ровное, редко волнистое и мозаичное. Изредка наблюдаются зерна аутигенного кварца призматического габитуса с дипирамидальными верхушками. Контуры зерен сглаженные.

Кварц, видимо, является продуктом разрушения палеозойских по-

род, среди которых присутствовали и интрузивные образования (зерна водяно-прозрачного кварца с прямым погасанием), а также перемыва меловых отложений. Наличие среди зерен кварца разновидностей с матовой поверхностью указывает на то, что перед отложением их в водоеме происходила эоловая транспортировка из меловых отложений (Хамидов, 1967).

Полевые шпаты, так же как и кварц, широко (по площади и вертикально) распространены. Среди них выделены ортоклаз, микроклин и плагиоклаз. Содержание полевых шпатов колеблется от единичных зерен в западных районах Кызылкумов до 36% вблизи Нура-тау-Туркестанского поднятия (Калканата, табл. 1). Наиболее распростран ортоклаз, в подчиненном количестве — кислые плагиоклазы, еще реже — основные плагиоклазы. Микроклин отмечается в виде единичных зерен, но не во всех образцах. Его количество несколько повышено (до 0,2—0,3%) в Ауминзатау (нижний эоцен) и Букантау (Бешбулак, верхний эоцен).

Зерна полевых шпатов неправильной формы, таблитчатые, от угловатых до полуокатанных, реже окатанные. Ортоклаз и кислые плагиоклазы сильно изменены, пелитизированы и серицитизированы, иногда имеют чешуйчатое строение и буроватую окраску. Основные плагиоклазы и микроклин довольно свежие, полупрозрачные, иногда образуют узкие полисинтетические двойники.

Повышенные содержания полевых шпатов (0,5—37%) приурочены

Среднее содержание слюд в алевролитовой фракции

Номер по каталогу	Разрезы и скважины	Распределение биотита					Распре	
		палеоцен	нижний	средний	верхний	олигоцен	палеоцен	
790	Бошагитма	—	$\frac{0,3}{0,15}$	$\frac{1,7}{0,72}$	—	$\frac{2,5}{0}$	—	
766а	Лау-Лау	—	$\frac{0,8}{0,17}$	$\frac{1,6}{0,14}$	$\frac{0,6}{2,23}$	$\frac{10,2}{13,78}$	—	
715	Джетымтау-2	—	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,3}{1,3}$	$\frac{2,1}{1,0}$	$\frac{4,4}{10,6}$	—	
729	Джеманкум	—	$\frac{0}{0,43}$	$\frac{0,5}{1,08}$	$\frac{0,5}{1,35}$	—	—	
649	Бешбулак	—	—	$\frac{3,4}{0,57}$	$\frac{0,18}{0,3}$	—	—	
647	Джазкудук	—	—	$\frac{2,2}{6,17}$	$\frac{0,14}{0,5}$	—	—	
787	Аксай	$\frac{0}{0,39}$	$\frac{1,7}{8,11}$	$\frac{0,27}{0,3}$	$\frac{0}{0,83}$	$\frac{0,2}{0,72}$	$\frac{0,2}{0}$	
851	Кукча	$\frac{0,6}{0,85}$	$\frac{0,2}{0,2}$	$\frac{0,9}{0,8}$	—	—	$\frac{0,9}{0}$	
849	Калканата	—	$\frac{0,2}{0}$	$\frac{0,4}{0}$	$\frac{0,81}{0}$	—	—	
850	Кермине	—	$\frac{0,8}{0}$	$\frac{1,1}{0}$	$\frac{0,7}{0,5}$	$\frac{0,6}{0,2}$	—	

Примечание. В числителе — легкая фракция, в знаменателе — тяжелая.

к нижнему эоцену (Джетымтау-2, Джаманкум, Калканата) и тяготеют к поднятиям. Это можно связать с широким развитием в пределах Нуратау-Туркестанской суши серии интрузий гранитоидного типа и гнейсов, которые являлись основным поставщиком плагиоклазов. В Кызылкумах основной снос полевых шпатов происходил с островных поднятий, сложенных гранитоидами, существовавших в районах гор Тамдытау и Букантау в нижнем и среднем эоцене. Кроме того, полевые шпаты, так же как и кварц, накапливались за счет перемива меловых отложений, которые занимали основную часть Центрально-Кызылкумских поднятий.

Минералы группы слюд — биотит, мусковит, реже хлорит — являлись постоянными в терригенной части легкой и тяжелой фракций.

Биотит — самый распространенный минерал группы слюд. Его содержание в легкой фракции от единичных чешуек до 10%, а в тяжелой от 0,15 до 13% (табл. 2). Наибольшее количество биотита, как правило, приурочено к олигоценым отложениям Центральных Кызылкумов (Лау-Лау, Джетымтау-2). В единичных образцах содержание биотита достигает 81% (Узункудук).

Пластины биотита неправильной формы, с ровными, угловатыми и плавными, реже извилистыми контурами, светло-бурого, бурого, желтого, зелено-бурого и почти коричневого цвета, в основном прозрачные, неизменные, с редкими включениями. Пластины двупреломляющие, главным образом изотропные (так как лежат на пинакоиде), слабо, но

Таблица 2

полеогеновых отложений Кызылкумов

деление мусковита				Распределение хлорита				
нижний	средний	верхний	олигоцен	палеоцен	нижний	средний	верхний	олигоцен
эоцен				эоцен				
0	2,7	—	3,4	—	0,13	0,5	—	0,5
0,3	0,11	—	0	—	0,12	0	—	0
0,4	1,5	0,4	5,1	—	0,6	0,2	0,8	0,7
0	0,09	0,26	0,23	—	0,14	0,28	0	3,05
0	0,7	2,1	2,0	—	0	0,3	1,7	0,5
0	0,3	0,15	0,32	—	0	1,2	0,3	8,7
0,5	1,1	1,1	—	—	0	0	0,5	—
0	0	0	—	—	0	0	0	—
—	0,09	0,01	—	—	—	0,09	0	—
—	0,14	0,01	—	—	—	0,25	0,5	—
—	0,5	0	—	—	—	0,03	0,2	—
—	0	0	—	—	—	0,5	0,7	—
0,3	0,18	0,2	0,32	0	0,6	0,16	0,3	0
0,08	0,23	0	0	0,13	1,44	1,15	0,5	1,56
0,4	6,6	—	—	0	0	0	0	0
0	0	—	—	1,1	1,19	0	0	0
0	2,9	0,81	—	—	0	0,46	—	—
1,58	0	0	—	—	0,12	0	—	—
0,12	0	—	—	—	0	0	0	0,28
1,4	0,4	1,4	2,2	—	0	0	0	0,16
0,26	0	0	0	—	0	0	0	0

четко плеохроируют. Изредка отмечаются бледноокрашенные гидротированные чешуйки с едва заметным плеохронизмом и пониженным дву-преломлением.

Мусковит менее распространен, чем биотит (табл. 2). Наибольшее количество наблюдается в легкой фракции (от единичных зерен до 6,6%). В тяжелой фракции не превышает 0,5%. Наибольшие концентрации (до 28%) имеются в легкой фракции в единичных прослоях олигоценовых отложений Центральных Кызылкумов. Мусковит повсюду представлен бесцветными прозрачными пластинками неправильной формы, с ровным угасанием и плавными, реже извилистыми контурами. Встречаются пластинки с бесцветными газово-жидкими и точечными непрозрачными включениями.

Незначительное содержание мусковита, по сравнению с биотитом, видимо, связано с тем, что он в условиях палеогипергенеза является неустойчивым минералом, который в процессе выветривания и транспортировки замещается глинистыми минералами (Бабаев, 1958).

Хлорит. Содержание этого минерала (табл. 3) колеблется от единичных зерен до 0,8% в легкой и 8,7% в тяжелой фракциях. В тяже-

Таблица 3

Среднее содержание обломков пород в алевроитовой фракции некоторых разрезов палеогена Кызылкумов

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	4,5	0,5	—	2,7
Лау-Лау	—	4,9	1,7	0,8	7,1
Джетымтау-2	—	2,3	0,2	0,6	3,0
Джаманкум	—	2,7	2,6	2,1	—
Бешбулак	—	—	2,8	1,2	—
Джузкудук	—	—	—	—	—
Аксай	0,9	2,8	0,09	0,8	1,6
Кукча	34,2	25,8	19,3	—	—
Калканата	—	36,6	11,5	14,05	—
Кермине	—	33,5	15,1	17,5	33,3

лой фракции некоторых прослоев олигоценовых отложений содержание хлорита достигает 12%.

Пластинки хлорита неправильной формы, с плавными, реже угловатыми контурами, светло-желтые, зеленые, слегка зеленоватые, с низким двупреломлением, реже изотропные, так как лежат на пинакоиде. Во многих пластинках наблюдается большое количество газово-жидких, пылевидных и минеральных включений.

Итак, минералы группы слюд занимают значительный объем терригенной фракции пород палеогена. Это, видимо, можно связать с привносом их за счет разрушения сланцевых толщ нижнего палеозоя и гранитоидных массивов, развитых на Нуратау-Туркестанском поднятии. Именно эти породы являлись основным поставщиком минералов группы слюд и особенно биотита.

Высокое содержание слюд в олигоценовых отложениях Кызылкумов

указывает как на значительную расчлененность областей сноса, так и на сравнительно быстрое захоронение этих минералов в сравнительно неглубоких водоемах. Важную роль в сохранении этих минералов от разложения сыграло то обстоятельство, что район Центральных Кызылкумов уже в миоцене в основном стал областью континентального осадконакопления и процессы разложения слюд замедлились. Биотит отличается крайне низкой устойчивостью, мусковит — высокой (Коссовская и др., 1963). В этом случае более высокие содержания биотита в олигоценовых отложениях (Лау-Лау, Джетымтау-2) могут указывать на более широкое развитие биотитовых сланцев в области Нуратау-Туркестанской суши, чем гранитоидных пород, поставлявших мусковит в олигоценый бассейн.

Обломки пород составляют до 10—15% легкой фракции (табл. 3).

В глинистых породах количество обломков пород падает до единичных зерен. Представлены они обломками кремнисто-слюдистых, слюдистых, реже кварцевых пород. Зерна полуокатанные, реже окатанные, бесцветные, либо окрашенные в бурый, желтовато-бурый цвет. В их распределении нет последовательности, но очевидно, что ареолы их рассеяния тяготеют к поднятиям Центральных Кызылкумов и хр. Нуратау.

Недезинтегрированные глинистые агрегаты присутствуют почти во всех образцах и являются нераспавшимися комочками глинистого вещества. Количество таких агрегатов колеблется от долей процента в грубозернистых породах до 100% в глинах. Агрегаты неправильной или овальной формы, иногда с неровными контурами, тонкочешуйчатого строения, иногда обнаруживают оптическую ориентировку глинистых частиц. Окраска бурая, желтоватая, коричневая, зеленоватого-серая. Представлены либо нераспавшимся глинистым веществом, либо агрегатами кварц-полевошпатового состава, пропитанными глинистым веществом. Изредка агрегаты состоят из глинисто-опаловых частиц и кристалликов цеолита, слабо просвечивающихся, иногда окрашенных в желтоватый цвет. В отдельных образцах нижнего эоцена и олигоцена (Аксай) часть зерен среди недезинтегрированных агрегатов можно было бы отнести к слюдам (особенно по габитусу), но четко разграничить их невозможно.

Магнетит + ильменит — основной компонент тяжелой фракции. Его содержание составляет от 3,5 до 33,3% (табл. 4), в единичных случаях в среднем и верхнем эоцене Центральных Кызылкумов достигает 63 и даже 84% (Бешбулак, Джетымтау-2). Зерна неправильной формы, изометричные и удлиненные, непрозрачные в проходящем свете и черные, с металлическим и серебристым блеском, — в отраженном.

Довольно часто попадают зерна с пленками гидроокислов железа и белыми налетами лейкоксена. По степени окатанности наблюдаются чаще всего угловатые, а также угловато-окатанные и окатанные зерна с неровными изрезанными краями. В предгорьях Нуратау встречаются в основном буровато-розовые зерна с блестящей поверхностью и в значительно большем количестве, чем в Центральных Кызылкумах. В Кызылкумах преобладает магнетит, зерна которого очень часто лимонитизированы.

Основным источником магнетита и ильменита обычно считают магматические породы основного, а также кислого состава. Наличие в палеогеновых отложениях Кызылкумов значительных концентраций минералов группы магнетит + ильменит свидетельствует о широком развитии в области сноса пород кислого и основного ряда (Нуратау).

Минералы группы гематит-лимонит. Во всех изученных разрезах минералы этой группы имеют повышенные содержания:

Таблица 4

**Распределение минералов групп магнетит-ильменита и лимонит-гематита
в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Распределение магнетит-ильменита					Распределение лимонит-гематита				
	палеоген	нижний	средний	верхний	олигоцен	палеоген	нижний	средний	верхний	олигоцен
		эоцен					эоцен			
Бошагитма	—	17,1	2,5	—	25,7	—	49,9	34,9	—	29,1
Лау-Лау	—	3,5	8,2	10,4	14,2	—	82,9	77,6	60,2	51,2
Джетымтау-2	—	4,0	17,9	33,3	10,1	—	65,5	39,1	33,9	49,6
Джаманкум	—	13,3	23,8	27,7	—	—	44,4	41,9	4,3	—
Бешбулак	—	—	23,7	15,16	—	—	—	40,7	23,8	—
Джузкудук	—	—	5,4	10,0	—	—	—	43,3	24,7	—
Акса́й	19,06	25,2	13,0	23,3	5,8	5,9	2,4	39,7	16,3	26,8
Кукча	14,1	17,8	0,6	—	—	43,2	36,4	95,15	—	—
Калканата	—	2,55	2,84	12,2	—	—	67,3	87,6	42,9	—
Кермине	—	33,2	89,5	75,0	22,5	—	25,5	7,1	19,3	22,7

от 4—3 до 83% (табл. 5), в единичных случаях до 95% (Кукча). Зерна неправильной формы, изометричные и удлиненные, с ровными и извилистыми контурами, от угловатых до окатанных. В проходящем свете непрозрачные, в отраженном—красно-, желто-бурые и бурые. В большинстве случаев преобладает лимонит, гематит встречается реже. Зерна его просвечивающиеся, красно-бурые, в отраженном свете не меняются, угловатые, чистые. В нескольких образцах из среднего эоцена (Лау-Лау) встречен гетит, зерна которого пластинчатые, красно-янтарные, хорошо просвечивающиеся, двупреломляющие.

Лейкоксен попадает во всех частях разреза палеогена и составляет от 0,9 до 14% (табл. 5), в единичных образцах из среднего

Таблица 5

**Распределение лейкоксена в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	4,4	7,3	—	8,2
Лау-Лау	—	3,2	1,4	7,9	6,4
Джетымтау-2	—	6,08	5,5	3,9	4,3
Джаманкум	—	0,9	3,5	8,6	—
Бешбулак	—	—	11,6	7,6	—
Джузкудук	—	—	2,09	8,8	—
Акса́й	8,6	14,0	6,12	5,3	13,0
Кукча	11,4	13,4	0,6	—	—
Калканата	—	3,6	2,48	7,8	—
Кермине	—	5,6	0,6	0,75	7,3

эоцена (Бешбулак) его содержание достигает 34,6%. Зерна лейкоксена неправильной формы, изометричные и удлиненные, от угловато-окатанных до окатанных, в проходящем свете непрозрачные, в отраженном — белые и кремовые, с шероховатой поверхностью. Происхождение минерала не установлено, но можно предположить, что наряду с аутигенными разностями, развивающимися по ильмениту, сфену и рутилу, зерна лейкоксена привнесены в бассейн за счет размыва бокситоносных пород карбона, распространенных на Нуратау-Туркестанской суше.

Таблица 6

Распределение циркона в алевролитовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	6,6	6,0	—	6,6
Лау-Лау	—	1,6	1,8	4,3	1,8
Джетымтау-2	—	2,0	9,9	5,3	2,3
Джаманкум	—	4,1	3,5	5,4	—
Бешбулак	—	—	4,9	4,7	—
Джужкудук	—	—	7,5	12,5	—
Аксай	9,2	3,6	7,9	3,4	6,3
Кукча	4,9	8,6	0,8	—	—
Қалканата	—	5,9	0,76	7,6	—
Кермине	—	11,3	0,56	0,75	2,6

Циркон — довольно постоянный минерал тяжелой фракции в предгорьях хр. Нуратау (0,56—12,5%, табл. 6). В единичных случаях содержание его достигает 34%. Зерна призматические, идиоморфные, реже представлены игольчатыми кристаллами с дипирамидальными, ровными и закругленными окончаниями. В основном зерна угловатые и угловато-окатанные, редко хорошо окатанные, прозрачные, бесцветные, изредка розовые. Очень часто встречаются зерна с бесцветными газовой-жидкими, точечными непрозрачными, реже минеральными включениями. Изредка попадаются зерна зонального строения. Циркон — один из аксессуарных минералов магматических пород, в меньшей степени — гнейсов и кристаллических сланцев, развитых в областях сноса Центральных Кызылкумов и Нуратинских гор.

Гранат встречается в большинстве разрезов палеогена. Содержание его изменяется от 0,5 до 18,7% (табл. 7), в редких случаях среди отложений верхнего эоцена — до 27% (Аксай). Зерна неправильной формы, от угловатых до окатанных, иногда изометричные и идиоморфные, бесцветные, розовые, реже бурые. Многие загрязнены непрозрачными (черными и белесыми в отраженном свете) пылевидными, бесцветными газовой-жидкими и реже минеральными включениями. Гранаты широко распространены в метаморфических породах и скарнах Кызылкумов и Нуратинских гор.

Сфен — постоянный минерал тяжелой фракции, содержится от единичных зерен до 10,4% (табл. 8). Зерна имеют неправильную и изометричную форму, хорошо окатаны, бесцветные, прозрачные, редко бурые, кремовые. Окрашенные разности зерен слабо плеохроируют.

Таблица 7

**Распределение граната в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	4,2	2,6	—	4,7
Лау-Лау	—	1,5	1,1	0,2	0,8
Джетымтау-2	—	2,7	2,3	3,4	0,8
Джаманкум	—	1,6	3,9	18,7	—
Бешбулак	—	—	1,5	5,9	—
Джужкудук	—	—	3,9	6,3	—
Аксай	3,1	2,5	1,3	17,4	1,9
Кукча	3,45	1,57	0,6	—	—
Калканата	—	1,66	0,8	1,2	—
Кермине	—	2,45	0,5	0,84	5,8

Таблица 8

**Распределение сфена в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	1,5	2,8	—	3,12
Лау-Лау	—	0,9	0,65	2,17	0,37
Джетымтау-2	—	0,45	3,3	3,2	1,9
Джаманкум	—	0,9	2,09	2,22	—
Бешбулак	—	—	2,14	2,49	—
Джужкудук	—	—	4,7	10,4	—
Аксай	3,08	1,17	5,31	4,3	2,9
Кукча	1,53	0,62	—	—	—
Калканата	—	0,92	0,29	1,6	—
Кермине	—	1,79	0,3	0,6	4,55

Наблюдаются непрозрачные пылевидные бесцветные газовой-жидкие включения. Встречаются зерна, подвергнутые довольно интенсивной лейкоксенизации.

Рутил распространен по всему разрезу палеогена (0,15—4,8%, табл. 9), преобладая в отложениях верхнего эоцена. Зерна имеют призматический или неправильной формы габитус, угловатые; многие с хорошо окатанными верхушками. Изредка наблюдаются коленчатые двойники и друзочки. Цвет минерала янтарный, желтый и красный. В единичных случаях наблюдаются слабо просвечивающиеся, интенсивно лейкоксенизированные зерна. Двупреломление высокое, плеохроирует слабо, в отраженном свете наблюдается резкий алмазный блеск.

Таблица 9

**Распределение рутила в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	1,1	2,2	—	0,8
Лау-Лау	—	0,15	0,77	2,04	0,63
Джетымтау-2	—	0,69	1,9	1,7	0,26
Джаманкум	—	0,43	1,4	4,4	—
Бешбулак	—	—	1,7	4,0	—
Джужкудук	—	—	2,6	3,5	—
Акса́й	0,91	0,31	0,92	2,3	0,52
Кукча	1,35	0,67	—	—	—
Калканата	—	0,89	0,39	4,8	—
Кермине	—	1,66	—	—	1,64

Таблица 10

**Распределение анатаза в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	0,1	0,11	—	0,13
Лау-Лау	—	—	—	2,24	0,04
Джетымтау-2	—	—	0,1	0,15	—
Джаманкум	—	—	2,79	—	—
Бешбулак	—	—	0,06	—	—
Джужкудук	—	—	0,41	—	—
Аксай	—	—	—	—	—
Кукча	—	—	—	—	—
Қалканата	—	—	—	—	—
Кермине	—	—	—	—	0,06

Бруки́т попадает редко в виде единичных зерен, иногда содержание его достигает 0,5% тяжелой фракции (Кукча, Аксай, Бошагитма). Зерна таблитчатого габитуса, неправильной формы, с четкой штриховкой, окрашены в желтоватый цвет, обладают характерной интерференционной окраской и высоким двупреломлением. Происхождение минерала не ясное, возможно он связан с процессами аутигенного минералообразования.

Аната́з встречается спорадически в виде единичных зерен, а в среднем эоцене Джаманкумской котловины в единичных образцах его содержание достигает 2,79% (табл. 10). Зерна минерала таблитчатые и неправильной формы, остроугольные, зеленые, бесцветные, прозрач-

Таблица 11

**Распределение корунда в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	0,9	1,1	—	1,5
Лау-Лау	—	—	1,06	2,5	—
Джетымтау-2	—	—	—	—	—
Джаманкум	—	—	2,09	—	—
Бешбулак	—	—	0,1	—	—
Джузкудук	—	—	—	—	—
Аксай	—	—	—	—	—
Кукча	—	—	—	—	—
Калканата	—	—	—	—	—
Кермине	—	—	—	—	—

Таблица 12

**Распределение ставролита в алевритовой фракции палеогеновых
отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	3,7	0,57	—	1,27
Лау-Лау	—	—	—	—	—
Джетымтау-2	—	2,8	0,75	0,66	0,1
Джаманкум	—	1,64	0,6	2,74	—
Бешбулак	—	—	1,54	3,65	—
Джузкудук	—	—	1,88	1,45	—
Аксай	13,1	6,53	2,08	3,5	1,56
Кукча	3,34	5,1	0,4	—	—
Калканата	—	8,44	0,34	2,55	—
Кермине	—	8,7	0,5	0,41	2,6

ные, с сильным блеском в отраженном свете. Происхождение минерала не установлено. Можно предположить, что наряду с аутигенными разновидностями распространены и терригенные, заимствованные из титансодержащих пород палеозоя.

Корунд встречается очень редко, только в районах Центральных Кызылкумов, и чаще всего в отложениях среднего и верхнего эоцена (0,1—2,5%, табл. 11). Зерна неправильные, остроугольные, иногда с раковистым изломом, бесцветные с голубоватым отливом. Кристаллы чистые, прозрачные, редко с пылевидными включениями. Двупреломление умеренное, реже низкое, $N > 1,6\%$.

Ставролит распространен в незначительном количестве во всех отделах палеогена (0,1—13,1%, табл. 12). Наибольшие концентрации

приурочены к отложениям нижнего эоцена предгорий р. Нуратау (в отдельных прослоях до 20%). В предгорьях Нуратау зерна в основном неправильной формы со сглаженными ровными контурами, с отчетливым плеохроизмом. Для района Центральных Кызылкумов характерны зерна неправильной формы, угловатые, редко полуокатанные и хорошо окатанные, минерал редко плеохроирует в желто-бурых тонах. Встречаются газово-жидкие и минеральные включения, изредка наблюдаются призматические зерна типа «концертины» с прямым угасанием (Бошагитма, Кукча).

Аномально-высокие концентрации ставролита в нижнем эоцене (Калканата), видимо, следует связать с размывом биотит-хлоритовых сланцев и гнейсов, слагавших Нуратау-Туркестанскую сушу.

Дистен спорадически попадает во всех изученных разрезах от единичных зерен до 9,3% (табл. 13). Иногда среди отложений верхнего

Таблица 13

Распределение дистена в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	0,57	0,21	—	0,21
Лау-Лау	—	—	0,06	0,21	0,19
Джетымтау-2	—	—	—	0,3	0,2
Джаманкум	—	0,43	1,08	6,4	—
Бешбулак	—	—	2,9	9,3	—
Джужкудук	—	—	1,04	1,58	—
Аксай	1,11	1,04	0,15	5,7	0,7
Кукча	0,32	0,46	—	—	—
Калканата	—	1,69	0,2	6,06	—
Кермине	—	0,7	—	—	0,48

эоцена его содержание достигает 26% (Бешбулак). Зерна неправильной формы, иногда полуокатанные, призматические или короткопризматические с неровными окончаниями, реже со сглаженными контурами. Большинство зерен со сколами по спайности и поперечными штрихами. Минерал бесцветный, прозрачный, с низким двупреломлением. Угол погасания 30—32°.

Турмалин встречается постоянно в виде зерен призматической, короткопризматической и неправильной формы в количестве от 1 до 17,2% (табл. 14). В восточной части Каракаинской котловины в отложениях палеоцена и нижнего эоцена отмечаются аномальные содержания его — до 23,6% (Аксай). Цвет зерен от розового до темно-зеленого, бурого, черного; редко зерна бесцветные, прозрачные. Окрашенные зерна характеризуются четким плеохроизмом. Некоторые из них содержат пузырьки газа и мелкие включения призматической формы, по-видимому, циркона. Показатель преломления больше 1,626. Турмалин повсеместно встречается в палеозойских образованиях Кызылкумов и Нуратинских гор, а также в пегматитах, из которых, вымываясь, попадает в отложения палеогена.

Андалузит распространен спорадически в виде единичных зе-

Таблица 14

Распределение турмалина в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	4,3	1,58	—	2,07
Лау-Лау	—	0,82	0,4	1,1	1,9
Джетымтау-2	—	10,5	1,9	1,8	0,3
Джаманкум	—	1,3	1,9	4,1	—
Бешбулак	—	—	3,6	—	—
Джузкудук	—	1,15	0,79	—	—
Аксай	15,4	17,2	3,6	3,9	5,0
Кукча	7,4	7,8	0,4	—	—
Калканата	—	2,6	0,52	2,3	—
Кермине	—	2,58	0,2	0,15	2,34

рен неправильной и призматической формы, бесцветных, прозрачных, с четким плеохроизмом до розового цвета. Зерна чистые, реже с точечными включениями черного цвета, с бесцветными газово-жидкими включениями. Двупреломление низкое. В отложениях среднего эоцена района Джетымтау содержания андалузита незначительные — до 10%.

Эпидот — постоянно встречающийся минерал, составляющий от 0,26 до 21,2% (табл. 15). В единичных случаях (олигоцен разреза Кермине) его количество достигает 22% тяжелой фракции. Относительно малые его содержания в отдельных разрезах можно объяснить неустойчивостью эпидота. Форма зерен неправильная, реже округлая, почти изометричная. Чаще всего эпидот бесцветный или фишашковский, реже желтовато-зеленый, зеленовато-бурый, со слабым плеохроизмом. Наб-

Таблица 15

Распределение эпидота в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Отложения Кызылкумов					
Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	0,7	3,2	—	10,2
Лау-Лау	—	—	2,4	1,4	1,3
Джетымтау-2	—	0,26	6,7	6,3	3,07
Джаманкум	—	0,9	4,27	5,59	—
Бешбулак	—	—	1,37	3,05	—
Джузкудук	—	—	5,8	9,31	—
Аксай	6,8	5,04	7,66	5,95	10,4
Кукча	1,7	2,55	0,4	—	—
Калканата	—	0,49	1,39	4,9	—
Кермине	—	0,96	0,3	1,3	21,2

людаются грязно-серые (за счет включений) разложенные полупрозрачные зерна, белесые в отраженном свете. Показатель преломления $>1,7$.

Цоизит спорадически встречается в количестве от 0,5 до 1,62% (табл. 16). Зерна неправильной формы, изометричные и редко удлинен-

Таблица 16

Распределение цоизита в алевритовой фракции палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		эоцен			
Бошагитма	—	—	0,05	—	1,48
Лау-Лау	—	—	0,23	—	0,11
Джетымтау-2	—	—	—	—	0,26
Джаманкум	—	0,43	0,23	1,81	—
Бешбулак	—	—	0,07	0,09	—
Джузкудук	—	—	0,83	—	—
Акса́й	—	0,13	—	—	0,52
Кукча	0,74	0,17	0,4	—	—
Калканата	—	—	—	—	—
Кермине	—	0,22	—	—	1,62

ные, от угловатых до окатанных, бесцветные, прозрачные, неизменные и полупрозрачные выветрелые. Происхождение неясное.

Амфиболы представлены в основном роговой обманкой, в виде единичных зерен попадают актинолит и глауконит.

Роговая обманка встречается от единичных зерен до 10% (табл. 17), в отдельных случаях до 18—20% (Акса́й, нижний эоцен; Джетымтау, олигоцен). Минерал представлен короткопризматическими и призматическими, угловатыми и полуокатанными зернами с неровными окончаниями. Цвет от светло- до желто-зеленого, четко плеохроирует в бурый, редко сине-зеленый. Двупреломление умеренное, угасание косое под углом 10—12°. Встречаются зерна с заметной спайностью и точечными пылевидными и минеральными включениями. У некоторых зерен за счет хлоритизации наблюдается пониженное двупреломление.

Актинoлит найден в виде единичных зерен только в среднем эоцене Джаманкумской котловины. Зерна неправильной формы, волокнистого строения, бесцветные, слегка желтовато-зеленые. Двупреломление высокое, угасание агрегатное.

Глаукофан встречен в виде единичных зерен только в районах Бешбулакской котловины, Ауминзатау и Кокчатау. Зерна призматические, реже неправильной формы, с плеохроизмом от синего до сиренево-синего цвета. В скрещенных николях цвет его не меняется. Угол угасания 4—5°.

Пироксены представлены моноклинными и ромбическими разновидностями; попадают очень редко и в незначительных количествах (от 0,1 до 0,72%) в палеоцене и нижнем эоцене в разрезах, тяготеющих к предгорьям Нуратау, и лишь в одном образце из отложений среднего эоцена его содержание достигает 0,6%. Зерна моноклинного пироксена

Таблица 17

**Распределение роговой обманки в алевритовой фракции
палеогеновых отложений Кызылкумов**

Разрезы и скважины	Палеоцен	Нижний	Средний	Верхний	Олигоцен
		Эоцен			
Бошагитма	—	2,7	2,3	—	11,1
Лау-Лау	—	0,19	1,12	0,48	0,65
Джетымтау-2	—	2,3	5,4	4,5	5,7
Джаманкум	—	0,9	4,2	1,8	—
Бешбулак	—	—	0,6	—	—
Джужкудук	—	—	6,8	5,2	—
Аксай	10,0	9,5	10,0	3,7	4,3
Кукча	1,14	2,05	—	—	—
Калканата	—	1,1	0,24	0,85	—
Кермине	—	1,53	—	—	1,63

неправильной формы, бесцветные, с высоким преломлением; угол угасания 44° . Ромбический пироксен представлен единичными бесцветными зернами неправильной и призматической формы, с низким двуупреломлением и прямым погасанием.

Роговая обманка и пироксены обычно рассматриваются как высокотемпературные образования, свойственные метаморфическим и глубинным породам. Следовательно, наличие этих минералов в составе осадочных пород палеогена позволяет предположить существование поблизости областей сноса, сложенных метаморфическими сланцами, гнейсами и глубинными породами типа гранодиоритов ультраосновного и основного состава. Поскольку роговая обманка и пироксены неустойчивы к процессам выветривания, их присутствие может быть связано со специфической фациальной обстановкой, возникающей лишь в некоторых усыхающих бассейнах (Дегенс, 1967). Таким бассейном в Кызылкумах являлся олигоценовый.

Кроме описанных выше минералов, в палеогеновых отложениях Кызылкумов в виде единичных зерен спорадически встречаются силлиманит (палеоцен и нижний эоцен Зирабулакских гор), апатит (нижний эоцен Зирабулакских гор и Агитминской котловины), брукит (верхний эоцен Бешбулакской котловины и нижний эоцен Кокчатау), монацит (нижний эоцен гор Лау-Лау). Поскольку перечисленные выше минералы попадают очень редко, описание их не приводится.

В целом, проанализировав встречаемость различных минералов во всех изученных разрезах палеогена Кызылкумов, можно наблюдать преобладание минералов, устойчивых к процессам выветривания. В легкой фракции — это кварц, обманка кремнистых пород; в тяжелой — магнетит, ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин, рутил, гранат и ставролит. Такие неустойчивые минералы как биотит, мусковит и роговая обманка образуют значительные содержания. Это можно объяснить только особенностями физико-химических условий, существовавших в различных частях бассейна.

Приведем встречаемость минералов в проанализированных разрезах (%). В легкой фракции: кварц — 100, полевой шпат — 100, мусковит — 93, биотит — 97, хлорит — 74; в тяжелой: магнетит-ильменит —

100, лейкоксен — 100, турмалин — 96, циркон — 100, рутил — 90, эпидот — 86, дистен — 80, цоизит — 50, роговая обманка — 86, пироксен — 16, корунд — 21, апатит, брукит, монацит, силлиманит попадают редко (от 3 до 10).

Наряду с кварцем и полевыми шпатами во всех разрезах постоянно присутствуют лейкоксен, магнетит-ильменит, лимонит-гематит, циркон; в несколько меньшем количестве встречаются турмалин, слюды, ставролит и роговая обманка, рутил и дистен.

В распределении остальных минералов отмечается их локальная концентрация, свойственная различным участкам седиментационного бассейна. Ясно, что основными поставщиками терригенных минералов в палеогене являлись островные поднятия Центральных Кызылкумов и Нуратау-Туркестанская суша, сложенные палеозойскими породами. В Центральных Кызылкумах, наряду с палеозойскими образованиями, процессам денудации в разные отрезки времени подвергались и меловые отложения. Переминаясь в палеогеновое время, они имели относительно бедный набор минеральных видов. В связи с этим наблюдаем преобладание концентраций таких устойчивых минералов как кварц, кремнистые породы, турмалин, циркон, рутил, магнетит, ставролит. В свою очередь, постоянное присутствие в составе терригенной части таких неустойчивых минералов, как слюды, роговая обманка, пироксены и амфиболы, иногда образующих значительные концентрации во всех стратиграфических интервалах, может свидетельствовать об интенсивном размыве гнейсов, слюдистых сланцев и интрузивных тел, обнажавшихся в виде суши, развитой на месте Нуратау-Туркестанских гор и в меньшей степени на островных впадинах Центральных Кызылкумов.

Аутигенные минералы

При описании аутигенных минералов, кроме диагностических данных, основное внимание уделялось тому, что может дать геохимия того или иного минерала для лучшего понимания ряда палеогеологических процессов, связанных с выветриванием, установлением областей сноса, реконструкцией условий образований осадков и их фациальной принадлежности. Мы рассматриваем только те минералы, которые являются генетическими компонентами глинистых пород, и именно алевритовой фракции, подвергавшейся минералогическому исследованию. В ней установлены следующие аутигенные минералы: опал, цеолит, глауконит, кварц, кальцит, доломит, гипс, целестин, барит, глинистые минералы, фосфориты и пирит.

Опал встречается в среднем, верхнем эоцене в основном среди глин и мергелей в виде неправильных зерен с ровными ограничениями. Минерал бесцветный, с шагреновой поверхностью, изотропный, показатель преломления 1,460. Повсеместно встречается опал в виде шариков, заполняющих створки раковин радиолярий, на поверхности которых иногда хорошо видна сетка камер радиолярий. Такие скопления раковин, заполненных опалом, иногда занимают до 21 % объема легкой фракции. В западной части хр. Нуратау в единичных прослоях количество их достигает 79,1 %. Кроме того, опал пропитывает глинистое вещество, отчего оно имеет пониженное двупреломление.

По поводу происхождения кремнистых пород, в частности опала, в морских осадках имеется несколько гипотез. Наиболее правдоподобной для объяснения наличия опала в палеогеновых отложениях Кызылкумов является гипотеза, предусматривающая извлечение организмами аморфного кремнезема из морской среды. Растворение скелетов начи-

нается после их смерти, когда кремневые образования погружаются на дно бассейна. Возникший водный кремнезем в виде геля мигрирует, скапливаясь в точках наименьшей растворимости. Такими точками, видимо, являлись внутренние полости раковин радиолярий, распространенных в палеогеновых отложениях, где обычно сконцентрированы шарики опала. Кроме того, водный кремнезем в виде геля, возможно, связан с вулканизмом и термальными источниками. Однако такого рода поступления кремнезема в морские воды в нашем случае имели косвенное значение, обусловившее расцвет радиолярий в верхней части отложений туркестанских слоев. В это время вулканическая деятельность, проявившаяся в Бадхызе и Северном Иране, могла явиться одной из причин расцвета радиолярий в Кызылкумах.

Цеолит встречается в отложениях среднего и верхнего эоцена от единичных зерен до 36,6% (Агитминская котловина), иногда в отложениях верхнего эоцена достигает 61% от легкой фракции (восточная часть Каракатинской котловины, разрез Аксай). Цеолит отмечается в виде идиоморфных таблитчатых и призматических кристаллов с характерными для них гранями. Все кристаллики водянопрозрачные, с низким двупреломлением, с показателем преломления 1,474—1,475. Кроме того, цеолиты присутствуют в виде сростков водянопрозрачных кристалликов с хорошо развитыми гранями. По предварительным определениям описанный цеолит относится к подгруппе гейландита и, судя по показателю преломления, ближе всего — к модерниту. Присутствие цеолитов в осадках, даже в незначительном количестве, представляет интерес с геохимической точки зрения, поскольку некоторые цеолиты могут служить минералами-индикаторами обстановки осадконакопления. Например, Э. Дегенс (1967) образование гейландита связывает со взаимодействием вулканического пепла с солеными водами. Имеются указания на образование аутигенных цеолитов в осадочных бассейнах, лишенных пирокластического минерала. В этом случае бассейны должны быть усыхающими, с повышенной концентрацией определенных ионов, необходимых для образования цеолитов. Повышенные содержания цеолитов в разрезах палеогена Кызылкумов (литограмма), образующих здесь резкие пики, указывают на кратковременную изоляцию бассейнов и резкое повышение солености бассейна в среднем и верхнем эоцене, что возможно в аридном климате.

Глауконит встречается в легкой и тяжелой фракциях от единичных зерен до 5—7%, травяно-зеленый, бурый, зеленовато-бурый и желтый. Зерна полуокатанные, окатанные, иногда неправильной формы. В скрещенных николях обнаруживают тонкоагрегатное (по биотиту) строение, высокое двупреломление. Очень часто выделения глауконита имеют неправильную форму в виде лопастей, с извилистыми или округлыми краями. На поверхности видны бороздки, напоминающие трещины усыхания, размером 0,1—0,5 мм. Видимо, глауконит проходил коллоидальное состояние в виде химического морского осадка, что подтверждается и наблюдаемое иногда глобулярное строение. Кроме того, глауконит развивается по обломкам минералов (по биотиту).

Глауконит — осадочный минерал; образуется главным образом в морских условиях различными путями: выпадает из морской воды в виде сгустков геля, замещает алюмосиликаты и некоторые другие минералы, развивается внутри раковин фораминифер и замещает кальцит скелетных остатков организмов. Для формирования глауконита характерно многократное колебание режима окислительно-восстановительного раздела с преобладанием окислительных условий (Теодорович, 1958). Глауконит является минералом шельфа, в областях прохождения донных морских течений, в условиях замедленной, а временами «отрица-

тельной» седиментации. Трансгрессия и регрессия также способствуют образованию глауконита, вызывая направленные движения морских вод, восстанавливающие постоянно нарушаемое равновесие. Значительные концентрации он образует в различных литологических ассоциациях (в кремнистых, терригенных и известковых породах), но тяготеет к фосфоритовым формациям. В пределах Центральных Кызылкумов глауконит в значительных количествах развит в основании трансгрессивных серий палеоцена, нижнего и среднего эоцена, а в Бухаро-Хивинской депрессии и Устюрте в относительно приподнятых участках морского дна, характеризующихся гидрослюдисто-глауконитовым составом пород.

Кварц аутигенного происхождения встречен в доломитах палеоценового возраста в Агитминской котловине и предгорьях хр. Нуратау. Кристаллы доломита почти полностью кальцитизируются, иногда на $\frac{1}{3}$ замещаются халцедоном и кварцем. Участки окварцевания (6 мм и более) состоят из сростков зерен кварца и халцедона неправильной формы с прямолинейными и плавными ограничениями, редко идиоморфных. Размер зерен от 0,1 до 1 мм. В зернах кварца находится наибольшее количество включений доломита, остатки халцедона (после перехода халцедона в кварц). Иногда содержатся многочисленные включения мелких чешуек ангидрита (0,01—0,03 мм) и гипса (около 0,5 мм).

Кроме того, кварц развивается по раковинам радиолярий в стадию их перекристаллизации, которая происходит по следующей схеме: раковины радиолярий — опал — халцедон — кварц.

Карбонаты широко развиты в палеогеновых отложениях Западного Узбекистана и представлены магнезиальными и кальциевыми разновидностями.

Кальцит встречается в нескольких разновидностях: пелломорфный, идиоморфный и кристаллический. Содержание его в породе изменяется от долей процента до 99%. Он целиком слагает карбонатные породы, является цементом терригенных отложений и в виде примеси присутствует в глинистом цементе. Иногда зерна кальцита имеют форму ромбэдров со сглаженными углами, отчего приобретают несколько округлый вид с радиальной штриховатостью.

Доломит встречается реже, чем кальцит, и имеет афанитовую, кристаллическую или ромбэдрическую структуру; некоторым зернам присуще зональное строение. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 0,5 мм. Встречаются зерна интенсивно пиритизированного афанитового доломита размером 0,1—0,5 мм, редко до 1,5 мм. Доломит иногда целиком слагает породу, а чаще всего встречается в виде кристаллов в известняках и цементе терригенных пород. Осадочный доломит может представлять собой первичный химический осадок или возникать в результате замещения кальцита при диагенезе. В последнем случае он извлекается из скелетных остатков организмов, морской воды, теплых медленных придонных течений и в результате реакции органических веществ с хлористым магнием морской воды (Теодорович, 1958).

В палеоценовых отложениях Кызылкумов наблюдается эпигенетическое образование доломита по кальциту, а также кальцита по доломиту в результате регрессивного эпигенеза. Процесс осаждения доломита и постоянный его парагенезис с кальцитом весьма сложны. Некоторые ученые считают, что химический состав воды (отложения кальция, магния, щелочность и т. д.) и содержание CO_2 в атмосфере изменялись на протяжении истории Земли. Такие изменения не только способствовали непосредственному осаждению доломита (первичный доломит), но и

обусловили колебание величины отношения Ca/Mg в карбонатных породах.

Гипс широко распространен в нижнепалеоценовых отложениях Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии в виде мощных (до 15 м) пластов линзовидных тел, а также в виде кристаллов в составе цемента среди терригенных пород, известняков и доломитов. Гипс отличается своей кристаллобластовой структурой с выделением тонкозернистых, пластинчатых и порфирибластовых разностей.

Гипс образовался путем осаждения из раствора в осолоненных лагунах и мелководных морских бассейнах с повышенной соленостью. Кроме того, единичные кристаллы гипса, развитые среди известняков, доломитов, а иногда глин, видимо, возникли при окислении пирита и других сульфидов железа (в ассоциации с гидроокислами железа).

Целестин наблюдается в доломитизированных известняках раннего палеоцена (до 13% объема породы) вместе с кристаллами вторичного кварца и гипса. В отложениях эоцена и олигоцена Кызылкумов целестин встречается спорадически от единичных кристаллов до 9%. В отдельных прослоях среди олигоценовых и миоценовых отложений наблюдаются аномальные содержания целестина в составе тяжелой фракции до 79% (Бошагитма). В палеоценовых отложениях целестин встречается в виде кристаллов, конкреций и прослоев. В эоценовых и олигоценовых отложениях он присутствует в виде зерен таблитчатой, призматической, иногда неправильной формы. Зерна буроватые за счет темных непросвечивающихся пылевидных минеральных включений. Показатель преломления больше 1,626; двупреломление низкое, погасание прямое.

При исследовании растворимости целестина установлено (Дегенс, 1967), что осаждение его начинается после испарения примерно $\frac{1}{4}$ первоначального объема воды. Этим объясняют парагенезис целестина и карбоната или целестина, карбоната и сульфата кальция, довольно характерных для первичных отложений целестина. Наличие целестина в осадках палеоцена, а также олигоцена Кызылкумов может рассматриваться как результат возникновения в отдельные моменты осолоненных бассейнов типа лагун, в которых наряду с доломитами выпадал целестин. Примеры современного формирования целестина отмечаются в лагунах Южной Австралии, где они находятся совместно с доломитом и карбонатом кальция (Дегенс, 1967).

Барит встречается по всему разрезу палеогена Кызылкумов в составе тяжелой фракции от единичных зерен до 39% (Лау-Лау). Зерна неправильной формы, угловатоокатанные и полуокатанные, реже призматические и таблитчатые, бесцветные, прозрачные. Многие зерна чистые или с редкими бесцветными непрозрачными включениями.

В районе гор Ауминзатау в отложениях среднего эоцена барит присутствует в двух разновидностях: чистые зерна неправильной формы и угловатые сильно загрязненные зерна с непросвечивающимися минеральными включениями. Показатель преломления по N_g — 1,631, по N_r — 1,634. Возможно, здесь имеются переходные разности барит-целестина, характеризующиеся пониженными показателями преломления для барита и повышенными для целестина. Барит, как и целестин, видимо, является продуктом химического осаждения в осолоненных бассейнах.

Глинистые минералы широко распространены по всему разрезу палеогена. Они, являясь основной составной частью глин, представлены монтмориллонитом, каолинитом, гидрослюдой, палыгорскитом. Глинистые минералы в чистом виде диагностируются очень редко, а в распределении по площади и разрезу претерпевают значительные изменения. Выявленное распределение глинистых минералов позволило выделить

(Ш. Г. Саидходжаев) ряд ассоциаций, характерных для отдельных стратиграфических интервалов Южного Приаралья и Устюрта; хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистую, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистую, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовую.

В пределах Кызылкумов ассоциации глинистых минералов иные. В нижнем и среднем эоцене ассоциация монтмориллонит-гидрослюдистая; в верхнем эоцене — монтмориллонитовая с примесью гидрослюды и каолинита, а в олигоцене — каолинистая.

Различные ассоциации глинистых минералов в Кызылкумах (по два и по одному минералу в ассоциации), с одной стороны, на Устюрте и Южном Приаралье — с другой, может быть обусловлено недостаточно глубокой и всесторонней диагностикой глинистых минералов в Кызылкумах. Однако общим для всего региона является постоянное присутствие в эоцене интервалов группы монтмориллонита в различных соотношениях с гидрослюдой, а для олигодена — минералов группы каолинита. Такое различие в ассоциациях глинистых минералов в эоцене и олигоцене, вероятно, связано с изменением геохимической обстановки осадконакопления.

По данным Э. Дегенса (1967), при образовании монтмориллонита циркуляция воды должна быть сравнительно небольшой, рН — высоким (щелочная среда) и окислительно-восстановительный потенциал должен характеризоваться такими значениями, при которых железо находится в поддающейся растворению форме. Подобные условия могут возникать лишь в полусухом климате.

Для образования каолинитов определяющим является тип исходного вещества, из которого необходимо вынести все компоненты, кроме алюминия и силиция. Такие условия можно представить в климате, где метеорные осадки преобладают над испарением и существует кислая среда.

Фосфориты распространены повсеместно во всех частях разреза палеогена и представлены фосфатами кальция. Образуют пластообразные тела, линзы, пропитывают остатки фораминифер и пеллеципод и входят в состав цемента в различных типах пород.

Аутигенный фосфат встречается в двух разновидностях: коллоидальный (реже раскристаллизованный) и оолитовый. Коллоидальный в основном пропитывает остатки организмов и является составной частью цемента (иногда преобладает). Цвет его от белого до буровато-желтого; иногда почти изотропный; двупреломление слабое; показатель преломления 1,626. Оолитовый фосфат янтарно- или буровато-желтый в проходящем свете, большей частью изотропный (коллоидальный), иногда в оболочке имеет слабое двупреломление.

Пирит широко распространен по всему разрезу палеогена, но наибольшие концентрации его приурочены к отложениям нижнего и среднего эоцена, где он в единичных прослоях составляет 100% тяжелой фракции. Пирит находится в разнообразных формах — в виде рассеянных кубических и додекаэдрических кристаллов, округлых и неправильной формы микроагрегатов или глобул размером 0,01—0,03 мм, рассеянных в породе или в виде скоплений вытянутой формы размером до 1 мм. Изредка встречаются зерна размером до 2 мм, иногда они образуют конкреции до 10 см в диаметре. Кроме того, пирит развивается по раковинам фораминифер, радиолярий и ядрам моллюсков. Минерал латунино-или серовато-желтый с металлическим блеском. Очень часто кристаллы пирита почти наполовину лимонитизированы, в отраженном свете красно-желтые.

Изложенные результаты исследований аутигенных минералов, выявленных в составе пород палеогена, позволяют судить о значительных

преобразованиях осадков, которые протекали с различной скоростью и зависели не только от вещественного состава осадка, но также и от геохимических условий осадконакопления.

Характер распределения и состав аллотигенных минералов указывают на различное положение областей сноса в каждый из отрезков геологического времени, состав размывающихся отложений и, наконец, частично — фаціальную принадлежность. Последняя более четко вырисовывается при изучении петрографического состава пород палеогена, изложенного ниже.

Петрографическая характеристика

В сложении палеогеновых отложений Западного Узбекистана принимают участие терригенные, глинистые хемогенные и органогенные породы. Кроме того, широко развиты породы смешанного состава: терригенно-хемогенные, органогенно-хемогенные и глинисто-карбонатные. Роль каждой из групп пород в сложении фациальных комплексов, структурные и текстурные признаки и их петрографические особенности различны. Поэтому считаем целесообразным дать характеристику основных типов пород, участвующих в сложении палеогена.

Наиболее широко распространены следующие типы пород: конгломераты, гравелиты, песчаники, пески, алевролиты, глины, мергели, известняки, доломиты, гипсы, фосфориты. При описании механического, минералогического и особенностей петрографического состава использованы как результаты аналитического изучения пород, выполненные отрядом, так и материалы, полученные другими геологическими организациями. В частности, по Устюрту и Южному Приаралью при характеристике глинистых, алевролитовых и карбонатных пород наряду с нашими материалами использованы опубликованные и рукописные материалы В. Н. Полякова и Ш. Г. Саидходжаева: по кварцевым пескам Кызылкумов — исследования Р. А. Хамидова; по Бухаро-Хивинской депрессии — К. А. Сотириади, А. П. Кочеткова и др.

Поскольку упомянутые выше типы пород встречаются в различных стратиграфических интервалах, приведем их петрографическое описание с выявлением в каждом интервале признаков особенностей седиментации.

Терригенные породы

Конгломераты развиты в базальных слоях палеоцена в районе Султануиздага, Центральных Кызылкумов и нижнем — среднем эоцене Центральных Кызылкумов, где отложения данного возраста залегают с размывом на меловых, а иногда и палеозойских образованиях.

Конгломераты, развитые в основании нижнего эоцена Кызылкумов (0,3—1,5 м), характеризуются хорошей окатанностью гальки, присутствием конкреций фосфоритов и песчано-известковистых стяжений. В удалении от областей сноса они замещаются гравелитами и известковистыми песчаниками.

На западном погружении Северного Нуратау конгломераты приурочены к базальным слоям среднего и верхнего эоцена и достигают мощности 0,8 м. Галька представлена обломками кварца, глинистых сланцев, гнейсов и гранитоидов размером 0,5—2 см на южном склоне Нуратау и 2—7 см на северном.

На южном склоне окатанность галек совершеннее, а на северном гальки угловатые, слабоокатанные, переходящие в брекчию. Цемент конгломератов — карбонатно-глинистый, базального типа и типа соприкосновения.

Гравелиты, так же как и конгломераты, встречаются в базаль-

ных слоях палеоцена, нижнего и среднего эоцена Центральных Кызылкумов и реже в Южном Приаралье. Они имеют сходный с конгломератами петрографический состав и являются фаціальным аналогом конгломератов, замещая последних по простирацию по мере удаления от областей денудации. Кроме того, гравелиты встречаются в виде незначительных по мощности (до 0,7 м) прослоев в основании отложений среднего эоцена, где они с размывом залегают на осадках палеоцена и нижнего эоцена. Гравелиты обычно мелкогалечные, состоят из среднеокатанных и хорошо окатанных обломков подстилающих их пород: глин, мергелей, песчаных известняков, реже кремнистых пород. Цемент песчано-глинистый и глинисто-карбонатный, базального типа.

Песчаники широко распространены во всех частях разреза палеогена Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии. В незначительном количестве присутствуют в низах разреза нижнего и среднего эоцена Южного Приаралья и Устюрта. Песчаники образуют пласты мощностью до 30 м, а также встречаются в виде тонких прослоев и линз среди других типов пород. Кроме того, песчаный материал в качестве цемента входит в состав охарактеризованных выше конгломератов и гравелитов и образует примазки и гнезда среди глинисто-алевролитовых пород эоцена и олигоцена.

Среди палеогеновых песков и песчаников по составу цемента, окраске и минеральному составу выделяются следующие различия: известковистые песчаники, кварц-палевошпатовые песчаники, кварцевые пески и песчаники, пестроцветные песчаники. Гранулометрический состав песков и песчаников приведен в табл. 18.

Таблица 18

Гранулометрический состав песков и песчаников в некоторых разрезах палеогена Кызылкумов

Разрезы и скважины	Возраст	Содержание фракций, %						
		> 1,0 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	<0,01 мм
Акса́й	В. палеоцен	1,24	3,04	17,06	37,86	8,14	10,04	22,62
	»	1,50	0,93	26,66	56,34	6,90	3,40	4,27
	»	3,35	2,00	18,6	53,15	9,90	4,85	8,15
Кукча	»	—	2,0	28,2	28,1	2,0		40,0
	»	0,6	1,0	20,4	51,2	7,5	1,5	17,7
Лау-Лау	Н. эоцен	—	—	9,3	52,5	8,5	1,8	27,9
Бошагитма	»	1,2	0,5	13,9	55,0	7,3	7,5	14,6
Бешбулак	Ср. эоцен	19,4	1,9	12,5	17,5	3,0	2,2	43,1
	В. эоцен	—	—	5,2	80,0	5,9	0,5	8,4
Джаманкум	»	0,13	0,45	3,16	52,7	12,0	11,52	20,04

Известковистые песчаники развиты в палеоценовых и нижнеэоценовых отложениях Кызылкумов, Бухаро-Хивинской депрессии и Южном Приаралье, приурочиваясь к их нижним частям. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до 1,5 м. Макроскопически известковистые песчаники представляют собой светло-серые, желтовато-, зеленовато-серые породы, преимущественно мелко- и среднезернистые, прочно сцементированные, иногда косослоистые. В песчаниках имеются включения (до 10%) обломков зеленовато-серых глин, доломитов и кремнистых пород. По составу известковистые песчаники кварц-полевошпатовые, ре-

же кварцевые и полевошпатово-кварц-слюдистые (предгорья Централь-ных Кызылкумов). В среднем на долю обломочного материала прихо-дится до 60% породы, цемента — до 40%. Кроме кварца (до 90%), по-левых шпатов (10% и более) и слюд в песчаниках присутствуют зер-на кремнистых пород (до 2%), лейкоксена (до 4%), циркона (до 3%), турмалина (до 2%) и единичные зерна ставролита, роговой обманки, граната, рутила.

Полевые шпаты представлены калишпатами и единичными зернами плагиоклазов. В предгорных частях Кызылкумов калишпаты слабо из-менены, а плагиоклазы «свежие». В Бухаро-Хивинской депрессии и Юж-ном Приаралье количество зерен полевых шпатов уменьшается, облом-ки сильно изменены — пелитизированы и серицитизированы. Цемент пес-чаников кальцитовый, реже глинисто-кальцитовый, базального и поро-во-базального типов; представлен кристаллически-зернистым кальцитом. Зерна кальцита размером 0,1—2,5 мм имеют неправильную форму с четким контуром плавного или прямолинейного очертания.

Кварц-полевошпатовые песчаники в виде прослоев мощностью до 1—1,5 м встречаются среди глинистых пород среднего и верхнего эоцена. Песчаники глинистые желтовато-, буровато-серого цве-та, с алевро-псаммитовой структурой и пятнистой текстурой. Пятни-стость обусловлена светлыми и темно-бурыми пятнами. Обломки разме-ром 0,02—0,3 мм представлены кварцем (до 50%), полевым шпатом (25—30%), глауконитом (до 10—15%), редкими чешуйками глаукони-та и биотита. Форма обломков округлая, таблитчатая, чаще клиновид-ная, контуры резкие остроугольные.

Цемент глинистый с примесью темно-бурого неполяризующегося же-лезистого вещества, в которое включены обломки кварца, полевого шпа-та, глауконита и чешуек мусковита.

Кварцевые пески и песчаники распространены в верх-непалеоценовых, нижне- и верхнеэоценовых отложениях, образуют отно-сительно выдержанные по простираанию тела мощностью от 2 до 30 м. По составу минеральных компонентов все кварцевые пески имеют боль-шое сходство, отличаясь друг от друга количественным соотношением цементирующего материала, зернистостью и наличием включений грубо-зернистого материала. Как правило, палеоценовые, а часто и нижне-эоценовые пески в удалении от области сноса становятся глинистыми, тонкозернистыми и замещаются глинами, алевролитами (нижний эоцен) и известняками (палеоцен). Наиболее чистыми, в смысле мономинераль-ности, являются пески нижнего эоцена Юго-Восточных Кызылкумов (Машикудук, Кусайкудук, Калканата, Кермине и др.) и верхнего эоце-на Центральных Кызылкумов (Джерой, Тамды, Бешбулак, Кулантай и др.). Пески серые, светло-серые, светло-желтые, частью слабо сцемен-тированные, содержат прослой плотного песчаника.

По гранулометрическому составу пески разномзернистые, в различ-ной степени обогащенные пылевидными и глинистыми фракциями (3—18,5%). В предгорьях Тамдытау и Букантау характеризуются наи-высшим содержанием крупнозернистых разностей (до 15%), их плохой отсортированностью. По мере удаления от указанных выше поднятий в песках преобладают мелкозернистые и тонкозернистые разности, на-блюдается лучшая сортированность обломочного материала. Приводим распределение гранулометрических фракций в кварцевых песках (по Р. А. Хамидову), %: крупнозернистые — 1,2 (Тамчи) — 11,3 (Джерой); среднезернистые — 3,75 (Тамчи) — 36,2 (Джерой);

Мелкозернистые — 19,2 (Джерой) — 31,6 (Тамчи); очень мелкие — 18,4—53,3 (Дженгельды); тонкозернистые — 0,69 (Акмурд) — 10,37 (Тамчи).

Минералогический состав всех известных проявлений кварцевых песков примерно одинаков. Кварца содержится более 80—95, иногда до 98%. Легкая фракция состоит в основном из полевых шпатов и обломков пород. В незначительном количестве из кластических минералов присутствуют минералы группы слюд, вулканическое стекло, выветрелые зерна, а из аутигенных — глауконит и глинистые комочки. Минералы тяжелой фракции содержатся обычно в незначительном количестве и составляют до 1%, редко более. Представлена эта фракция минералами группы магнетит-ильменит, гематит-лимонит, лейкоксеном, цирконом, гранатом, сфеном, рутилом, турмалином, ставролитом, дистеном, эпидотом, роговой обманкой, баритом. Фосфаты отмечаются постоянно во всех известных проявлениях песков. Исключение составляет кулантайский выход кварцевых песков, где фосфаты отсутствуют.

Кроме кварцевых песков, в описанных выше выходах среди глинистых осадков среднего и верхнего эоцена присутствуют прослои голубовато-, зеленовато-серых, местами буровато-зеленых песчаников мощностью 0,3—1,5 м. Состав их кварц-глауконитовый, структура обычно псаммитовая, текстура ориентированная. Содержание обломочного материала в песчанниках достигает 80, цемента — 20%. Главными минералами являются кварц — до 60%, глауконит — до 15% и плагиоклаз — до 10%, чешуи серицита и биотита, а также единичные зерна рудного минерала и циркона. Цемент типа соприкосновения (до 15%) глинисто-кварцевый с небольшим количеством окислов железа, которые иногда придают ему буроватый оттенок.

Для кварцевых песков нижнего эоцена Юго-Восточных Кызылкумов и Зирабулакских гор необходимо отметить присутствие калиевых полевых шпатов, составляющих 13% от общей массы песка, которые можно выделять при обогащении песка и использовать в промышленности.

Анализ закономерностей распределения гранулометрических фракций песков и интерпретация генетических диаграмм методом Пассега и Рухина, проведенная Р. А. Хамидовым, подтверждают формирование кварцевых песков и в мелководном морском бассейне в относительно приподнятых участках дна в области подводных течений. Скорость и транспортирующая способность течений была различной. Течения наибольшей силы, видимо, существовали в районе гор Тамдытау (средний размер зерен 0,332 мм); по мере удаления на юго-запад и северо-восток сила течения постепенно уменьшалась.

Пестроцветные песчаники в виде прослоев и линзобразных тел распространены в олигоценовых отложениях Кызылкумов, имеют в основном кварцевый состав. Порода псаммитовой структуры неравномерно окрашена в буровато-розовый, буровато-фиолетовый тона. Обломочный материал составляет до 40%, цемент — до 60, а кварц — 30—38% от общего количества терригенной части породы. Кроме того, присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, рудные минералы и зерна карбоната. Из аутигенных минералов встречаются зерна эпидота, циркона и апатита. Обломки слабо окатаны, неправильной округлой, сильно угловатой формы, размером 0,08—0,8 см. Цемент базального типа, глинисто-слюдистый с примесью карбонатного и железистого вещества.

Алевролиты распространены реже. Среди обломочных пород палеогена образуют значительные по мощности тела, замещающие по простиранию, на удалении от областей сноса, песчаные отложения нижнего и верхнего эоцена. Кроме того, алевролиты в виде прослоев встречаются среди глинистых образований среднего и верхнего эоцена и олигоцена.

В нижнеэоценовых отложениях алевролиты зеленовато-, иногда тем-

но-серые, разнотерные, с глинистым цементом, пелито-алевролитовой структуры. Обломочный материал состоит в основном из зерен кварца (до 90%), полевых шпатов (до 10—15%), обломков пород и единичных чешуек слюд, зерен глауконита, циркона и эпидота. Зерна кварца угловатые, слабоокатанные. Полевые шпаты представлены почти одними калишпатами, плагиоклазы встречаются в виде единичных зерен. Калишпаты в основном мало изменены, обломки угловатые, что дает основание предполагать существование их в нижнеэоценовое время в районах Центральных Кызылкумов морского бассейна.

По мере удаления от областей сноса (Бухаро-Хивинская депрессия и Приаралье) наблюдается значительно лучшая окатанность и сортированность обломочного материала, полевые шпаты сильно пелитизированы и серицитизированы. Цемент алевролитов составляет 15—25% объема породы и представлен тонкочешуйчатым глинистым веществом спутанно-волокнистого строения.

Приводим распределение гранулометрических фракций: 0,5—0,1 мм до 0,05%; 0,5—0,25 мм до 1%; 0,25—0,1 мм до 2,5%; 0,1—0,05 мм до 18%; 0,05—0,01 мм до 60% 0,01 мм до 25

Среди алевролитов встречаются разновидности, в которых песчаная фракция достигает 20—23% (табл. 19).

Таблица 19

Гранулометрический состав алевролитов из некоторых разрезов палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрезы и скважины	Возраст	Содержание фракций, %						
		> 1,0 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
Акса́й	В. палеоцен	—	—	1,9	7,6	9,4	42,8	38,3
Акса́й	Н. Эоцен	0,08	0,9	5,9	26,24	45,74	1,54	9,3
	»	—	—	1,94	23,4	42,74	13,18	18,7
Ку́кча	»	—	0,05	0,1	2,1	15,1	57,1	25,5
Акса́й	В. эоцен	—	—	—	6,82	19,3	42,02	31,06
Джама́нкум	»	0,06	0,4	4,9	19,7	11,9	34,7	27,9
Лау-Лау	»	—	0,2	0,8	4,1	6,1	64,8	23,7
	»	—	—	—	2,1	4,1	71,4	21,8
	»	—	—	—	—	—	69,7	30,0
Боша́гитма	Олигоцен	—	—	—	0,1	0,6	65,7	33,5
Дже́тымтау-2	»	—	0,06	0,06	0,44	12,9	40,7	46,0

В отложениях верхнего эоцена алевролиты распространены в нижней части разреза среди песчаных образований, наиболее широко в депрессионных частях Кызылкумов, замещая по простиранию кварцевые пески. Характерно, что обломочный материал алевролитов этой части разреза также состоит в основном из зерен кварца (до 90—95% и более), полевых шпатов (до 5%), слюды (до 1,5%), иногда аутигенного глауконита (до 10%). Зерна кварца угловатые, редко полуокатанные, края часто корродированы. Полевые шпаты представлены в основном свежими зернами плагиоклазов, реже пелитизированы. Слюда сложена мелкими гидротированными пластинками биотита, иногда по нему развивается глауконит. Отмечаются обломки турмалина, по которым также

развивается глауконит. В породе часто встречаются спикеры губок, состоящие из глобулярного опала. Размер спикер в длину до 0,6 мм. Кроме губок, попадаются раковины радиолярий, состоящие из глобулярного опала. Цемент составляет до 40% породы и представлен глинистым веществом, обильно пропитанным опалом. В глинисто-опаловой массе встречаются скопления табличек цеолита, местами достигающие более 15—20% от общего объема терригенной части породы. Цеолит часто заполняет полости раковин радиолярий.

Вещественный состав алевролитов из олигоценых отложений сходен с вышеописанными, отличаясь незначительным уменьшением количества обломков кварца (до 75%), увеличением обломков пород и большей глинистостью. Цемент глинисто-известковый и глинисто-доломитовый. Присутствующие в породе карбонаты представлены микрозернистым кальцитом и тонкозернистым доломитом, и вместе с глиной входят в состав цемента.

По-видимому, доломит развивается по кальциту. Зерна кальцита имеют неправильные извилистые или плавные очертания, а зерна доломита — ромбоэдрические. Порода пропитана гидроокислами железа, концентрирующимися в виде пятен. Текстура породы гнездовидная и линзовидная, обусловлена скоплениями то песчаного, то алевролитового, то глинистого цемента.

Мощность прослоев доломитов изменяется от 0,1 до 5—7 м.

Глинистые породы

Глинистые породы занимают большую часть разреза палеогеновых отложений Западного Узбекистана. Они делятся на тонкодисперсные, алевролитистые и известковистые.

Тонкодисперсные глины наиболее широко распространены в эоценовых отложениях Кызылкумов, Южного Приаралья и Бухаро-Хивинской депрессии, а также в эоценовых и олигоценых отложениях Устюрта. Изучались такие свойства глин, как набухаемость, пластичность, вязкость, а также их гранулометрический и минералогический состав. Гранулометрический состав глин изучен в основном по Кызылкумам (табл. 20). Глины из различных возрастных минералов характеризуются примерно одинаково высоким содержанием (90—98%) тонкодисперсной фракции 0,01 мм (за исключением олигоценых глин и некоторых прослоев в верхнем эоцене, Лау-Лау, Джетымтау-2 и др.). Примесь алевролитовой фракции в этих разрезах увеличивается до 4,08%, а в остальных не превышает 1,8%, снижаясь в отдельных образцах до 0,03%. Зерна алевролитовой фракции имеют угловатую и полукатанную форму.

В некоторых разновидностях глин встречаются агглютированные фораминиферы, а также обломки и целые раковины радиолярий. В куртышской свите Устюрта и Южного Приаралья (в эоцен) органические остатки состоят из светло-бурого коллоидального фосфата. В большинстве образцов отмечаются мельчайшие зернышки пирита и рудных стяжений.

Строение глинистого вещества ориентированное: по всей массе различаются ориентированные высокопреломляющие ободки глинистого вещества.

В Кызылкумах в глинистом веществе различаются новообразования рутила и редко призмочки турмалина размером 0,001 — 0,005 мм. Кроме того, в этом районе среди верхнеэоценовых отложений встречаются прослои глин с реликтовой пепловой структурой. В породе различаются многочисленные полуразложившиеся частицы (вулканическое стекло), не

ориентированные, вытянутой и изогнутой формы. По краям частицы разложены, местами наблюдаются образования высокодупреломляющего вещества, возможно монтмориллонита, в виде щеточек. Нередко отмечаются разложенные обломки основной эффузивной массы микрофельзитовой структуры. Кроме того, попадаются зерна кварца, полевых шпатов и биотита (до 10—12%). Форма зерен полевых шпатов, кварца и биотита несколько необычна для встречающихся в терригенной части описанных выше пород: они то идиоморфные, то частично оплавленные. Пластинки биотита (0,05—0,2 мм) не изменены, ориентированы беспорядочно. Вероятно, они не обломочного происхождения. Наличие среди эоценовых отложений глин с пепловой структурой, видимо, можно связать с вулканизмом, наблюдавшимся в эоцене Бадхыза и Северного Ирана.

Алевролитовые глины составляют значительную часть разреза олигоцена (дарьялыкская свита) и реже среднего эоцена (карашорская и куртышская свиты) Устюрта и Южного Приаралья, образуя здесь прослой и линзовидные тела среди глин и мергелей. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии алевролитовые глины встречаются по всему разрезу также в виде маломощных прослоев среди глин или карбонатных пород.

Для Устюрта и Южного Приаралья (по данным Ш. Г. Саидходжаева) в этой разновидности глин содержание алевролитовой фракции колеблется от 10 до 40%, а песчаная не превышает 3%. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем и кремнистыми зернами, реже отмечаются зерна ортоклаза, микроклина и рудных минералов. Глинистое вещество тонкочешуйчатое, различно ориентированное, в результате чего создаются различные текстуры: оптически ориентированная, неориентированная (беспорядочная), сетчатая и гнездовидная. Оптически ориентированные разности глин приурочены в основном к дауданской свите; с неориентированной и сетчатой текстурой — к олигоценовым отложениям, встречаются также в куртышской свите Устюрта и Южного Приаралья.

Структура пород алевро-пелитовая. В составе глинистого вещества диагностируются следующие минералы: монтмориллонит, каолинит, хлорит, палыгорскит. Последний встречается преимущественно в верхней части олигоценовых отложений (дарьялыкская свита). Распределение глинистых минералов позволяет Ш. Г. Саидходжаеву говорить о единой каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовой ассоциации глинистых минералов по всему разрезу эоцена. Лишь для отложений олигоцена характерны три ассоциации, распределяющиеся сверху вниз в следующем порядке: хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая и хлорит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая.

В Кызылкумах (см. табл. 20) алевролитовые глины чаще всего встречаются в верхнем эоцене (Лау-Лау, Бешбулак) и олигоцене (Джетымтау-2, Бешбулак, Джаманкум). Содержание алевролитовой фации колеблется от 11 до 28%, а песчаной примеси до 3,7. Глинистое вещество также представлено смешанными ассоциациями глинистых минералов, но преобладают монтмориллонит-гидрослюдистые, лишь в олигоцене в районе Джетымтау-2 преимущество принадлежит каолиниту. Таким образом, в олигоцене в Западном Узбекистане наблюдались изменения условий седиментации, приведшие к концентрации глинистого вещества каолинитового состава. Такие условия возникают, по данным Э. Дегенса (1967), в климате, где метеорные осадки преобладают над испарением и существует кислая среда.

Кроме терригенной и глинистой частей, в составе алевролитовых

Гранулометрический состав глин палеогеновых отложений Кызылкумов

Разрез	Возраст	Содержание фракций, %						
		> 1,0 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
Аксай	Н. эоцен			0,23	3,56	13,24	8,0	74,96
	То же		2,0	3,0	4,2	0,1		90,0
Лау-Лау	»	0,24	0,02	0,02	0,08	20,08	21,54	78,02
	»	0,04	0,07	0,15	0,9	1,2	5,3	91,2
Бошагитма	»				1,3	1,7	9,8	87,3
	»				1,18	2,26	0,20	97,36
	»			0,02	0,06	0,06	9,16	90,7
	»					0,8	7,1	91,8
Джужкудук	Ср. эоцен						2,75	97,25
	То же					0,1	1,33	98,57
Аксай	»						0,27	99,73
	»				0,1	0,04	0,8	99,06
	»				0,1	0,2	3,03	96,67
	»						1,5	98,5
	»						2,3	97,77
	»				0,1	0,1	4,2	95,6
	»						1,23	98,77
	»						1,3	93,7
	»						5,35	94,65
	»						1,3	98,7
Джетымтау-2	»				0,53	0,83	15,1	83,54
	»						6,85	93,15
	»					0,1	7,00	92,9
	»				0,7	1,7	23,05	74,55
	»				0,5	1,26	26,00	72,24
	»						2,7	97,3
	»					0,05	6,2	93,8
	»						3,85	96,1
	»				0,2	0,7	6,1	93,9
	»				0,17	0,7	2,35	97,65
Лау-Лау	»				6,2		5,83	93,27
	»				0,7	1,7	16,16	82,16
	»			0,2	1,4	0,9	0,7	98,7
	»		0,2	0,4			4,7	92,5
	»						3,8	93,2
	»						0,8	98,5
	»			0,4	0,8			98,8
	»			16,1		1,2	5,5	77,2
	»			0,3			0,4	99,1
	»			0,02	0,6	0,06	2,18	97,14

Разрез	Возраст	Содержание фракции, %						
		> 1,0 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
Бошагитма	Ср. эоцен			0,1	1,5	3,5	18,5	75,6
	»		0,1	0,5	2,2	4,2	15,3	76,7
	»					6,7	18,6	74,7
	»				11,0	5,5	12,4	71,0
	»				0,08	0,06	8,06	91,8
	»				0,2	1,1	7,6	91,0
	»			0,2	0,1	0,1	19,3	80,48
	»				0,1	0,6	19,8	79,5
	»				0,4	0,8	11,3	87,5
	»					0,4	6,3	93,3
	»				0,08	0,06	3,36	96,5
	»		0,4	17,5	23,5	1,2		57,3
Кукча	»		0,3	4,5	7,2	5,2	2,8	80,0
Джаманкул-2	»	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	7,1	92,4
	»		0,1	0,1	0,2	0,2	26,5	72,9
Бешбулак	»					6,2		93,8
	»	0,8	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	96,6
	»	0,3	1,6	1,9	2,5	0,9	0,9	91,9
	»			0,1	0,1	0,1	2,4	97,3
Джузкудук	»			0,9	2,0	1,9	3,5	92,4
	В. эоцен						3,75	96,25
Аксай	»					0,03	6,07	93,9
	»					0,05	0,65	99,3
	»						0,5	97,5
	»					0,13	4,47	95,2
	»			0,86	5,9	1,37	5,17	86,7
	»					0,05	9,45	90,5
	»						5,3	94,7
	»				0,05	0,1	16,27	83,58
	»				1,16	2,03	17,84	78,97
	»				0,15	0,05	7,75	92,05
	»			0,05	1,57	2,5	11,32	84,56
	»						1,8	98,2
Джетымтау-2	В. эоцен						1,4	98,6
Лау-Лау	»				0,53	1,16	21,34	76,97
	»	0,02	0,01	0,18	1,4	1,8	8,1	88,4
	»			0,11	2,39	3,28	3,62	90,5
Джаманкум	»			0,1	3,8	4,0	14,7	78,5
	»			0,02	0,08	3,48	19,5	76,92
Бешбулак	»				0,06	0,1	14,1	85,7
Джетымтау-2	»		0,8	4,3	8,4	6,6	6,3	73,5
	Олигоцен	0,55	0,05	0,05	0,05	0,1	3,3	95,9
	»				2,22	3,35	10,53	83,9
Бошагитма	»				0,1	0,3	17,8	81,8
	»				0,1	0,1	25,8	74,0
Джаманкум	»				0,2	0,4	28,4	71,0
	»				0,1	0,3		90,3
	»	0,6	0,5	3,7	3,9	0,4	4,9	86,0

глин отмечаются агглютинированные раковины фораминифер, радиолярий, а также пирит в виде мелких зернышек или стяжений.

Известковистые глины встречаются в куртышской, акчакаинской, дауданской свитах Южного Приаралья и Устюрта; сузакских, алайских, туркестанских слоях Бухаро-Хивинской депрессии и Кызылкумов в виде прослоев в 1—2 м (Кызылкумы) или пачек в 30—40 м (Устюрт, акчакаинская свита). Основная масса сложена тонкоchешуйчатым слабодвупреломляющимся глинистым веществом (до 75—80%). В ней содержится неравномерная (иногда равномерная) примесь мелкозернистого кальцита (до 20—25%), часто образующего небольшие сгусточки, местами буровой окраски за счет тонкой примеси органического материала.

В некоторых разновидностях известковистых глин встречается доломит (до 10%), местами почти полностью замещающий пелитоморфный кальцит. В составе нерастворимого остатка известковистых глин присутствует песчано-алевритовая смесь, количество которой варьирует в широких пределах и находится в прямой зависимости от относительного расположения районов к областям сноса.

Песчано-алевритовая фракция состоит в основном из зерен кварца (до 70%), полевых шпатов (до 2—3%), слюды, циркона (до 1,7%), граната (до 1,2%), сфена (до 2,9%) и бледно-зеленого глауконита округлой формы размером 0,05 мм. Встречаются раковины радиолярий, состоящие из опала, достигающие 1—2% от общей массы породы. Частично камеры радиолярий и фораминифер заполнены пиритом.

В Кызылкумах известковые глины пропитаны битуминозным веществом, образующим многочисленные пятна (пленки, микролинзочки от 0,03 до 0,1—0,3 мм). Иногда отмечаются интенсивно пиритизированные зерна коллоидального фосфата (1—2 мм). Очень редко встречаются выделения цеолита (из группы гейландита) в виде табличек размером 0,03 мм. Глинистое вещество имеет различную текстуру: оптически ориентированную, спутанно-волокнистую. Структура в основном пелитовая.

Терригенно-карбонатные породы

В зависимости от содержания карбоната, нерастворимого остатка и его гранулометрического состава в палеогеновых отложениях Западного Узбекистана выделяются мергели, известковистые мергели и глинистые известняки. По размерам зерен терригенной примеси выделяются алевритовые и песчаные разности этих пород. Встречаются эти породы во всех частях разреза палеогена, но чаще в среднем и верхнем эоцене (табл. 21).

В среднем и верхнем эоцене Кызылкумов преобладают породы с содержанием карбонатов более 50%, т. е. известковистые мергели и глинистые известняки. Поскольку при построении литолого-палеогеографических карт по имеющемуся фактическому материалу не представлялось возможным на всей площади выделить разновидности терригенно-карбонатных пород, все эти породы будут рассмотрены как «мергели».

Мергели широко распространены в палеоценовых и эоценовых отложениях Западного Узбекистана. В пределах Устюрта представлены глинистыми и алевритистыми разностями, которые характеризуются значительным содержанием в основной карбонатной массе, представленной кальцитом, глинистой фракцией, достигающей в некоторых случаях 100% нерастворимого остатка. Породы имеют в основном плотное сложение, но встречаются и пористые. Нередко наблюдается полная перекристаллизация пород без изменения состава карбоната. Распространены данные породы как в зонах поднятий, так и прогибов, что указывает

Гранулометрический состав нерастворимого остатка терригенно-карбонатных пород Кызылкумов

Разрезы и скважины	Возраст	Содержание фракций, %							
		> 1,0 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм	Карбо- натность, %
Джузкудук	Ср. эоцен						2,75	97,25	75,0
	»						1,5	98,5	54,5
	»						2,3	97,7	71,5
	»				0,1	0,1	4,2	95,6	61,5
	»						1,3	98,7	84,5
Акса́й	В. палео- цен			1,9	7,6	9,4	42,8	38,3	75,0
	Ср. эоцен						1,3	98,7	83,5
Джетымтау-2	»						6,85	93,15	61,5
	»						2,7	97,3	57,0
	»						6,2	93,8	76,0
	»					0,05	3,85	96,1	57,0
	»						6,1	93,9	65,0
Лау-Лау	В. эоцен						1,4	98,6	53,5
	Ср. эоцен			0,2	0,2		0,7	98,7	66,7
	»				0,7	1,7	4,7	92,5	59,5
	»		0,2	0,4	1,4	0,9	3,8	93,2	88,4
Бошагитма	»					0,7	0,8	98,5	72,0
	Н. Эоцен					0,8	7,1	91,8	53,3
	Ср. эоцен					0,2	1,1	7,6	89,0
Кукча	В. поле- оцен	0,6	1,0	20,4	51,2	7,5	1,5	17,7	63,0
Бешбулак	Ср. эоцен	0,8	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	96,6	82,5
	»	0,3	1,6	1,9	2,5	0,9	0,9	91,9	87,7
	»			0,1	0,1	0,1	2,4	97,3	53,5
	»			0,9	2,0	1,9	3,5	92,4	52,4

на образование их, несмотря на разные глубины, в пределах мелкого моря, в условиях слабой подвижности вод.

Кроме глинистых разностей, в Устьюрте выделяются мергели со значительной примесью алевроитового материала, содержание которого достигает 92,4% нерастворимого остатка, остальная часть примеси приходится на глинистые частицы. Песчаные частицы почти отсутствуют. Кластический материал представлен в основном хорошо отсортированными угловатыми и полуокатанными зернами кварца, реже встречаются зерна полевого шпата и кремнистых пород. Из аутигенных минералов присутствуют пирит, реже глауконит, каллофан, сидерит.

В нижне- и среднеэоценовых отложениях Устьюрта и Южного Приаралья широко распространены известковые мергели, состоящие из тонко- и мелкозернистого вещества плотного сложения, нередко перекристаллизованного и замещенного кальцитом. Глинистая примесь в них оптически трудно уловима. Кластический материал представлен редкими угловатыми зернами кварца, полевого шпата алевроитовой размерно-

сти. Наряду с ними, иногда в значительном количестве, присутствует раковинный детрит (не более 30%). Известковые мергели местами обогащены пятнистыми выделениями бурых гидроокислов железа, неравномерно рассеянных по всей породе, или образующих прожилки и включения.

В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии в сложении эоценовых и реже палеоценовых отложений терригенно-карбонатные породы характеризуются значительным содержанием доломита, песчано-алевритового материала и органических остатков. Карбонатное вещество представлено хемогенным (пелитоморфным и микрозернистым) и органогенным кальцитом. Указанные разновидности карбонатного вещества находятся в различных соотношениях. Имеются разновидности мергелей, в которых карбонат представлен в основном пелитоморфным, зернистым или органогенным кальцитом. В некоторых разностях палеоценовых и среднеэоценовых мергелей карбонатное вещество представлено доломитом, находящимся в смеси с кальцитом в различных соотношениях. Иногда наблюдается развитие доломита по кальциту (Аксай и др.). Зерна доломита ромбоэдрические, размером 0,01—0,02 реже до 0,05 мм. Между ними сохраняются зерна кальцита неправильной формы, имеющие размер до 0,01 мм. Кроме того, наблюдаются остаточные комочки пелитоморфного кальцита. В массе доломита нередко находятся остатки фораминифер-кальцитовых раковин или пиритизированные ядра. Все это свидетельствует о вторичной природе доломита.

Для Центральных Кызылкумов необходимо отметить значительное содержание фосфорита (в виде зерен, желваков), пропитывающего органический детрит в базальных слоях мергелей среднего эоцена. Кроме того, встречается глауконит (до 3%, Бешбулак). Как правило, повышенное содержание глауконита наблюдается в разрезах, обогащенных песчано-алевритовым материалом. Для образования значительных количеств глауконита требуется морская вода почти нормальной солености, восстановительные условия и подходящий глиноподобный исходный материал, а также высокое содержание органического вещества в осадках. Именно такие условия были в среднем эоцене в районе Кызылкумов (Бешбулак).

Хемогенные породы

Среди хемогенных пород в пределах Западного Узбекистана распространены карбонатные образования и гипсы. Карбонатные породы по химико-минералогическому составу делятся на известняки и доломиты, а по структурно-текстурным особенностям — на пелитоморфные, оолитовые и псевдооолитовые разности.

Пелитоморфные известняки на Устюрте и в Южном Приаралье серые, светло-серые с зеленоватым и желтоватым оттенком; чаще всего крепкие, плотные, массивные. Основная масса сложена кальцитом пелитоморфной структуры, местами наблюдается кристаллизация и замещение ее мелкозернистым кальцитом. Примесь терригенного материала встречается очень редко (не превышает 3%) и представлена в основном кварцем и полевыми шпатами. Иногда в породе встречаются единичные оолиты (0,01—0,25 мм), неопределимый детрит и мелкие пятна (0,05 мм) бурых окислов железа. Эти пелитоморфные известняки распространены в палеоценовых и эоценовых отложениях.

В Центральных Кызылкумах пелитоморфные известняки встречаются очень редко в предгорьях Букантау (котловина Бешбулак), где они в виде маломощного (0,3 м) прослоя залегают в нижней части пачки мергелей среднего эоцена.

Оолитовые и псевдооолитовые известняки чаще все-

го встречаются в эоценовых отложениях Устюрта. Состоят из разнообразных по форме (эллипсоидальных, сферических, неправильных) оолитов (0,1—0,5 мм) концентрического и радиально-лучистого строения, соединенных известковым цементом.

Доломиты распространены в палеоценовых отложениях Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии; на Устюрте и в Южном Приаралье не известны. Порода сложена из микрозернистого доломита и незначительной примеси алевролитового материала (до 10%). Зерна доломита имеют ромбоэдрически-округлую форму, зональное строение с темным замутненным центром; размер зерен от 0,01 до 0,05 мм.

В микрозернистой массе доломита отмечено значительное количество комочков пелитоморфного доломита овальной или неправильной формы размером от 0,1 до 0,5 мм. В палеоценовых отложениях Юго-Восточных Кызылкумов наблюдается замещение доломита кальцитом. Кальцитизация иногда захватывает всю массу доломита, в том числе зерна с неясными расплывчатыми контурами (неполная кристаллизация). Зерна кальцита изометричные, форма близка к тупым ромбоэдрам, размер 0,1—0,25 мм.

Кроме того, наряду с кальцитизацией доломита наблюдается его замещение кварцем и халцедоном. Участки окварцевания имеют размер до 6 мм и более, состоят из сростков зерен кварца и розеток халцедона. Зерна кварца неправильной формы, с прямолинейными и плавными ограничениями, редко идиоморфные, размер их от 0,1 до 1 мм. Розетки халцедона имеют форму ромбоэдров, то несколько вытянутых, то округлых, радиально-лучистого строения (псевдоморфозы халцедона по кальциту). В зернах кварца содержится большое количество включений зерен доломита, иногда многочисленные включения чешуек ангидрита размером 0,01—0,03 мм и гипса размером до 0,5 см.

Гипсы развиты в отложениях нижнего палеоцена Юго-Восточных Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии в виде прослоев, линз и слоев мощностью от 0,2 до 20—30 м. В зависимости от наличия примесей железа или меди гипсы принимают розоватые, голубоватые и зеленоватые тона. Чаще встречаются белые мелкокристаллические гипсы плотного сложения с включениями и гнездами тонкоотмученных зеленых глин и более крупных обломков терригенного материала. Примесь терригенного материала чаще попадает вблизи областей сноса, представлена зернами кварца, окатанной галькой меловых и палеозойских пород. Местами гипс перекристаллизован и представлен то прозрачной крупнокристаллической разностью в виде пластин, то длинными (до 20 см) шестоватыми радиальными кристаллами. Имеются прослои гипса, потерявшего свое кристаллическое строение и превращенного в аморфное вещество — «сахаристый гипс».

По-видимому, накопление гипсоносных осадков происходило в условиях выпаривающихся мелководных бассейнов с повышенной соленостью и лагун.

Органогенные породы

В зависимости от состава органических включений можно выделить детритусовые, фораминиферовые, водорослевые разновидности известняков.

Детритусовые известняки состоят на 70—90% из обломков раковин фораминифер и моллюсков, сцементированных тонкозернистым карбонатным цементом, который местами перекристаллизован и замещен кальцитом.

Фораминиферовые известняки на 40—60% сложены раковинами фораминифер размером до 1 мм, и в меньшем количестве

обломками раковин фораминифер и пелеципод. Цемент представлен непрозрачным микрозернистым и пелитоморфным карбонатом, местами перекристаллизованным и замещенным разнозернистым прозрачным кальцитом. Изредка в породе рассеяны оолиты сферической или округлой формы.

В Кызылкумах, кроме детритусовых и фораминиферовых известняков, распространены разновидности, в которых включения органических остатков представлены известковыми водорослями (кокколитофоры), составляющими 45—50% породы. Среди водорослей встречаются раковины фораминифер и раковинный детрит (до 5—10% объема породы). Несколько реже в породе попадаются фосфатные обломки организмов размером 1—4 мм. Фосфат буровато-желтый, в проходящем свете коллоидальный или частично перекристаллизованный.

Во всех перечисленных выше разновидностях известняка присутствует примесь терригенного материала (до 10%). В Южном Приаралье и на Устюрте терригенный материал представлен алевритовой фракцией, в Кызылкумах в незначительном количестве присутствуют песчаные зерна. Состав песчано-алевритового материала в основном кварцевый, реже встречаются полевой шпат и обломки кремнистых пород. Зерна угловатой формы, редко полуокатанные.

Фосфориты

В палеогене Западного Узбекистана фосфориты известны в палеоценовых, нижне- и среднеэоценовых отложениях в виде прослоев различной мощности (0,1—0,8 м), включений желваков и фосфоритизированных органических остатков. Среди фосфоритов можно выделить следующие основные разновидности: зернистые, желваково-зернистые, желваковые.

Зернистые фосфориты встречаются очень редко и известны в Центральных Кызылкумах (Джаманкумская котловина). Залегают в основании отложений среднего эоцена в виде прослоев до 0,6 м мощности. Представлены коричневато-бурыми, желтовато-серыми оолитами округлой и овальной формы размерами 0,1—1 мм (в основном 0,2—0,5 мм), сцементированными фосфатом. Оолиты имеют центральное тело (иногда лишены его), которое чаще всего представлено зерном кварца, реже полевого шпата, обломком кремнистой породы или, в единичных случаях, — глауконита (размер обломков 0,1—0,5 мм). В случае отсутствия центрального тела середина оолита сложена бесструктурным фосфоритом, от которого оболочка отличается только concentрически слоистым строением. Количество слоев (концентратов) достигает 10. Фосфорит янтарно- или буровато-желтый, в проходящем свете большей частью изотропный (коллоидальный), иногда слабо двупреломляет (раскристаллизован). Отмечаются обломки и раковины фораминифер размером до 0,5 мм, состоящие из фосфата.

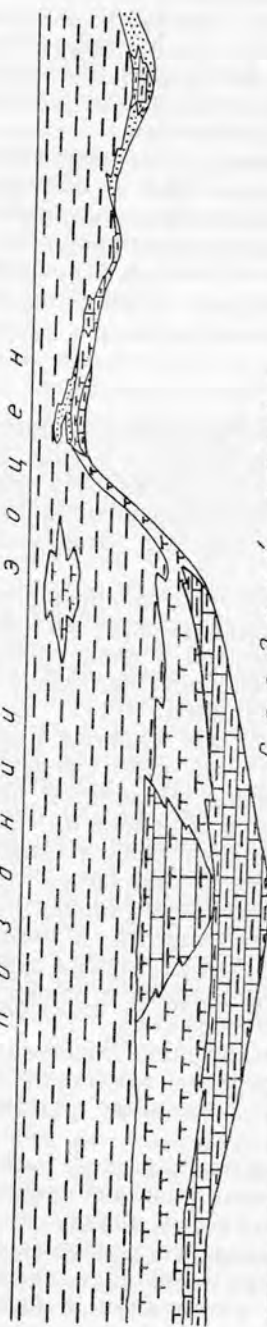
В Джаманкумской котловине по профилю Бешбулак — Зарафшан можно наблюдать, как зернистые фосфориты замещают желваково-зернистые и располагаются в наиболее погруженных участках межгорной впадины.

Желваково-зернистые фосфориты встречаются чаще. В отложениях палеоэоцена, в основании разрезов среднего, реже нижнего эоцена Кызылкумов представляют собой породу желтовато-серого, желтовато-бурого цвета, состоящую из зерен и желваков размером от 0,5 до 20—30 см и песчано-алевритового материала, сцементированного карбонатно-глинистым или песчаным материалом, а иногда фосфатом. Когда желваки сцементированы крепким фосфатным цементом, они образуют очень крепкую «плиту». Мощность прослоев фосфоритов этого

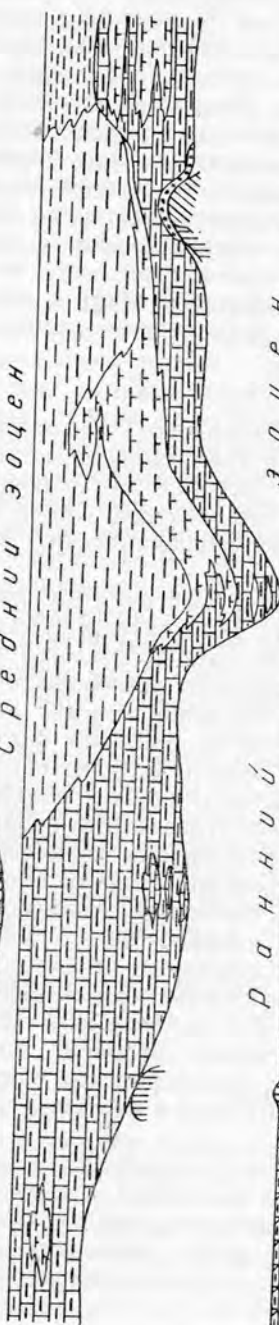
Олигоцен



Поздний эоцен



Средний эоцен



Ранний



Поздний палеоцен



Ранний палеоцен



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

типа достигает 0,8 м, а содержание P_2O_5 (Ильяшенко, 1968) изменяется от 2,58 до 14,7%.

Желваковые фосфориты состоят из галек фосфоритов, видимо, привнесенных в бассейн в результате размыва фосфоритонесных отложений мела, и, возможно, палеозоя. Кроме того, в составе фосфоритов встречаются фосфоритизированные ядра моллюсков и фораминифер, местами образующие незначительные скопления. Желваки и фосфоритизированные ядра организмов в виде включений попадают по всему разрезу палеогена.

Характеристика фациальных комплексов

Нами принято определение фации, данное Г. Ф. Крашенинниковым (1960%): «Фация — это геологическое тело, представленное одной или несколькими породами, образовавшимися в одинаковой физико-геогра-

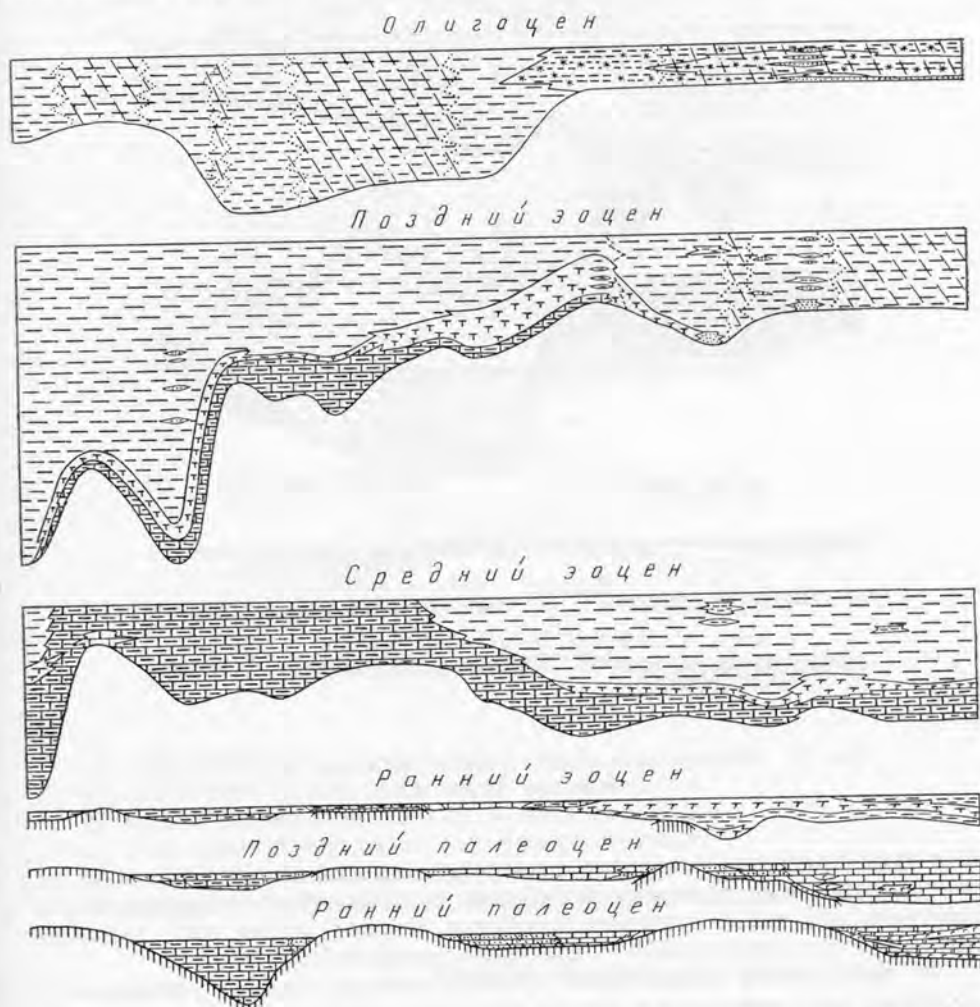


Рис. 7. Литолого-фациальный профиль по линии II—II (усл. обозн. см. на рис. 6).

Рис. 6. Литолого-фациальный профиль по линии I—I.

1 — гравелит с желваками фосфоритов, 2 — песчаник, 3 — известняк, 4 — доломитизированный известняк, 5 — мергель, 6 — глина известковистая, 7 — глина бескарбонатная, 8 — алевролит, 9 — гипс, 10 — область сноса, сложенная меловыми отложениями, 11 — область сноса, сложенная палеозойскими отложениями, 12 — красноватость, 13 — граница области последующего размыва.

фической обстановке, восстановленной с помощью генетических признаков этих пород».

Фациальные комплексы мы выделяли на основании полевого и камерального изучения пород. Разнообразие физико-географических, геохимических и других условий во время формирования того или иного фациального комплекса обусловило многообразие типов пород. В свя-

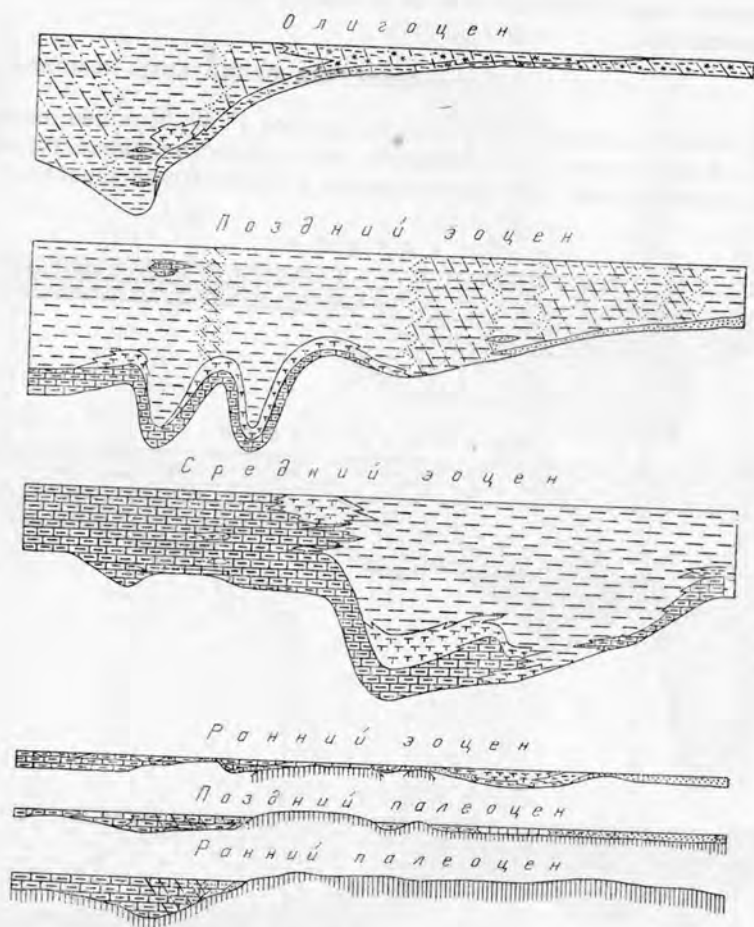


Рис. 8. Литолого-фациальный профиль по линии III—III (усл. обозн. см. на рис. 6).

зи с этим при изучении фаций производили различные виды анализов: минералогический, гранулометрический, химический, петрографический, спектральный, а при изучении глинистых осадков, кроме того, термический, рентгено-структурный и электронно-микроскопический.

В определении фациальной принадлежности осадков учитывали и изменение их состава по площади (по литолого-фациальным профилям, рис. 6—10). В связи с этим под фацией следует также понимать осадки, отложенные на определенной площади в одних и тех же условиях (Рухин, 1962).

Фации выделены на основании ряда признаков: характера разреза, формы геологических тел, вещественного состава, текстуры и структуры

осадков, характера органических остатков и др. Это позволило выяснить условия формирования осадков с учетом рельефа, динамики, геохимической обстановки, характера органического мира, климата и тектонического режима.

В палеогеновых отложениях выделены следующие фации.

I. Фации мелкого моря с повышенной соленостью:

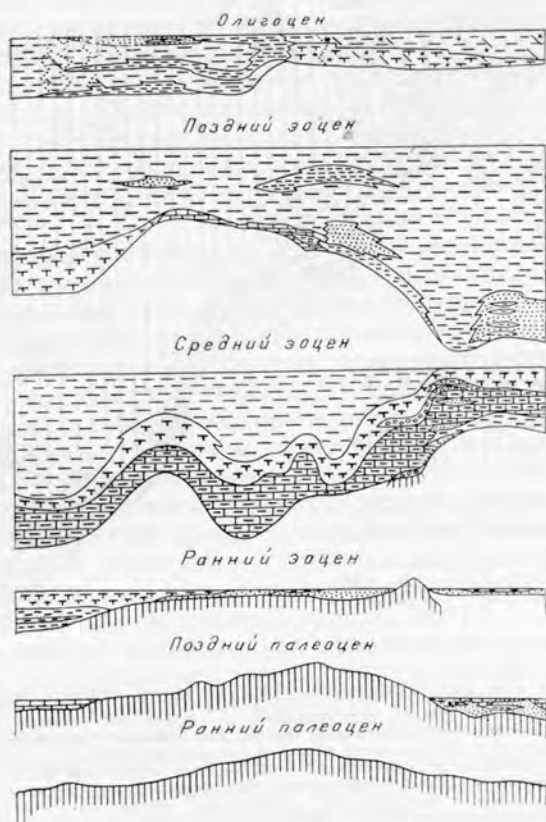


Рис. 9. Литолого-фациальный профиль по линии IV — IV (усл. обозн. см. на рис. 6).

а) отложения мелкого моря;

б) отложения прибрежной части мелкого моря.

II. Фации мелкого моря с нормальной соленостью:

а) отложения прибрежной части мелкого моря;

б) отложения относительно приподнятой части мелкого моря;

в) отложения относительно опущенной части мелкого моря.

Фации мелкого моря с повышенной соленостью

Отложения мелкого моря с повышенной соленостью, выделенные нами в раннем палеоцене, менее характерны для позднего палеоцена. В раннем палеоцене они широко распространены в Бухаро-Хивинском районе и в Каракатинской котловине. Осадки этой группы представлены гипсами с линзами и прослоями доломитов и доломитизированных известняков.

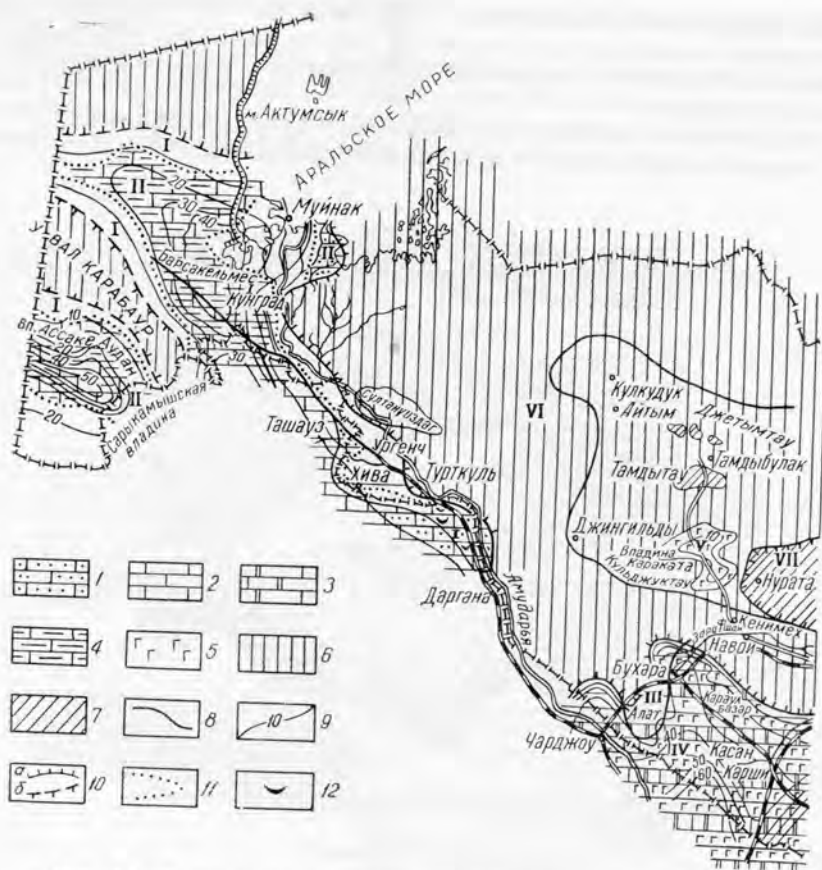


Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта раннего палеоцена.

Литологический состав области седиментации: 1 — известняк песчаный и песчанник, 2 — известняк, 3 — доломитизированный известняк, доломит, 4 — мергель, известняк глинистый, 5 — гипс. Состав области сноса: 6 — меловые породы, 7 — мергель, известняк глинистый, 8 — границы литологических комплексов, 9 — линии равных мощностей, 10 — границы области сноса: а) достоверные, б) условные; 11 — области последующего размыва осадков нижнего палеоцена, 12 — моллюски. Фации: море с нормальной соленостью; I — прибрежная часть, II — мелкое море; море с повышенной соленостью: III — прибрежная часть, IV — мелкое море, V — лагуна; VI — холмистая возвышенная равнина; VII — горы низкие.

Гипсы составляют большую часть разреза отложений нижнего палеоцена, в виде прослоев незначительной мощности присутствуют среди карбонатных осадков верхнего палеоцена и являются сингенетическими образованиями. Гипс имеет различную структуру: тонкочешуйчатую, зернистую, пластинчатую и др. Из аутигенных минералов в гипсах в виде пелитоморфной примеси встречаются зерна доломита и кальцита.

Доломиты и доломитизированные известняки на 30—60% состоят из мелкозернистого доломита, на 40—70% — из кальцита и почти не содержат терригенной примеси.

Рассматриваемые отложения представляют собой осадки единого бассейна с различным режимом солености вод. Выдержанность прослоев гипсов и доломитов по площади и их линзовидное выклинивание свидетельствуют о постоянной пульсирующей смене морских условий солесодержания. Бассейн раннепалеоценового времени, проникавший в районы Бухаро-Каршинского региона, представлял собой окраинную часть обширного Евразийского морского бассейна. По пути движения его воды

теряли карбонатные части растворимых солей и достигали Бухаро-Каршинского региона обогащенными сульфатами. В условиях жаркого климата концентрация солей настолько увеличивалась, что накапливались гипсы. В отдельные моменты, когда устанавливалась связь с открытым морем, соленость вод становилась несколько ниже и накапливались доломиты. Образование значительной по мощности толщи сульфатов и доломитов (до 81 м) могло компенсироваться только периодическим поступлением вод из открытого морского бассейна. В моменты наибольшей трансгрессии раннепалеоценового времени воды бассейна заливали наиболее опущенные участки Приаральско-Кызылкумской суши (Каракатинская котловина). В этих впадинах древнего рельефа образовались заливные лагуны, где накапливались только гипсы.

Характерной чертой гипсово-доломитовых отложений раннего палеоцена является почти полное отсутствие примеси терригенного материала. Это свидетельствует о выровненном рельефе Приаральско-Кызылкумской суши.

Отложения прибрежной части мелкого моря. В окраинных частях раннепалеоценового бассейна, примыкающих с юга к Приаральско-Кызылкумской суше, наблюдается замещение гипсово-доломитовых осадков линзовидно-переслаивающимися песчано-глинистыми образованиями с линзами и желваками гипса, составляющими иногда 50% объема породы (Каранз, Карнаб, Кыркбулак). Накопление их, видимо, происходило в прибрежной части мелководного бассейна с повышенной соленостью, в условиях волноприбойных движений вод. Терригенный материал поступал в водоем скорее всего в результате абразии волнами берегов. Поступление терригенного материала в прибрежную часть бассейна привело не только к загрязнению гипсово-доломитовых осадков, но в местах наибольшего привноса его даже к прекращению осаднения доломитов и гипсов, т. е. хемогенная седиментация отставала от общего уровня ее в бассейне (Страхов, 1963).

Песчано-глинистый материал мог привноситься в водоем и речными водотоками, но в таком случае слабоминерализованные воды водотоков, приносящих терригенный материал, по-своему влияли бы на седиментацию в водоеме с повышенной соленостью. Обогащение гипсово-доломитовых пород терригенным материалом сопровождалось бы увеличением содержания карбонатного компонента или смеси доломита с кальцитом, чего в описываемых осадках не наблюдается.

Фаши мелкого моря с нормальной соленостью

Отложения прибрежной части моря сравнительно широко распространены в палеоцене и нижнем эоцене. В среднем эоцене встречаются только в районах предгорий Тамдытау, Букантау и Северного Нуратау. В нижнем палеоцене к прибрежным осадкам отнесены известковистые песчаники и песчанистые известняки, распространенные в Казандарьинском прогибе и районе Питнякских поднятий. Терригенный материал представлен преимущественно хорошо окатанными кварцевыми зернами. Среди известковистых песчаников и известняков встречаются тонкие прослой и линзы кварцевого песка, содержащего включения хорошо окатанных обломков кремнистых пород. По простираанию в глубь бассейна эти породы замещаются однородными глинистыми известняками. В районе Султансанджарской антиклинали в песчано-карбонатных отложениях нижнего палеоцена встречаются многочисленные остатки раковин пелеципод, в том числе и устриц.

В верхнем палеоцене эти отложения распространены в Южном Приаралье (Казандарьинский прогиб, Султансанджарская антиклиналь и

северный склон хр. Султануиздаг) и Центральных Кызылкумах, где ими сложен весь разрез верхнего палеоцена. В Северо- и Юго-Восточных Кызылкумах и в центральной части Бухаро-Хивинской депрессии они присутствуют только в нижней части разреза. Повсеместно эти отложения представлены песчаными и песчано-карбонатными породами с линзовидными прослоями конгломератов и реже алевролитов.

Конгломераты мелкогалечные, образуют невыдержанные по мощности прослои (от 0,1 до 4 м) и линзы, слагают нижнюю часть большинства разрезов. Галька конгломератов состоит из угловато-окатанных, реже хорошо окатанных обломков верхнемеловых пород. Это — песчаники, глины, реже мергели. В Минбулакской котловине, в предгорьях Тамдытау и западном погружении хр. Нуратау наряду с ними встречаются хорошо окатанные обломки кварца и кремнистых пород. По простиранию конгломераты замещаются песками.

Пески и песчаники пользуются наибольшим распространением. Среди них выделяются средне- и мелкозернистые разности с различной сгруппированностью зерен. В некоторых случаях пески переходят в песчаные известняки. По составу пески кварцевые, кварц-полевошпатовые, иногда слюдяные (Султансанджар; Каханова, Яркин, 1966). В песках и песчаниках содержатся зерна и желваки фосфоритов и фосфоритизированные ядра пеллеципод.

Наибольшие концентрации фосфоритов отмечаются в районах хр. Султануиздаг и предгорьях Кульджуктау, где они образуют фосфоритовые горизонты. Кроме того, в этих породах встречаются зерна глауконита. Цемент песчаников карбонатный, реже глинисто-карбонатный.

Для пород верхнего палеоцена характерно наличие различных текстур: параллельной однонаправленной слоистости, косой слоистости и знаков ряби. Косая разнонаправленная слоистость встречается наиболее часто.

Органические остатки попадают в большом количестве почти во всех разрезах, но образуют по площади различные комплексы. В районах хр. Султануиздаг и Султансанджарской антиклинали встречаются устрицы и другие пеллециподы, гастроподы и брахиоподы. Преобладают крупные массивные раковины устриц со следами камнеточцев. Меньшим количеством экземпляров представлены брахиоподы с тонкими и довольно хрупкими раковинами. По мнению Л. П. Кахановой (1966), брахиоподы и устрицы жили в непосредственной близости от берега моря и захоронены на месте обитания.

На южном и юго-западном склонах хр. Кульджуктау и в более возвышенных районах, вплоть до Кызылкумской котловины, распространены пеллециподы и гастроподы, образующие выдержанные по простиранию прослои ракушечников. В предгорьях Тамдытау, в Северо-Восточных и Юго-Восточных Кызылкумах встречаются только пеллециподы «капланбекского комплекса».

Наиболее чистые разности кварцевых песков распространены в Юго-Восточных Кызылкумах и Южном Нуратау (от предгорий Сангунтау до северного склона Зирабулакских гор). В Южном Приаралье пески почти отсутствуют, но наблюдается сильная запесоченность карбонатных пород в нижней части разреза нижнего эоцена. Органические остатки в осадках нижнего эоцена представлены исключительно донными фораминиферами.

В среднем эоцене прибрежно-морские осадки известны только в предгорьях Тамдытау, Букантау и Нуратау. Встречаются в нижней части разреза алайских слоев и представлены в основном конгломератами и гравелитами. Галька конгломератов и гравелитов состоит из хорошо окатанных обломков меловых и палеозойских пород. В породе

присутствуют в большом количестве желваки фосфоритов. Цементирующим веществом является песчано-гравийный и глинисто-карбонатный материал. Следует отметить, что прибрежные осадки среднего эоцена накапливались на каменистом дне, вблизи скальных берегов и береговых уступов, сложенных палеозойскими породами. Ископаемые береговые уступы и каменистое морское дно среднего эоцена описаны Р. Ф. Геккером и И. А. Пяновской (1962) в районах восточного склона Тамдытау и Букантау. Органические остатки представлены многочисленными зубами акул, позвонками рыб, донными фораминиферами, устрицами и др. Среди пелеципод встречаются единичные ядра гастропод. В прибрежных осадках пелециподы «капланбекского комплекса» переполняют породу в виде значительно окатанного раковинного детрита. Такое площадное распространение организмов связано с различным рельефом дна и особенностями физико-химических условий в различных частях побережья позднепалеоценового моря.

В нижнем эоцене прибрежно-морские осадки распространены в Центральных, Северо- и Юго-Восточных Кызылкумах и на западном склоне Нуратау. В Южном Приаралье встречаются в нижней части разреза, а в Кызылкумах в нижней части разреза эти осадки представлены в основном песками, песчаниками с прослоями и линзами конгломератов и алевролитистых глин. Конгломераты попадаются очень редко и приурочены к базальным слоям разрезов нижнего эоцена Центральных Кызылкумов и Южного Приаралья. Состоят в основном из хорошо окатанных обломков песчаников, глин и мергелей мелового возраста. Среди галек меловых пород встречаются желваки фосфоритов. По простиранию, на удалении от береговой линии, конгломераты замещаются песками. Пески и песчаники, как и в верхнем палеоцене, распространены наиболее широко и образуют хорошо прослеживающиеся по площади пласты. Среди них преобладают среднезернистые разности. По составу пески кварцевые, кварц-полевошпатовые. Содержание кварца достигает 95%, а полевого шпата — 15% (Кермине).

Подводя итоги сказанному, можно прийти к заключению, что рельеф области аккумуляции в моменты накопления песчаных и песчано-карбонатных осадков был выровнен. На это указывает мономинеральный состав песчаников, хорошая сортированность и окатанность терригенного материала. Накопление грубозернистого материала (гравелиты, конгломераты) скорее всего следует связать с активностью процессов денудации, протекавших с разной интенсивностью в различные отрезки времени. Глубина образования осадков, видимо, была небольшой, о чем свидетельствуют наличие битой ракушки устриц, следов жизнедеятельности илоедов, косая слоистость и другие признаки.

Терригенный состав осадков, многочисленные остатки моллюсков, брахиопод и фораминифер позволяют рассматривать эти породы как морские образования с нормальной соленостью. Характер текстур, степень окатанности и сортированности обломочного материала характеризуют породы как осадки мелководья с режимом волнений и прибоя. Располагаясь в пространстве между типичными морскими образованиями и областью сноса, эти отложения формировались в условиях прибрежной части моря с нормальной соленостью вод.

Отложения относительно приподнятой части мелкого моря. Осадки этого комплекса распространены в палеоцене и нижнем эоцене по всей территории Западного Узбекистана. В среднем и верхнем эоцене и олигоцене они наиболее широко развиты в Кызылкумах, Южном Приаралье и Бухаро-Хивинской депрессии. В нижнем эоцене Кызылкумов представлены исключительно алевролитистыми глинами серого, зеленовато-серого цвета с прослоями темно-серых, почти черных

битуминозных глин и горючих сланцев. В палеоцене Кызылкумов эти отложения распространены в верхней части разреза и сложены исключительно известняками и доломитизированными известняками. Среди них выделяется несколько разновидностей: афанитовые, комковатые, детритусовые, соотношения которых в разрезах не остаются постоянными. Детритусовые известняки наиболее характерны для верхнего палеоцена Кызылкумов, состоят из карбоната и обломков моллюсков, распределенных в породе неравномерно: то в виде линз, то в виде прослоев 15—20 см среди более плотной карбонатной массы. Наряду с обломками имеются в изобилии ядра и отпечатки целых раковин. Сами же раковины в большинстве случаев замещены вторичным доломитом, кальцитом и даже гипсом. Среди детритусовых известняков отмечаются прослой пористых доломитизированных известняков с прекрасно выраженной тонкой параллельной слоистостью, иногда с трещинами усыхания на плоскостях напластования (Кусайкудук).

Известняки содержат примесь терригенного материала (от 10 до 40%), представленного в основном полуокатанными зернами кварца (до 90%), реже полевого шпата, обломков пород и слюды. По направлению на Устюрт замещаются чистыми известняками и мергелями с незначительной примесью терригенного материала. Наличие среди известняков и мергелей прослоев красноватых разностей свидетельствует о смене геохимической обстановки от слабовосстановительной до окислительной.

В нижнем палеоцене отложения относительно приподнятой части мелкого моря представлены глинами и мергелями. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии распространены исключительно глинистые осадки, среди которых, в зависимости от примеси терригенного материала, выделяются алевроитовые и песчанистые разности. Глины в большинстве случаев карбонатные. Встречаются прослой темно-серых, почти черных битуминозных глин и горючих сланцев. Из аутигенных минералов среди глин нижнего эоцена отмечается значительное количество пирита и гидроокислов железа. Обычно они парагенетически связаны. Часто гидроокислы железа развиваются по пириту. В составе терригенной примеси преобладает кварц, реже встречаются полевой шпат и слюда. По направлению к Южному Приаралью и на Устюрт глины замещаются мергелями. В Центральных частях Ассакеауданского и Барсакельмесского прогибов среди мергелей наблюдаются прослой битуминозных пород.

Из органических остатков в этих осадках встречаются позвонки рыб, раковины фораминифер и водоросли, отмечаются следы жизнедеятельности илоедов. Моллюски отсутствуют повсеместно. Только в районе Султансанджарской антиклинали в глинах нижнего эоцена встречаются единичные остатки кораллов и моллюсков. В целом для нижнеэоценовых отложений характерны условия морского мелководья с нормальной соленостью, восстановительные условия и щелочная среда.

В среднем эоцене осадки относительно приподнятой части мелкого моря распространены в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии, а на Устюрте только в районах Актумсукского и Центрально-Устюртского поднятий. Представлены они мергелями, известняками и глинами. Мергели белого, серого, коричневатого цвета широко распространены в алайских слоях Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии, а также в карашорской и ильялинской свитах Южного Приаралья и Устюрта. Образуют выдержанные по простиранию пласты. Среди мергелей выделяются массивные, с параллельной и тонкой слоистостью (Букантау) разности. Примесь терригенного материала в мергелях незначительна. Запесоченность мергелей наблюдается только в предгорьях Тамдытау

и Букантау. Основная часть нерастворимого остатка представлена глинистыми и алевролитовыми частицами.

В составе карбонатов преобладают пелитоморфный кальцит и редко доломит. В отдельных случаях количество доломита достигает в породе 70—80%, встречается не во всех разрезах. Следует отметить, что основная масса доломита диагенетична или даже эпигенетична, что подтверждается многочисленными наблюдениями в шлифах. В массе доломита наблюдаются остаточные комочки пелитоморфного кальцита, нередко раковины фораминифер.

Известняки распространены в виде прослоев среди мергелей. По структурным особенностям различаются пелитоморфные, оолитовые и псевдооолитовые разности. Терригенная примесь присутствует в очень малых количествах (до 3%) и представлена в основном кварцем и полевым шпатом.

Из аутигенных минералов, кроме кальцита, присутствуют пирит, каллофан, реже сидерит, халцедон, глауконит. Глины составляют верхнюю часть разреза среднеэоценовых отложений. Среди них выделяются известковистые и бескарбонатные разности. Глины серого, зеленовато- и голубовато-серого цвета, алевритистые, горизонтально-слоистые. Алевритовый материал присутствует в глинах в виде гнезд и линз, терригенный представлен слабоокатанными и угловатыми обломками кварца, кремния и полевого шпата. Среди бескарбонатных глин встречаются прослои голубовато-серого цвета с реликтами пепловой структуры.

В мергелях и известняках найдено значительное количество органических остатков: кости, зубы и отпечатки рыб, моллюски, кораллы, брахиоподы, наутилоидеи, морские лилии, фораминиферы и радиолярии. Такой богатый комплекс организмов свидетельствует о существовании в это время мелководного морского бассейна с нормальной соленостью. В Кызылкумах, по-видимому, существовали подводные течения, что подтверждается наличием косой слоистости.

На Устюрте среди органических остатков следует отметить присутствие нуммулитов, свидетельствующих о существовании в районах Актумсукского и Центрально-Устюртского поднятий относительно мелководных участков моря.

В известковистых глинах встречается большое количество раковин фораминифер, реже остракод и радиолярий, отпечатки пелеципод и чешуя рыб. Бескарбонатные глины почти не содержат моллюсков и фораминифер, но зато в большом количестве присутствуют радиолярии и кремнистые водоросли.

В верхнем эоцене описываемые осадки представлены бескарбонатными глинами, ракушняками, песками и мергелями. Глины аналогичны описанным в среднем эоцене. В Центральных Кызылкумах среди глин присутствуют прослои (до 30 м) кварцевых песков и песчаников. Пески серые, светло-серые, светло-желтые, средне- и мелкозернистые. В различной степени обогащены пылевидной и глинистой фракциями (3—18,5%). В песках, кроме кварца (до 98%), присутствуют полевой шпат, слюда, вулканическое стекло, глауконит и др. По мнению Р. А. Хамидова, кварцевые пески формировались в приподнятых участках мелководного морского бассейна, в областях подводных течений.

Характерная особенность мергелей верхнего эоцена — пестроцветная окраска их от светло-серой до буровато-красной. Ш. А. Саидхожаев считает, что пестроцветная окраска мергелей указывает на образование их в моменты омеления.

В верхнеэоценовых отложениях, особенно в нижней части разреза, встречаются многочисленные остатки пелеципод (устриц), гастропод, кораллов, фораминифер и радиолярий.

В олигоцене описываемые осадки представлены глинами и алевролитами, реже песчаниками серого, сиреневого, розовато-бурого и красного цвета. Глины и алевролиты содержат примесь песчаного материала. В составе терригенной части пород присутствуют в значительном количестве кварц, полевые шпаты, слюды, глаукониты, фосфорит. Песчаники по составу кварц-полевошпатовые, кварц-слюдистые. Из органических остатков в олигоценовых отложениях встречаются пелециподы, крабы, морские ежи, баянусы, зубы и чешуи рыб, фораминиферы, ostracods и многочисленные ходы роющих организмов.

Итак, описанные осадки формировались в относительно приподнятых частях мелководного морского бассейна с нормальной соленостью. На это указывает богатый комплекс органических остатков и соотношение стронция к барию, которое почти всегда больше 1. Рельеф морского дна в различные этапы развития этой части бассейна менялся. Наряду с выровненными участками дна (глины, мергели, известняки) были подводные отмели (ракушняки, пески). Придонные движения вод, видимо, существовали, но активность их была различной. В Кызылкумах они проявились более отчетливо, что подтверждается косой слоистостью в песчаниках и известняках верхнего палеоцена и мергелях среднего эоцена (Тамдытау, Букантау), хорошей сортированностью, минеральным составом песков (нижний — средний эоцен) и большим количеством органического детрита. В Южном Приаралье, Бухаро-Хивинской депрессии и на Устюрте придонные движения, вероятно, были менее интенсивными и проявились только в образовании органического детрита.

Геохимическая обстановка бассейна была неустойчивой и изменялась от слабоокислительной до восстановительной, что подтверждает присутствие красноцветов среди сероцветных пород (палеоцен, верхний эоцен, олигоцен). При захоронении осадков и переходе их в ископаемое состояние перераспределялось исходное вещество, кристаллизовался пирит, образовались оолиты. Это свидетельствует о пульсирующем характере геохимической среды. С этим же периодом, видимо, нужно связывать и формирование битуминозных пород нижнего и среднего эоцена. Состав организмов (нуммулиты, кораллы, моллюски) указывает на то, что климат был жарким, а воды бассейна теплыми.

Отложения относительно опущенной части мелкого моря. Осадки этого комплекса присутствуют в среднем и верхнем эоцене и олигоцене. Представлены в основном глинами, мергелями и глинистыми известняками. Глины зеленовато- и голубовато-серые, чаще всего бескарбонатные. Содержание глинистой фракции (0,01 мм) большей частью выше 60 и доходит до 100%. Примесь терригенного материала представлена в основном алевроитовой фракцией (3—40%). Песчаная фракция присутствует очень редко и не превышает 3% объема породы. Обломочный материал сложен преимущественно кварцем и кремнем, кроме того, встречаются зерна ортоклаза, микроклина и рудных минералов. Структура глин пелитовая, алевро-пелитовая.

В зависимости от расположения глинистых частиц, Ш. Г. Саидходжаев выделяет среди них несколько разновидностей: глины с ориентированной, частично ориентированной и неориентированной микроструктурой.

Глины с ориентированной микроструктурой образуются при отсутствии коагуляции, в спокойной среде, когда минералы медленно осаждаются и ложатся параллельно наложению. В глинах встречаются голубовато-серые прослои с пелловым материалом.

Частично ориентированная микроструктура обусловлена включениями частиц более крупных, чем глинистые, которые при оседании откло-

няются от горизонтального положения и огибают эти глинистые минералы, образуя петли. Среди таких глин встречаются прослои голубоватосерого цвета с примесью пеплового материала.

Неориентированная микроструктура вызвана неравномерным распределением глинистых и алевролитовых частиц. Глины по составу гидрослюдисто-монтмориллонитовые.

Мергели в большинстве с зеленым, желтоватым, реже розоватым оттенком, тонко- и микрозернистые, из карбонатного плотного вещества, нередко перекристаллизованного и замещенного кальцитом. Обломочный материал присутствует в незначительных количествах и представлен зернами кварца, реже полевого шпата алевролитовой размерности. Встречаются разности, где нерастворимый остаток представлен только глинистыми частицами.

Из органических остатков в глинах и мергелях присутствуют моллюски, водоросли и богатый комплекс фораминифер, среди которых встречаются как донные, так и планктонные формы.

Необходимо отметить, что наряду с хорошо сохранившимися остатками моллюсков и фораминифер в породах часто встречается раковинный детрит. На первый взгляд кажется, что он представляет собой продукт механического разрушения створок. Однако изучение шлифов показало, что в ряде случаев раковинный детрит—это результат растворения отдельных створок и целых раковин в стадии диагенеза и раннего эпигенеза. Это позволяет предположить, что органический мир палеогенового бассейна был значительно разнообразней, а процессы эпигенеза оставили нам только следы этой жизни.

Не вызывает сомнения, что рассмотренные породы формировались в условиях открытого мелководного бассейна с нормальной соленостью, так как отношение стронция к бариям всегда больше 1. Наличие в глинистых породах ориентированных текстур и отсутствие как в глинах, так и мергелях примеси грубозернистого материала позволяет предположить, что придонные движения или полностью отсутствовали, или сводились до минимума. В период накопления осадков существовали восстановительные условия и щелочная среда, так как в описанных породах (по материалам Ш. Саидходжаева) повсеместно наблюдается преобладание закисных форм железа над окисными и сульфидной серы над сульфатной.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА

В конце мелового периода территория Западного Узбекистана испытывала резкое поднятие. Обширный морской бассейн раннесенонского времени сильно сократился в размерах, покинув район Кызылкумов, большую часть Бухаро-Хивинской депрессии и Южного Приаралья, представлявшие собой в конце мелового времени возвышенные равнины, подвергавшиеся процессам пенеппенизации.

Начало палеогенового периода ознаменовалось новой трансгрессией, нараставшей в стратиграфической последовательности от раннего палеоцена к позднему эоцену. В олигоцене опять начинается постепенное омеление и сокращение размеров морского бассейна.

Ранний палеоцен

В раннем палеоцене (см. рис. 10) на территорию Западного Узбекистана начинает проникать морской бассейн. Береговая линия его на юго-востоке доходила до южных склонов Зирабулак-Зиаэтинских гор, протягиваясь на северо-запад до Рометанского прогиба. Южная граница моря проходила западнее Бухары, где-то в районе Алата, и достига-

ла современного русла Амударьи. На западе она, видимо, совпадала с современным направлением течения Амударьи и доходила до Аральского моря. В Кызылкумах, на севере Бухаро-Хивинской депрессии и большей части Южного Приаралья располагалась Приаральско-Кызылкумская суша. Она представляла собой возвышенную, интенсивно пепленизированную равнину, сложенную верхнемеловыми породами. В районах современных горных сооружений — Султануиздаге, Тамдытау, Букантау и Нуратау — располагались наиболее приподнятые участки суши. Хребет Султануиздаг являлся основным источником сноса для западных районов, а горные сооружения Тамдытау, Букантау и Нуратау, сложенные палеозойскими образованиями, были поставщиками терригенного материала для Центральных Кызылкумов.

На юго-востоке Западного Узбекистана, в Бухаро-Каршинском регионе располагалась окраинная часть Афгано-Таджикского бассейна, который проникал в эти районы в результате пульсирующей смены морских условий солеродными. Точка зрения многих исследователей (Дикенштейн, 1964; Макарова, 1969 и др.) о том, что в раннем палеоцене на территории Бухаро-Хивинского и Афгано-Таджикского регионов располагалась лагуна, на наш взгляд является недостаточно обоснованной. В гипсово-карбонатных отложениях акджарских слоев (нижний палеоцен) в Таджикской депрессии имеются прослои известняков и доломитизированных известняков, содержащих нормально-морской комплекс моллюсков. Сходство комплекса моллюсков акджарских слоев с комплексами инкерманского яруса Крыма и монтегского яруса Западной Европы позволяет говорить о проникновении в эти районы нормального морского бассейна. Скорее всего, в раннем палеоцене существовала постоянная пульсирующая связь с нормальным морским бассейном, располагавшимся на западе, которая в определенные моменты прерывалась. В остаточных бассейнах появлялась возможность, после накопления карбонатов, осаждения гипсов. Последние свидетельствуют о периодическом засолении вод. Временами трансгрессия раннепалеоцевого бассейна доходила до юго-восточных предгорий Центральных Кызылкумов, с затоплением наиболее погруженных участков суши районов Каракатинской и Агитминской котловин. Здесь существовала замкнутая лагуна, временами имевшая связь с бассейном, располагавшимся несколько южнее.

Накопление в нижнем палеоцене значительного количества гипсов могло компенсироваться периодическим поступлением вод морского бассейна. По пути своего движения нормально-морские воды в условиях резкого аридного климата теряли карбонатную часть растворимых солей и достигали районов Бухаро-Каршинского региона и Юго-Восточных Кызылкумов уже обогащенными сульфатами.

Связь с нормально-морским бассейном, видимо, происходила постепенно и установилась в позднем палеоцене. Гипсово-карбонатные образования раннего палеоцена не загрязнены терригенным материалом даже вблизи от суши, лишь в виде тонких (до нескольких миллиметров) линзовидных прослоев присутствуют тонкоотмученные глины. Это дает возможность предположить существование в областях поднятий вырванной суши.

На западном погружении Зирабулакских гор, в небольшом заливе, накапливались линзообразные прослои песков и песчаников с линзами и желваками гипса (Караиз), а в районах Карнаба и урочища Кыркбулак — зеленовато-желтых, сильно загипсованных глин. В этих местах залива располагались прибрежные фации, а терригенный материал привносился в бассейн, видимо, в результате абразии берегов.

На западе, в районах Устюрта и северо-западной части Южного

Приаралья и Заунгузских Каракумов, находился обширный мелководный морской бассейн с нормальной соленостью. Он проникал на территорию Западного Узбекистана со стороны Северо-Кавказской области. Береговая линия бассейна располагалась в районе современной дельты Амударьи и далее протягивалась до Питнякских поднятий. На это указывают присутствующие здесь прибрежные фации, представленные в основном песчанистыми известняками и в меньшем количестве песчаниками.

Появление в разрезе нижнего палеоцена мелкозернистых кварцевых песков с прослоями грубозернистых разностей и с включениями окатанных галек кремнистых пород (Султансанджар) указывает на трансгрессию бассейна и постоянное усиление его динамической активности. Присутствие в прибрежных осадках глауконита свидетельствует об отсутствии на прилегающих участках суши речных водотоков. Бассейн был с сильными донными течениями, с замедленной, а временами даже отрицательной седиментацией (Теодорович, 1958).

В прибрежных частях бассейна, имевшего нормальную соленость, широко расселялись многочисленные представители моллюсков. Сходство комплексов моллюсков исследуемого района с комплексами Кавказа и Европы указывает на связь этих бассейнов.

На большей части Устюрта располагался мелководный морской бассейн, где накапливались известняки и мергели.

В пределах Центрально-Устюртского, Шорджа-Айбугирского и Актумсукского выступов располагались островные поднятия. Они представляли собой возвышенные равнины с выровненным рельефом, сложенные глинисто-карбонатными породами мелового возраста. Этим и объясняется отсутствие в известняках и мергелях раннего палеоцена существенной примеси терригенного материала.

Центрально-Устюртская суша разделяла зоны Барсакельмесского и Ассакеауданского прогибов. Наличие в обоих районах сходных комплексов планктонных фораминифер позволяет говорить о несомненной связи этих частей бассейна через Сарыкамышскую котловину и Заунгузские Каракумы.

Осадки нижнего палеоцена формировались в бассейне с нормальной соленостью, в восстановительных условиях и щелочной среде. Об этом свидетельствует преобладание закисных форм железа над окисными и преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов.

Поздний палеоцен

В позднем палеоцене (рис. 11) трансгрессия морского бассейна значительно расширилась. Заливаются равнинные пространства Северо-Восточных Кызылкумов, зарождается пролив, отделяющий Приаральско-Кызылкумскую сушу от Нуратау-Туркестанского поднятия. Бассейн обрамляет северный склон современных поднятий Букантау, огибает с востока Джетымтау и доходит до восточного склона Тамдытау и Кызылканской котловины. Далее заливает восточную часть Аристантау и в виде узкого залива проникает в юго-западные предгорья Кульджуктау, огибает районы Ащикудук, Джакасан и Кухногумбас, доходит до современного русла Амударьи, заливает хребт Султануиздаг и примерно вдоль русла Амударьи доходит до Аральского моря.

На северо-западе Приаральско-Кызылкумская суша, видимо, соединялась с Актумсукским поднятием. В восточную и южную части исследуемой территории проникал Афгано-Таджикский морской бассейн с нормальной соленостью, где были широко расселены моллюски «кап-ланбекского» комплекса и накапливались в основном известняки и пе-

счаники. Многие исследователи (Миронова, 1967) «капланбекский» комплекс моллюсков считают лагунным (на основании их мелких размеров и широкого развития доломитов). Однако в процессе изучения петрографического состава доломитизированных известняков и доломитов выяснилось, что доломитизация известняков происходит за счет эпигенетических преобразований кальцита в доломит (прогрессивный эпигенез).

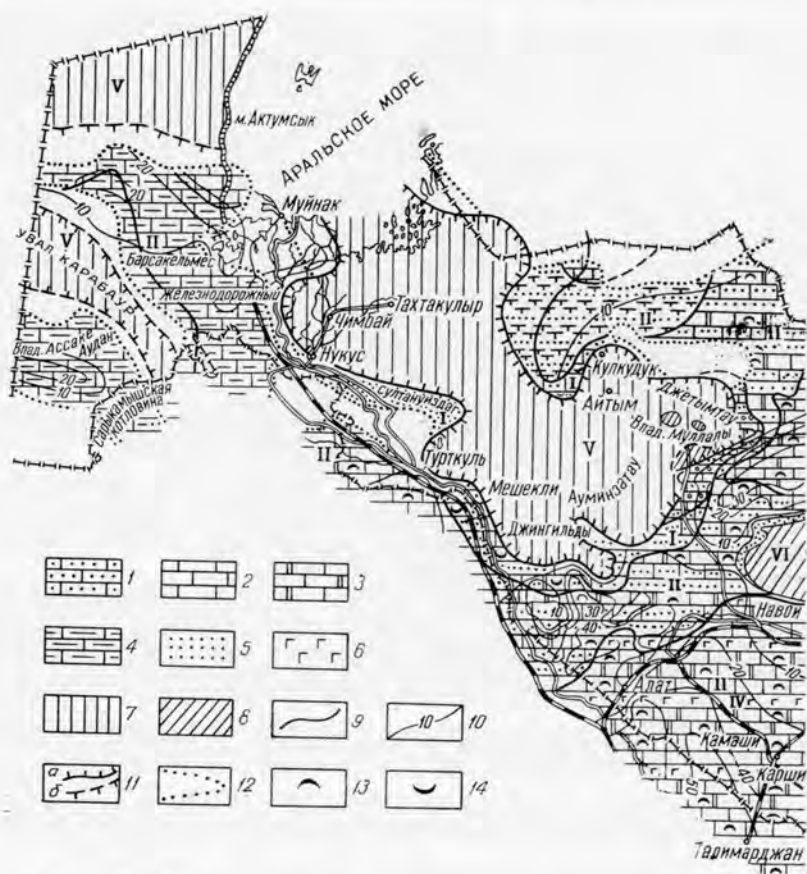


Рис. 11. Литолого-палеогеографическая карта позднего палеоцена.

Литологический состав области седиментации: 1—известняк песчанистый и песчаник, 2—известняк, 3—доломитизированный известняк, доломит, 4—мергель, известняк глинистый, 5—песчаник, 6—огипсованность. Состав области сноса: 7—меловые породы, 8—палеозойские образования, 9—границы литологических комплексов, 10—линии равных мощностей, 11—границы области сноса: а) достоверные, б) условные; 12—области последующего размыва осадков раннего палеоцена; 13—моллюски «капланбекского» комплекса, 14—моллюски «каратаского» комплекса. Фации: море с нормальной соленостью: I—прибрежная часть, II—мелкое море; море с повышенной соленостью: III—мелкое море; IV—холмистая возвышенная равнина, V—горы низкие.

Моллюски же «капланбекского» комплекса распространены и в Хивинском прогибе, западнее и юго-западнее которого развиты осадки верхнего палеоцена, содержащие комплекс нормально-морских фораминифер (Дарьярык-Дауданский прогиб, Заунгузские Каракумы) и моллюсков (Султануиздаг). При таком площадном соотношении комплексов органических остатков — «капланбекского» лагунного и комплекса нормально-морских моллюсков, расселявшихся в непосредственной близости друг от друга, трудно представить существование в пределах од-

ной акватории бассейна вод с резко различной соленостью. Скорее всего, моллюски «капланбекского» комплекса обитали также в нормально-морских водах, но обладали свойствами переносить и незначительные колебания солености. На основании сказанного можно предположить, что в районах Восточных, Юго-Восточных Кызылкумов и в Бухаро-Каршинском регионе располагался открытый мелководный морской бассейн с нормальной соленостью. В отдельные же моменты связь Афгано-Таджикского и обширного Евразийского бассейнов прерывалась, и тогда в юго-восточной части Западного Узбекистана (Бухарская депрессия), как и в раннепалеоценовое время, накапливались доломиты и гипсы.

Приаральско-Кызылкумская суша и Нуратау-Туркестанское поднятие обрамляются в виде узкой полосы грубозернистыми осадками — песками, песчанистыми известняками, переслаивающимися с гравелитами, а иногда с конгломератами. Это свидетельствует о размыве суши постепенно нарастающей трансгрессией морского бассейна от раннего к позднему палеоцену.

Вдоль южного и западного склонов Приаральско-Кызылкумской суши в разрезах верхнего палеоцена отмечаются хорошо отсортированные мелкозернистые кварцевые пески с косой слоистостью. Это подтверждает существование в прибрежной части бассейна пологого дна типа пляжей, где в условиях прибойно-волновой деятельности вод кварцевый материал, поступавший с выровненной суши, сортировался и хорошо окатывался. Мономинеральный кварцевый состав песков говорит о длительной обработке обломочного материала. В результате неустойчивые минералы и обломки пород разрушались и в виде мелких частиц выносились в более удаленные от берега участки моря.

Основным поставщиком терригенного материала, видимо, являлись слагавшие сушу меловые отложения, в составе которых отмечается значительное количество песков и песчаников кварцевого и кварц-полевошпатового состава.

Вдоль всего побережья, от юго-западных предгорий Кульджуктау до Аристантау, расселялись многочисленные представители моллюсков (пеллециподы, гастроподы), местами образовавшие значительные скопления. Характер залегания раковин, беспорядочно ориентированных, указывает на захоронение их в непосредственной близости от берега (Каханова, Соболева, 1962).

На восточном склоне Букантау и Тамдытау верхнепалеоценовые осадки представлены песками с косой слоистостью и линзами гравия и галечников. Обломочный материал слабо окатан, плохо отсортирован, состоит из обломков меловых песчаников, известняков, глин и палеозойских пород. Это дает основание предполагать что суша в восточной части была возвышенной, с относительно расчлененным рельефом. Наряду с меловыми породами размывались и палеозойские образования, что подтверждается залеганием в этом районе верхнего палеоцена на меловых и палеозойских отложениях.

В Юго-Восточных Кызылкумах и Бухаро-Каршинском районе в верхнем палеоцене накапливались в основном песчано-карбонатные породы с косой слоистостью. Эта область представляла собой прибрежную часть бассейна. После того, как между Приташкентским и Бухаро-Каршинским районами установилась постоянная связь, здесь накапливались мелководные осадки.

Аналогичные условия, видимо, существовали и в районах современных поднятий Газлинской группы структур. Такие основные антиклинальные поднятия, как Газли, Ташкудук, Учкыр и др., являлись наиболее приподнятыми участками морского дна, типа подводных гряд, где в условиях постоянных течений накапливались в основном песчаные

осадки. Факты запесоченности верхнепалеоценовых осадков в сводах перечисленных выше структур рассматриваются исследователями (Сотириади, 1968) как результат унаследованного развития структур, зародившихся еще в меловое время.

В Восточных и Юго-Восточных Кызылкумах и Бухаро-Каршинском районе в песчано-карбонатных породах нижнего палеоцена встречаются многочисленные представители двустворчатых моллюсков: *Corbula*, *Modiola*, *Cardita*, *Cardium*, *Pectinulus*, *Lucina*, *Cerithium*, *Natica*, *Bulla*, *Calyptraea* и лишь изредка гастропод.

По родовому составу перечисленные моллюски являются обитателями нормально-морских бассейнов, что говорит о существовании в этих районах морского бассейна с нормальной соленостью. Возможно, в Бухаро-Каршинском районе были моменты некоторого осолонения бассейна, так как здесь встречаются прослой, содержащие многочисленные остатки этого же комплекса моллюсков, относительно мелких размеров и обедненного родового состава.

Совершенно другие условия в морском бассейне существовали в Северных Кызылкумах и Минбулакской котловине. Здесь в начале позднего палеоцена накапливались прибрежные песчаные отложения на карбонатном цементе, а в отдельные моменты — конгломератоподобные осадки, содержащие крупные конкреции (до 5 см) фосфоритов и сидеритов (Пятков и др., 1967). Постепенно, по мере нарастания трансгрессии, в этих районах во второй половине позднего палеоцена накапливались тонкодисперсные глинистые илы. В песчаниках встречены единичные остатки фосфоритизированных моллюсков, а в глинах — многочисленные представители фораминифер. Некоторые организмы имеют сходство с фауной из палеоценовых отложений Северного Кавказа. Это позволяет предположить, что в Северные Кызылкумы и Минбулак проликал морской бассейн со стороны Северного Кавказа.

К западу от Приаральско-Кызылкумской суши располагался мелководный морской бассейн. В прибрежной части его накапливались в основном пески, и лишь в Казандарьинском прогибе наряду с песками отлагались мергели. К настоящему времени прибрежно-морские осадки позднего палеоцена сохранились лишь в районах Питнянских поднятий (Султансанджар), северного и восточного склонов хр. Султануиздаг и в Казандарьинском прогибе. Однако они были распространены более широко, поэтому на карте выделены условно вдоль всего предполагаемого побережья.

От г. Нукуса на севере до южного склона хр. Султануиздаг на юге располагался залив мелководного моря с пологим выровненным дном. В непосредственной близости от береговой линии накапливались и конгломераты, включающие катуны из обломков желтовато-серых глин верхнего мела. Песчаный материал, сносившийся с Приаральско-Кызылкумской суши, после продолжительной обработки в зоне волноприбойных течений, накапливался на незначительном удалении от берега в виде хорошо отсортированных кварцево-слюдистых песков.

В условиях активных волноприбойных течений по всему побережью расселялись многочисленные моллюски (пелециподы, гастроподы), рыбы и единичные представители брахиопод. Местами устрицы селились в виде колоний, образуя «устричные банки».

В Казандарьинском прогибе, видимо, располагались наиболее спокойные участки побережья, где наряду с песками накапливались глинисто-карбонатные илы. В этих местах жили в основном фораминиферы, среди которых по образу жизни известны как донные (бентос), так и свободноплавающие (планктон) виды.

В прибрежно-морских осадках позднего палеоцена широко распро-

странены фосфаты. Образованию их в прибрежных осадках способствовали следующие факторы (Дегенс, 1967): а) поступление фосфата в составе вод трансгрессирующего бассейна; б) обогащение вод фосфатом за счет вымирания фосфатсодержащих организмов (планктон, моллюски); в) относительно высокая температура воды в мелководном заливе в условиях жаркого климата; г) проникание холодных вод из относительно глубоких частей залива при постоянной тенденции бассейна к трансгрессии; д) ограниченность до минимума привноса обломочного материала, а в отдельные моменты даже прекращение осадконакопления. Эти факторы вполне соответствуют палеогеографической обстановке позднепалеоценового времени в районе Султануиздага, где развиты палеоценовые фосфориты.

Иные условия были на Устюрте. Здесь располагался обширный мелководный морской бассейн; лишь в районах Центрально-Устюртского и Актумсукского поднятий существовала суша, что свидетельствует об отсутствии отложений позднего палеоцена и залегания на образованиях верхнего мела осадков среднего эоцена. Возможно, в этих районах, как и в раннем палеоцене, существовали островные поднятия. В бассейне накапливались в основном глинисто-карбонатные илы с незначительной примесью алевритового материала. Это позволяет предположить, что островные поднятия представляли собой возвышенные равнины, сложенные глинисто-карбонатными породами верхнего мела. В отдельные моменты позднепалеоценового времени появлялись восходящие тектонические движения, которые вызывали обмеление морского бассейна и появление красноцветов. В эти моменты геохимическая обстановка менялась от слабовосстановительной до слабоокислительной. В одних случаях закисное железо и сульфидная сера преобладали над окисным железом и сульфатной серой, в других, наоборот. Это наглядно иллюстрируется чередованием красноцветов с сероцветами. Однако нормальная соленость бассейна не менялась, что подтверждается отношением стронция к барии, превышающим единицу.

В водах бассейна широко расселялись многочисленные представители бентосных и планктонных фораминифер, проникавших на Устюрт и в Приаралье с Кавказа.

Наиболее интенсивно накапливались осадки в прогибах, унаследованно развивавшихся от раннего палеоцена — Барсакельмесском, Аскауданском и в районе Карши. Вместе с этим зародились новые прогибы: на Устюрте — Судочий, в Приаралье — Казандарьинский, в Кызылкумах — Минбулакский, Ергашкудукский, а в Бухаро-Хивинском районе — Рометанский.

Ранний эоцен

Реннеэоценовое время (рис. 12). ознаменовалось в Западном Узбекистане нарастанием трансгрессии морского бассейна. Приаральско-Кызылкумская суша почти полностью была залита морем, и над его зеркалом в виде небольших островных поднятий возвышались Тамдытауский и Букантауский острова. Нуратау-Туркестанское поднятие сократилось в размерах. В районе Устюрта, видимо, сохранялись небольшие острова, выделенные на картах условно, на месте Центрально-Устюртского и Актумсукского поднятий, существование которых подтверждается залеганием в этих районах на отложениях верхнего мела осадков среднего эоцена.

Дифференцированность тектонических движений в начале раннего эоцена приводила к расширению и углублению седиментационных бассейнов. Между Приаральским поднятием и Кызылкумскими островами

образовался пролив, соединивший Северо-Кызылкумский и Бухаро-Хивинский бассейны.

Приаральский остров представлял собой возвышенную равнину, сложенную породами верхнего мела, с которой интенсивно сносился песчаный материал. Некоторые исследователи считают, что в раннем эоцене островное поднятие существовало лишь в районе хр. Султан-

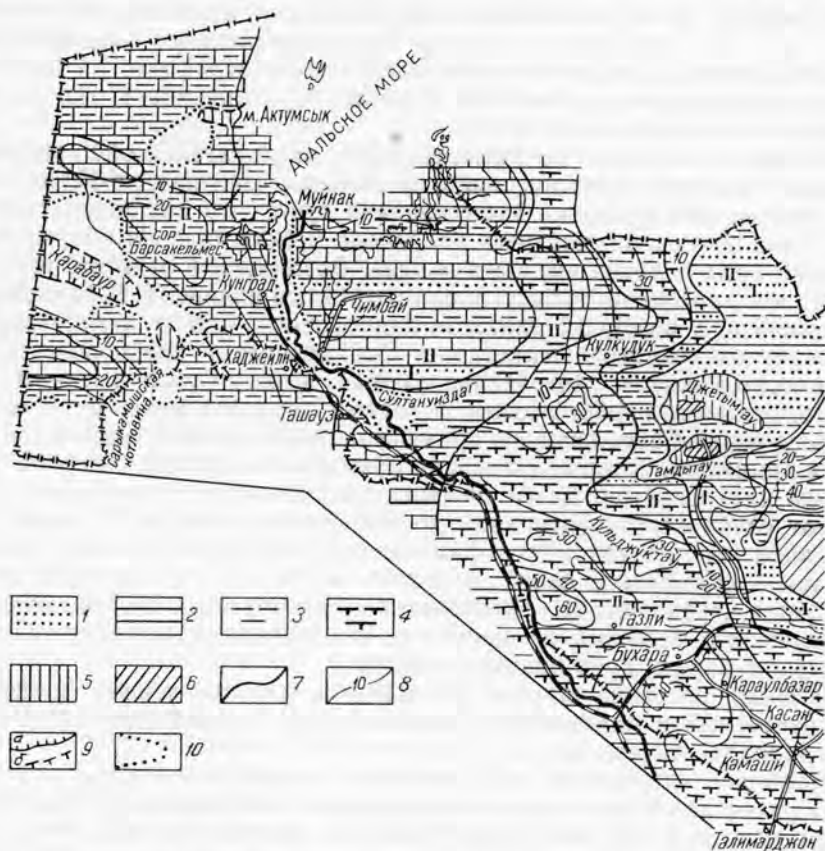


Рис. 12. Литолого-палеогеографическая карта раннего эоцена.

Литологический состав области седиментации: 1 — песок, песчаник, 2 — мергель, 3 — глина бескарбонатная, 4 — глина известковистая. Состав области сноса: 5 — меловые породы, 6 — палеозойские образования, 7 — границы литологических комплексов, 8 — линии равных мощностей, 9 — границы области сноса: а) — достоверные, б) — условные; 10 — области последующего размыва осадков раннего палеоцена. Море с нормальной соленостью: I — прибрежная часть, II — мелкое море.

уиздаг. Это поднятие являлось основным поставщиком в Южное Приаралье песчаного материала, который выносился течениями даже в район Кызылорды. С этим предположением трудно согласиться, так как в районе хр. Султануиздаг (Тебекбулаксай, Кукча), по данным Л. В. Кахановой, (1962), на отложениях верхнего мела залегают песчаники с нормально-морским комплексом моллюсков и брахиопод верхнего палеоцена. Следовательно, песчаный материал, как уже было сказано выше, мог поступать только с Приаральского поднятия, которое существовало в начале раннего эоцена. Примерно к середине раннего эоцена территория Южного Приаралья была полностью залита мелководным морским бассейном, в котором началось накопление глинисто-карбонатного ила.

В прибрежные участки раннеэоценового моря, окаймлявшего островные поднятия Тамдытау, Букантау и Нуратау, сносилось значительное количество обломочного материала. Вблизи береговой линии накапливались галечники, а на незначительном удалении от области сноса — кварцевые песчаники.

Значительные мощности песчаных осадков, относящихся к началу раннеэоценового времени, свидетельствуют об интенсивных процессах денудации, протекавших в пределах островных поднятий. Эти песчаные осадки распространены от северо-восточной части исследуемого района до восточного склона Зирабулакских гор. Сортировка и гранулометрический состав песчаного материала изменяются в зависимости от расположения районов седиментации к областям сноса. Чем ближе выходы песков расположены к областям сноса, тем хуже сортировка и окатанность их зерен.

Кварцевые пески накапливались в прибрежной части мелководного морского бассейна в зоне действия волноприбойных движений вод и подводных течений. Мономинеральный состав песков позволяет предположить, что они образовались в основном за счет перемыва верхне-меловых пород, слагающих островные поднятия Центральных Кызылкумов.

Повышенное содержание полевого шпата (до 13%) в кварцевых песках Кермине и Тамчи указывает как на существование Нуратау-Туркестанского поднятия, так и на интенсивный размыв палеозойских метаморфических пород и гранитоидов, слагающих это поднятие.

Развитие преимущественно глинистых осадков в разрезах нижнего эоцена к востоку от Центральных Кызылкумов указывает на существование более погруженных участков моря в районах Ергашкудукского прогиба.

Аналогичные условия в начале раннего эоцена существовали в Бухаро-Хивинской депрессии и в проливе, разделившем Приаральскую и Центрально-Кызылкумскую суши.

Во второй половине раннего эоцена наступает момент тектонического равновесия. Рельеф островных поднятий в Центральных Кызылкумах и в районе Нуратау-Туркестанского поднятия к этому времени был максимально выровнен, вследствие чего на территории Бухаро-Хивинской депрессии в Кызылкумах повсеместно накапливались илы, содержащие значительные количества глауконита и пирита. Лишь в непосредственной близости к поднятиям накапливались глинисто-алевролитовые осадки. В отдельные моменты в мелководном морском бассейне, имевшем нормальную соленость, глинистые илы обогащались органическим веществом, что привело к формированию битуминозных глин и горючих сланцев. Повышенные концентрации органического вещества, видимо, следует связывать с расцветом фитобентоса, который являлся исходным материалом для гумусовых веществ в образовании горючих сланцев, а пышный расцвет фитобентоса — с понижениями дна, так как в приподнятых частях его, выраженных в осадках запесоченностью, сланцы замешаются битуминозными породами (Кукча).

Наиболее благоприятными для образования горючих сланцев являются «тектонически слабоактивные территории с относительно мало расчлененными и слабо денудированными водосборными площадями морских бассейнов» (Страхов, 1962).

В морском бассейне Кызылкумов, кроме водорослей, широко расселялись донные фораминиферы с агглютинированной раковиной (*Narphraimoides*, *Gaudryina*, *Trochammina* и *Glomospira*). Отсутствие форм с известковистой раковиной, видимо, нужно связать с восстановительными условиями, которые в это время достигли максимума. В таких

условиях виды с известковистой раковиной или не могли существовать, или их раковины растворялись после отмирания.

На северо-западе Центральных Кызылкумов и в Бухаро-Хивинской депрессии в это время глинистые илы были обогащены карбонатами кальция, а в виде прослоев накапливались даже известковистые глины и мергели, что обусловило развитие фораминифер как с агглютинированной, так и с известковистой раковиной, причем среди последних присутствуют и донные и планктонные формы.

В районе Устюрта в мелководном морском бассейне раннего эоцена накапливались преимущественно мергели и глинистые известняки. Изредка в прогибах встречаются прослои темно-серых битуминозных мергелей, содержащих в большом количестве остатки рыб и включения кристаллов пирита. Незначительная примесь глинистого материала в карбонатных породах может являться косвенным указанием на существование в районе Актумсукского и Центрально-Устюртского поднятий островов со сглаженным рельефом. Глинистые минералы, входящие в состав мергелей, представлены в основном гидрослюдой и смешанно-слоистыми образованиями. В наиболее погруженных участках моря в осадках закисные формы железа преобладают над окисными. Эти данные показывают, что в центральных частях основных прогибов (Барсакельмесском, Ассакеауданском, Судочьем) существовали восстановительные условия и щелочная среда.

В морском бассейне Устюрта широко расселялись многочисленные представители как донных, так и планктонных фораминифер. Сходство комплексов фораминифер Устюрта и Северного Кавказа позволяет предположить тесную связь этих бассейнов.

Мощности отложений нижнего эоцена изменяются от 1 до 60 м. Анализ распределения мощностей показывает, что наибольших значений они достигают во впадинах, зародившихся еще в палеоцене. Незначительные мощности осадков нижнего эоцена в районах Южного Приаралья и Центральных Кызылкумов свидетельствуют о более позднем вовлечении этой территории в опускание и о меньших амплитудах погружения.

Средний эоцен

В среднем эоцене (рис. 13) территория Западного Узбекистана испытывает дальнейшее погружение. Море покрывает всю территорию Устюрта, Бухаро-Хивинской депрессии и Кызылкумов. В виде небольших островных поднятий суша сохраняется лишь в центральных частях Тамдытау, Букантау, а Нуратау-Туркестанское поднятие продолжает резко сокращаться в размерах. Во второй половине среднеэоценового времени морской бассейн углубляется, острова Центральных Кызылкумов погружаются под уровень моря, а на месте Нуратау-Туркестанского поднятия сохраняется цепь островов.

В начале среднего эоцена (время накопления алайских слоев) на территории Бухаро-Хивинской депрессии, большей части Южного Приаралья и Кызылкумов располагается мелководный морской бассейн, в котором накапливаются глинисто-карбонатные илы.

Вблизи островов, у скалистых берегов (Пяновская, 1966) в самом начале среднего эоцена формировались разногальечные конгломераты (восток Тамдытау, котловина Бешбулак, предгорья Букантау и др.), состоящие из хорошо окатанных и отсортированных обломков верхнемеловых песчаников, глин, алевролитов. Здесь также встречаются многочисленные фосфоритовые стяжения и целые прослои желваково-зернистых фосфоритов, представленные окатышами переотложенных верхнемеловых фосфоритов и сингенетическими образованиями в виде

стяжений, желваков и песчаных зерен. Кроме того, фосфорит входит в состав глинисто-карбонатных пород, а также пропитывает ядра моллюсков и раковины фораминифер. Фосфориты среднего эоцена образовались в условиях, аналогичных позднему палеоцену.

Почти полное отсутствие в составе мергелей и известняков примеси терригенного материала и наличие прослоев органических известняков дают основание предположить стабилизацию условий осадконакопления

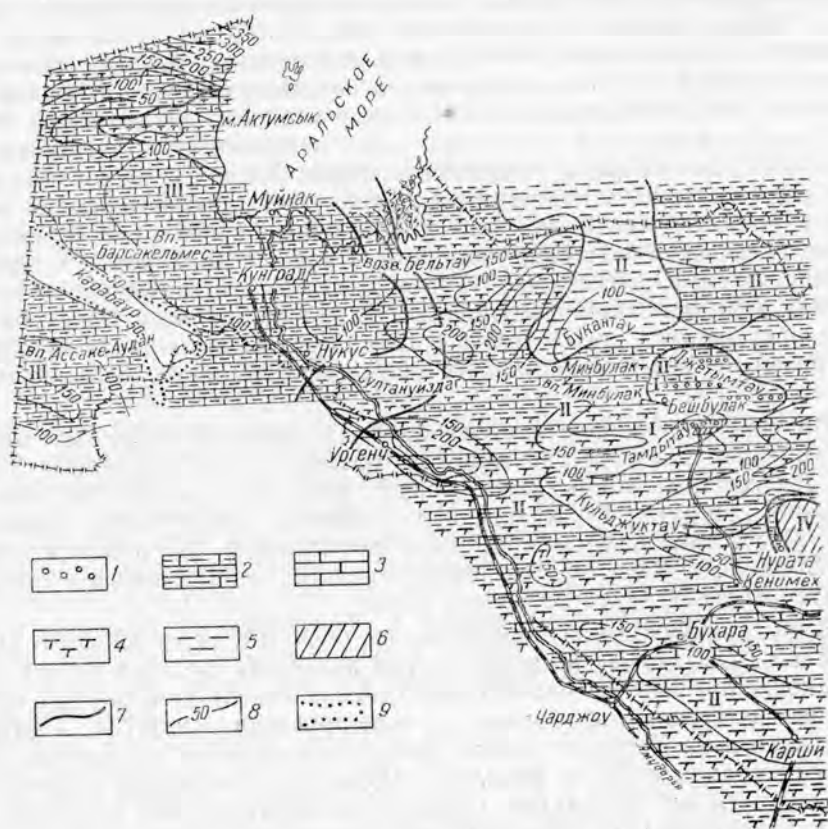


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта среднего эоцена.

Литологический состав области седиментации: 1 — гравелит с желваками фосфоритов, 2 — мергель, глинистый известняк, 3 — известняк, 4 — глина известковистая, 5 — глина бескарбонатная. Состав области сноса: 6 — метаморфические и магматические породы палеозоя. Прочие признаки: 7 — граница литологических комплексов, 8 — линии равных мощностей, 9 — граница последующего размыва отложений среднего эоцена. Фазии мелкого моря нормальной солёности: I — прибрежная часть, II — относительно поднятая часть мелкого моря, III — относительно опущенная часть мелкого моря, IV — возвышенная равнина, денудационная.

и отсутствие значительных по размерам участков суши. В бассейне существовали весьма благоприятные условия для развития органической жизни. Многочисленные представители фораминифер, рыб, пелеципод, а также брахиопод, кораллов, наутилоидей, морских лилий и ракообразных, широко расселявшихся в Приаралье, Бухаро-Хивинской депрессии и Кызылкумах, указывают на существование в этом районе мелководного морского бассейна с нормальной солёностью.

В районах Северных Кызылкумов, западной части Южного Приаралья и на Устюрте (время накопления карашорской свиты) располагались относительно глубокие участки мелкого моря, на дне которого

в Северных Кызылкумах в это время накапливались глинистые илы, а в западной части Южного Приаралья и на Устюрте — глинистые известняки с включениями пирита и прослоями битуминозных глин. По петрографическому составу и включениям органических остатков среди мергелей и глинистых известняков выделяются шлаково-фораминиферовые и фораминиферо-афанитовые разновидности. В районах Актумсукского и Центрально-Устюртского выступов известняки запесочены, с глауконитом, желваками фосфоритов и обломками фосфоритизированных моллюсков. Эти данные свидетельствуют о существовании в пределах Актумсукского и Центрально-Устюртского выступов подводных поднятий с постоянными течениями и незначительной скоростью осадконакопления. Присутствие глауконита подтверждает почти полное прекращение осадконакопления в отдельные моменты (Теодорович, 1958).

Наличие прослоев битуминозных мергелей говорит о существовании в отдельные моменты резко-восстановительных условий и щелочной среды.

Среди мергелей и известняков нижней части среднего эоцена встречаются прослой (до 5 см) опокovidных глин с пепловой структурой. Пирокластический материал поступил в водоем из районов Северного Афганистана и Юго-Восточной Туркмении в моменты оживления в этих районах вулканической деятельности. В это время воды морского бассейна обогащались кремнеземом и создавались благоприятные условия для развития кремнесодержащих организмов и накопления опокovidных пород.

Во второй половине среднеэоценового времени наступает момент максимальной трансгрессии морского бассейна. Вся территория Западного Узбекистана покрывается морем, лишь на крайнем юго-востоке, в районе Нуратау-Туркестанского поднятия, сохраняется островная суша. Отсутствие заметной примеси терригенного материала в районе Юго-Восточных Кызылкумов свидетельствует о выровненном рельефе Нуратау-Туркестанской островной суши.

В Бухаро-Хивинской депрессии, на большей части Южного Приаралья и в Кызылкумах в начале второй половины среднего эоцена (время накопления нижней части туркестанских слоев) повсеместно накапливались известковистые глины, а в виде прослоев — мергели. В Южном Приаралье и на Устюрте (время накопления ильялинской свиты) условия осадконакопления не менялись. Здесь, как и в начале среднего эоцена, продолжают осаждаться глинисто-карбонатные илы (мергели, глинистые известняки). В конце среднего эоцена резко изменились условия осадконакопления. В Кызылкумах, Бухаро-Хивинской депрессии и на большей части Южного Приаралья накапливались (время формирования верхней части туркестанских слоев) бескарбонатные глинистые илы. Полностью отсутствуют фораминиферы и моллюски, зато широкого расцвета достигли радиолярии.

В это же время в отдельные моменты накапливались глинистые илы, содержащие пирокластический материал (глины с пепловой структурой). Такое резкое изменение условий осадконакопления, видимо, следует связывать со вторичной активизацией вулканической деятельности в районах Бадхиза и Северного Афганистана. Здесь в течение туркестанского времени три раза наблюдалось проявление вулканизма, что сказалось на обогащении воды морского бассейна кремнеземом. Возникли благоприятные условия для расцвета организмов с кремнистым составом скелета (водоросли, радиолярии). В отдельные моменты в водоем выносились значительные количества пеплового материала. В придонных водах концентрация кремнезема возрастала до таких пределов, что кремний выпадал в осадок, а раковины отмирающих организмов, попадавшие на дно, перекристаллизовывались и замещались опалом и

халцедоном. За счет разложения и перекристаллизации пеплового материала и раковин в водах, обогащенных кремнеземом, образовались цеолиты.

В западной части Южного Приаралья и на Устюрте располагались наиболее глубокие участки мелководного морского бассейна. В это время (куртышская свита) накапливались известняковые и глинистокарбонатные илы (мергели). Породы характеризуются ориентированной микроструктурой. Они, видимо, формировались в спокойных условиях водоема, когда глинистые частицы отлагались параллельно напластованию. Среди известняков и мергелей, так же как и на остальной территории, встречаются прослои тонкодисперсных бескарбонатных глин, содержащих большое количество пеплового материала. Это свидетельствует о том, что продукты вулканической деятельности из районов Бадхыза проникали и на территорию Устюрта.

В породах куртышской свиты наблюдается явное преобладание сульфидной серы над сульфатной при минимальном содержании общего железа. Преобладающими глинистыми минералами являются монтмориллонит, гидрослюда, реже смешанно-слоистые образования (гидрослюдисто-монтмориллонитового типа). Повсеместно в отложениях среднего эоцена присутствуют многочисленные представители радиолярий и фораминифер.

Все эти данные позволяют предположить существование на территории Устюрта и Южного Приаралья относительно глубоких частей мелководного морского бассейна нормальной солености. Сходство комплексов органических остатков Устюрта и Приаралья с комплексами, распространенными в Крымско-Кавказском бассейне, свидетельствует о широкой и постоянной связи бассейнов этих районов.

В сводовой части Актумсукского поднятия и в урочище Айбугир в нижней части среднеэоценовых отложений имеются прослои нуммулитовых известняков. Нуммулиты являются показателями крайнего мелководья и волнений. Следовательно, в районах Актумсукского выступа и урочища Айбугир в начале среднего эоцена располагались подводные отмели. Воды бассейна были чистыми, теплыми (не ниже $+22^{\circ}$), нормально солеными.

Мощности отложений среднего эоцена изменяются от 70—80 м в районах Центральных Кызылкумов до 327 м на Устюрте (Косбулакский прогиб). Наименьшие мощности наблюдаются в относительно приподнятых участках Центральных Кызылкумов (Тамдытау, Букантау) и Устюрта (Центрально-Устюртское и Актумсукское поднятия).

Поздний эоцен

В позднем эоцене (рис. 14) трансгрессия морского бассейна расширилась. Однако в начале позднего эоцена произошло некоторое обмеление морского бассейна. В Центральных Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии располагались наиболее мелководные участки моря, а в Букантау существовали подводные отмели. Здесь накапливались глинисто-карбонатные илы и расселялись многочисленные пеллециподы, гастроподы (время накопления рихтанских слоев), проникшие в эти районы из Северного Приаралья. Глины и ракушняки прослеживаются в широтном направлении от Шорбулакской впадины на западе Букантау до предгорий Дорткудук-Нурасы в Восточных Кызылкумах. Южнее Тамдыкудука и до Бухары эти довольно мелководные отложения замещаются мергелями. На остальной территории Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии накапливались глинистые илы с радиоляриями. В центральной и восточной частях Бухаро-Хивинской депрессии в мел-

ководный морской бассейн поступает большое количество песчаного материала. Максимальное скопление его наблюдается вдали от источников сноса, что обуславливается, по всей вероятности, действием подводных течений.

Верхнеэоценовым пескам Кызылкумов свойственно изменение средних размеров зерен по мере удаления от гор Тамдытау в северо-восточном и северо-западном направлениях. При этом в основном терригенный материал сносился с территории, охватывающей северо-восточную часть

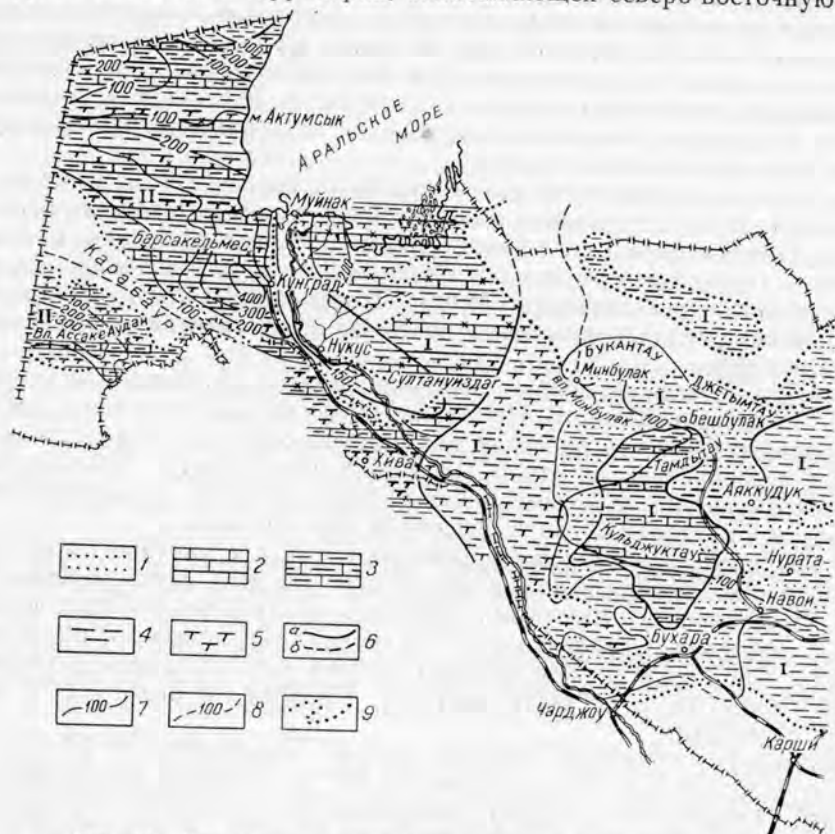


Рис. 14. Литолого-палеогеографическая карта позднего эоцена.

Литологический состав области денудации: 1 — песок, песчаник, 2 — известняк, 3 — мергель, 4 — глина бескарбонатная, 5 — глина известковистая. Прочие признаки: 6 — границы литологических комплексов: а) — достоверные; б) — условные; 7 — линия равнинных мощностей, достоверная, 8 — то же, условная; 9 — граница последующего размыва верхнего эоцена. Фации: I — относительно приподнятая часть мелкого моря, II — относительно опущенная часть мелкого моря.

Тамдынских гор. Укрупнение зерен в Кулантае связано с привносом терригенного материала с гор Букантау.

Трудно представить себе существование в этих районах в начале позднего эоцена островных поднятий, поставлявших такое огромное количество песчаного материала на большие пространства. Кроме того, до настоящего времени не известны факты залегания верхних частей разреза верхнего эоцена на меловых или палеозойских отложениях. Скорее всего, песчаный материал приносился течениями из восточных и северо-восточных районов Средней Азии. Изменение величины зерен и степень отсортированности песчаного материала, видимо, находятся в прямой зависимости от физико-динамических условий бассейна. В районах кол. Джерой (восточный склон Тамдытау) и Кулантай (западный

склон Букантау), где верхнеэоценовые пески более грубозернистые, можно предположить существование течений с большей скоростью и большей транспортирующей способностью.

В районах Ергашкудукского прогиба, на большей части Бухаро-Каршинского региона и в Северо-Западных Кызылкумах в это время располагались наиболее глубокие участки мелкого моря, где накапливались глинистые илы.

Большое сходство комплексов моллюсков нижней части верхнего эоцена Кызылкумов с моллюсками саксаульской свиты (верхний эоцен) Северного Приаралья и риштанских слоев Ферганской депрессии свидетельствует о широкой связи этих бассейнов.

На Устюрте и в Южном Приаралье в начале позднего эоцена также произошло некоторое обмеление морского бассейна. Повсеместно в этих районах накапливаются серые, розовые и розовато-красные мергели и глинистые известняки, а в Ассакеауданском прогибе — малиновые и буровато-красные глины. Присутствие в глинисто-карбонатных осадках нижней части верхнего эоцена богатого комплекса фораминифер, среди которого в массовом количестве встречаются раковины *Globigerinoides*, свидетельствует о существовании в это время теплого субтропического морского бассейна с нормальной соленостью. Красноцветная же окраска пород подтверждает мелководность бассейна и хорошую аэрацию осадков. Сходство комплексов фораминифер Устюрта и Крымско-Кавказской области указывает на постоянную связь этих бассейнов.

Во второй половине позднеэоценового времени на всей территории Западного Узбекистана накапливались глинистые илы. В Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии верхняя часть осадков эоцена размыта, а сохранившаяся часть представлена бескарбонатными осадками с радиолариями. Можно лишь предположить существование в этих районах мелководного морского бассейна в течение всего позднего эоцена.

На Устюрте и в Южном Приаралье в начале второй половины позднего эоцена (нижняя часть дауданской свиты) накапливались известковистые глины, а в конце — бескарбонатные (верхняя часть дауданской свиты). Для всей дауданской свиты характерно широкое развитие микрофауны как с агглютинированной (до 25%), так и с известковой раковинами. По данным В. А. Ивановой (1966), среди агглютинированных распространены представители родов *Haplophragmoides* и *Recurviroides*, что может являться косвенным указанием глубины бассейна к концу верхнего эоцена. Раковины *Cibicides*, встречающиеся в нижней части дауданской свиты, обладают вздутой формой и грубоперфорированной стенкой. Это свидетельствует о том, что глубины не превышали 150 м. Богатый видовой состав палеоэоцена и внешний облик ископаемых остатков позволяют предположить существование в данных районах в это время мелководного морского бассейна с нормальной соленостью.

Некоторые исследователи (Крашенинников, 1960) считают, что наиболее благоприятным для распределения фораминифер является умеренное осадконакопление, так как большая скорость седиментации способствует их разрушению. Захоронение фораминифер, по-видимому, происходило в спокойных, относительно опущенных частях мелководного бассейна. Об этом свидетельствуют хорошая сохранность раковин и наличие в глинах дауданской свиты пирита, который образуется в спокойных условиях, при затрудненном газообмене, в придонных водах.

В Дарьялык-Дауданском прогибе в момент накопления дауданской свиты бассейн несколько обмелел, что подтверждается запесоченностью глин, утолщением стенок раковин у представителей семейства *Miliolidae*, а также появлением постоянно прикрепленных форм, таких как *Planorbulina*.

Олигоценовое время (рис. 15) ознаменовалось резким омертвлением и сокращением морского бассейна. На большей части Восточных Кызылкумов, Бухаро-Хивинской депрессии и в Южном Приаралье олигоценовые отложения в настоящее время отсутствуют. По сохранившимся остаткам разрезов олигоцена в районах Центральных Кызылкумов и возвышенности Бельтау можно судить о существовании на этой терри-



Рис. 15. Литолого-палеогеографическая карта олигоцена.

1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — глина, 4 — красноцветность (первичная), 5 — область денудации, 6 — граница области последующего размыва олигоценовых отложений, 7 — граница области денудации. I — мелкое море.

тории мелководного морского бассейна. На месте современных гор Тамдытау, Букантау, Джетымтау, Кульджуктау и Западного Нуратау располагались островные поднятия, поставлявшие значительное количество обломочного материала в окружающий их морской бассейн.

Характер олигоценового бассейна и физико-химические условия в нем неоднократно менялись. Это выражается в различии литологического состава осадков и наличии различных комплексов организмов, населявших морской бассейн. В раннем олигоцене на территории Кызылкумов, Бухаро-Хивинской депрессии и в Южном Приаралье располагались в основном глинистые осадки. В глинах содержится значительная примесь алевроитового и песчаного материала, а в Кызылкумах даже включения гравийных зерен кварца и кремнистых сланцев. Эти факты свидетельствуют не только о существовании островных под-

нятий в Центральных Кызылкумах, но также и о значительной расчлененности рельефа.

В раннеолигоценовом бассейне этих районов широко расселялись многочисленные представители моллюсков, морских ежей, крабов и рыб. Разнообразие родового состава моллюсков, наличие в отложениях нижнего олигоцена значительного количества глауконита и фосфорита позволяет предположить существование мелководного морского бассейна с нормальной соленостью. Различная окраска пород от зеленых до розовых, светло-коричневых и фиолетовых указывает на изменение условий от слабовосстановительных до слабоокислительных.

На территории Устюрта в это время (время накопления нижней части дарьялыкской свиты) располагались относительно погруженные участки мелкого моря. Осадки нижнего олигоцена в настоящее время сохранились лишь в пределах Косбулакского, Барсакельмесского, Дарьялык-Дауданского и Ассакеауданского прогибов и представлены бескарбонатными алевритистыми глинами. На остальной территории Устюрта они уничтожены последующими размывами. Присутствие в глинах значительной примеси песчано-алевритового материала позволяет предполагать существование в районах Центрально-Устюртского поднятия островной суши с выровненным рельефом.

Комплекс моллюсков и фораминифер нижнеолигоценовых отложений по родовому составу очень похож на позднеоценовый. Однако наблюдается резкая смена видового состава в нижнем и верхнем олигоцене, что, видимо, связано с некоторыми изменениями динамики вод бассейна и поступлением в него алевритового материала.

По данным В. А. Ивановой (1966), в нижней части дарьялыкской свиты продолжает существовать спиролектаминно-цибицидесовый палеоценоз фораминифер, в котором к этому времени полностью исчезают планктонные виды.

Наряду с указанным выше палеоценозом, в раннеолигоценовое время существовали цибицидесовый и миллиолидово-спиролектаминный палеоценозы. Анализ их позволяет предположить, что в раннеолигоценовое время произошло обмеление бассейна. Это подтверждается изменением размеров, формы и характера стенок раковин, а также полным исчезновением планктона и появлением в сообществе фораминифер прикрепленных форм. Для развития прикрепленных форм необходимо песчанистое дно или его уплотнение. К концу существования миллиолидово-спиролектаминного палеоцена (вторая половина раннего олигоцена) появилась тенденция к углублению бассейна: возникло большое количество агглютинированных особей, раковины их стали более мелкими и более уплощенными (Иванова, 1966).

В конце раннего олигоцена произошло некоторое обмеление и опреснение морского бассейна. В Кызылкумах накапливались розовые и розовато-красные глины, а временами—прослой песков. На Устюрте в это время формировались бескарбонатные глинистые илы. В морском бассейне широко расселялись немногочисленные представители *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.), *Lentidium vinogradskii* Merkl., *L. melitopolitanus* Noss., *Cardium Serogossicum* Noss и др., т. е. виды моллюсков, известные из соленовского и серогозского горизонтов юга СССР. Осадки, содержащие этот комплекс, формировались, по данным Б. П. Жижченко (1969), во время первого опреснения Паратетиса. В это время почти полностью исчезают фораминиферы и достигают расцвета остракоды.

В позднем олигоцене в бассейне Западного Узбекистана устанавливаются нормально морские условия.

На возможное существование в пределах Центральных Кызылку-

мов, Бухаро-Хивинской депрессии и Южного Приаралья мелководного морского бассейна с нормальной соленостью указывает комплекс моллюсков: *Chlamys bifida* M ü n s t., *Nuculana gracilis* D e s h. (обнаружены в верхней части разреза Кызылкумов, Сарбатыр). На Устюрте (время накопления средней части дарьялыкской свиты) также располагается мелководный бассейн с нормальной соленостью, на что указывает большой комплекс бентосных фораминифер, образующих спироплектаминово-увигеринелловый палеоценоз (Иванова, 1966).

Для олигоценового бассейна характерны различные геохимические условия. На Устюрте, как и в позднем эоцене, продолжали существовать восстановительные условия и щелочная среда, а в более восточных районах они менялись от слабовосстановительных до слабоокислительных, что отразилось и на осадках. В Кызылкумах накапливаются в основном пески и в виде тонких прослоев пестроцветные глины и алевролиты.

Таким образом, от раннего к позднему олигоцену постоянно увеличиваются размеры островных поднятий и более расчлененным становится их рельеф. Это видно по смене глинистых осадков раннего олигодена песчаными в позднем олигоцене. Возможно, уже в позднем олигоцене суша охватывала всю территорию восточнее современных поднятий Букантау, Тамдытау и Нуратау и соединялась на востоке с горными сооружениями Тянь-Шаня.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Палеотектоническое развитие таких крупных регионов, как районы Средней Азии, в первую очередь базируется на анализе колебательных движений земной коры. Как известно, направление и характер этих движений отражаются в геологическом разрезе в виде изменения мощностей, литологического состава и фаций. Только анализ всех этих данных позволяет составить палеотектоническую карту того или иного геологического периода и на основании этого восстановить историю геологического развития.

Палеотектоническая схема развития Западного Узбекистана в палеоцен-эоцене является дополнением ранее составленной аналогичной карты для Восточного Узбекистана и сопредельных территорий. При составлении палеотектонической схемы Западного Узбекистана использованы, кроме старых данных, материалы, собранные нами по поверхностным разрезам и разведочным скважинам, пробуренным в последние 4—5 лет. Главные из них следующие: обобщающие работы под редакцией Г. Х. Дикенштейна (1964) по геологии и нефтегазоносности юга СССР и Средней Азии; А. Г. Бабаева — по Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области; карта-схема геологического районирования мезозойских и кайнозойских отложений Узбекской ССР и прилегающих районов, составленная А. Г. Бабаевым, К. К. Пятковым и А. Н. Симоненко (1965); схема тектонического районирования мезо-кайнозойских структур Западного Узбекистана, составленная Ш. Д. Давлятовым (1965); геологическое строение Центральных Кызылкумов (Пятков, Пяновская и др., 1967); карта рельефа складчатого фундамента запада Средней Азии под редакцией Б. Б. Таль-Вирского (1967); ряд новых данных по Устюрту и Южному Приаралю В. Н. Полякова, по Устюрту и прилегающим площадям Северной Туркмении В. А. Ивановой, Г. А. Габрильянц и др. Кроме того, учтены почти все данные по буровым скважинам различных геологических организаций.

Отдельные участки на интересуемой нас площади не представляли интереса для нефтяной геологии (площадь к северу от Букантау, значительные территории Устюрта), поэтому их не разбуривали и строение

разрезом осталось невыясненным. Ряд закрытых структур, перспективных на нефть и газ (Бухаро-Хивинская депрессия), детально изучены. Поэтому при составлении палеотектонической схемы по палеогену Западного Узбекистана использовали не только возможности интерпретации, но и учитывали закономерности распределения фаций в зависимости от положения структур и областей денудации.

Территория Западного Узбекистана и сопредельных площадей Туркмении и Казахстана входит в состав крупного геотектонического



Рис. 16. Карта мощностей палеоген-эоцена Западного Узбекистана.
Изопакиты: а — проведенные через 100 м, б — проведенные через 50 м;

элемента, выделяемого А. Г. Бабаевым под наименованием «Среднеазиатского сектора Евразийской эпигерцинской платформы». На юге к ней примыкает Прикопетдагский краевой прогиб, а с юго-востока она ограничивается Памирской геосинклиналью.

Структура осадочного чехла платформы во многом определяется особенностями строения складчатого основания. Однако унаследованность нельзя рассматривать как простое повторение характера и формы структурных элементов чехла по отношению к складчатому основанию. Имеющийся материал указывает на существенные изменения структур в течение мезо-кайнозойской истории. Не вдаваясь в подробности развития платформенной области Средней Азии в триасе, юре и нижнем мелу, освещенные в работах Г. Х. Дикенштейна (1964) А. Г. Бабаева и др. (1965), В. И. Троицкого (1967), Ш. Д. Давлятова (1967) и др., отметим, что к концу мела в пределах платформы наметился ряд круп-

ных структурных элементов — зон поднятий, сводов и прогибов, которые развивались на протяжении палеогеновой эпохи осадконакопления. Одни из них продолжали в начале палеогена воздыматься или прогибаться, как и в верхнем мелу, другие, напротив, были вовлечены в движения противоположного знака. Таким образом, в палеогеновую эпоху Среднеазиатский сектор евразийской эпигерцинской платформы не про-

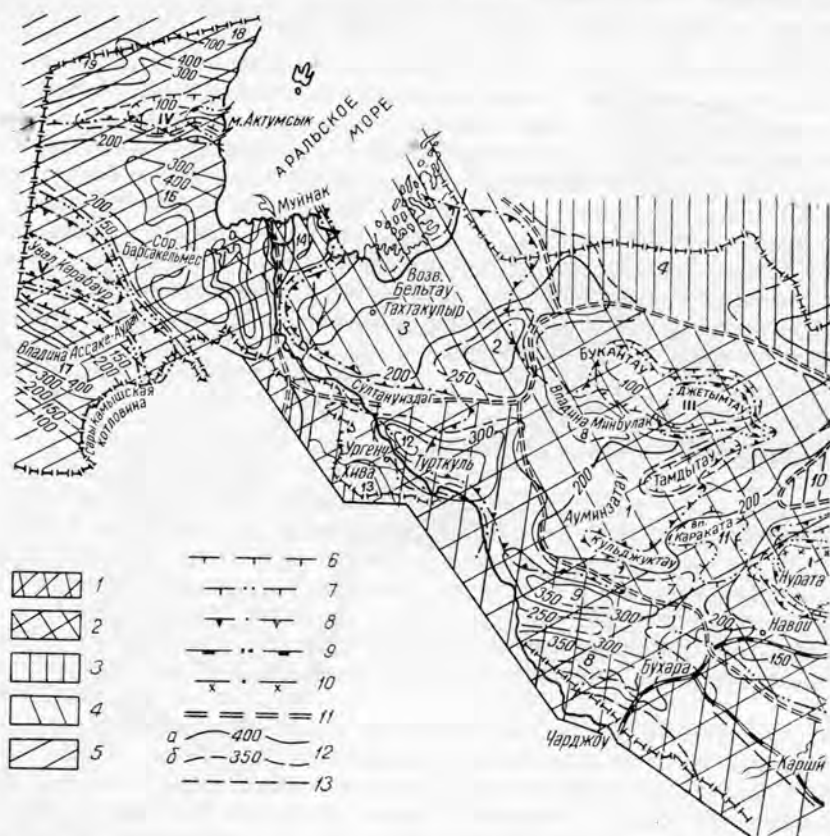


Рис. 17. Палеотектоническая схема развития Западного Узбекистана в палеогене.

Структурно-фациальные зоны: 1 — Бухаро-Хивинская; 2 — Центральнo-Кызылкумская; 3 — Чардара-Жанадарьинская; 4 — Южно-Приаральская; 5 — Устюртская; 6 — границы неустойчивых поднятий и областей сноса: 7 — в раннем палеогене, 8 — в позднем палеогене, 9 — в раннем эоцене, 10 — в среднем эоцене; 11 — границы структурно-фациальных зон; 12 — изопахиты: а — проведенные через 100 м, б — через 50 м; 13 — республиканская граница. Неустойчивые поднятия: 1 — Нуратау-Туркестанское, 11 — Тамдытауское, 111 — Букантауское, IV — Актумусское, V — Центральнo-Устюртское. Неустойчивые прогибы: (цифры на рисунке) 1 — Узункакский, 2 — Тасказганский, 3 — Южно-Приаральская мегатерраса, 4 — Северо-Кызылкумская мегатерраса, 5 — Джаманкумский прогиб, 6 — Минбулакский, 7 — Агитминский, 8 — Каракульский, 9 — Дарьсайский. Устойчивые прогибы: 10 — Ергашкудукский, 11 — Каракатинский, 12 — Турткульский, 13 — Хивинский, 14 — Казандарьинский, 15 — Судочий, 16 — Барсакельмесский, 17 — Ассакеауданский, 18 — Косбулакский, 19 — Самский.

сто наследовал структурный план предшествовавшей меловой эпохи, но и имел свои особенности развития.

На основании изучения разрезов по обнажениям и скважинам, а также анализа мощностей (рис. 16) и фаций по каждому стратиграфическому интервалу в пределах Западного Узбекистана представляется возможным выделить три группы структурных элементов (рис. 17): неустойчивые поднятия, неустойчивые прогибы, устойчивые прогибы. Каж-

дая из групп включает отдельные структурные элементы, показывающие особенность тектонического развития эпигерцинской платформы в палеогеновую эпоху.

<i>Неустойчивые поднятия</i>	Джаманкумский
Нуратау-	Минбулакский
Туркестанское	Агитминский
Тамдытауское	Каракульский
Букантауское	Дарьясайский
Актумсукское	<i>Устойчивые прогибы</i>
Центрально-	Ергашкудукский
Устюртское	Каракатинский
<i>Неустойчивые прогибы</i>	Турткульский
Узункаский	Хивинский
Тасказганский	Казандарьинский
Южно-	Судочий
Приаральская	Барсакельмесский
мегатерраса	Ассакеауданский
Северо-	Косбулакский
Кызылкумская	Самский
мегатерраса	

Поскольку неустойчивые поднятия изменяли свои очертания и размеры, на карте выделены границы областей сноса в раннем и позднем палеоцене, в раннем и среднем эоцене.

Из разрывных дислокаций на палеоструктурные особенности в палеогене, несомненно, оказывали влияние глубинные разломы: герцинские, возродившиеся в альпийское время, и альпийские, установленные по геофизическим данным, и в какой-то мере отражающиеся в распределении и особенностях седиментации и денудации. Нами намечен ряд фациальных зон: Устюртская, Южно-Приаральская, Центрально-Кызылкумская, Чардара-Жанадарьинская и Бухаро-Хивинская.

Устюртская фациальная зона характеризуется наличием неустойчивых поднятий и устойчивых прогибов. Она охватывает Актумсукское и Центрально-Устюртское неустойчивые поднятия; Самский, Косбулакский, Ассакеауданский, Барсакельмесский и Судочий устойчивые прогибы. Эти структурные элементы, унаследованные от мелового времени, изменялись в течение всего палеогена. Анализ распределения мощностей по каждому возрастному интервалу показывает, что вся устюртская зона в это время испытывала погружение, но с различной скоростью и интенсивностью, что отразилось как в развитии перечисленных выше прогибов, так и в накоплении преимущественно карбонатных мелководных морских осадков. Мощности в прогибах достигают около 500 м.

Южно-Приаральская зона характеризуется развитием неустойчивых (Тасказганский прогиб и Южно-Приаральская мегатерраса) и устойчивых (Казандарьинский) прогибов. В раннем и позднем палеоцене почти вся Южно-Приаральская зона являлась областью денудации, лишь на северо-западе ее с начала палеоцена существовал погруженный участок (Казандарьинский прогиб), где накапливались песчано-известковистые отложения палеоцена. В начале раннего эоцена вся зона была вовлечена в опускание. На юго-востоке возник Тасказганский прогиб, а вся остальная территория представляла собой сравнительно выровненный участок неглубокого морского дна, испытывающий медленное, но нарастающее (к концу эоцена) погружение. Мощности эоценовых осадков в пределах Южно-Приаральской мегатеррасы не превышают 200 м, до-

стигая 400 м в Казандарьинском прогибе. Разрезы палеогена сингенетично-сокращенные, палеоцен в них отсутствует. Для нижнего эоцена характерно вначале развитие прибрежных терригенных фаций, а затем мелководно-морских, сначала известково-мергельных (верхи раннего эоцена), затем глинисто-карбонатных (средний и верхний эоцен).

Центрально-Кызылкумская фациальная зона характеризуется присутствием трех структурных элементов: неустойчивых поднятий — Нуратау-Туркестанского, Тамдытауского и Букантауского; неустойчивых прогибов — Узункакского, Джаманкумского, Минбулакского и Агитминского; устойчивых прогибов — Ергашкудукского, Каракатинского. За исключением Каракатинского и, возможно, восточной части Ергашкудукского прогибов, наметившихся еще в раннем палеоцене, остальные обозначились лишь в позднем палеоцене. Интенсивность погружений нарастала от позднего палеоцена к среднему эоцену, а в позднем эоцене вся Центрально-Кызылкумская зона скрылась под уровнем моря. Наиболее устойчивые поднятия были в Минбулакском и Каракатинском прогибах (мощность более 300 м), а на остальной территории мощности палеоцен-эоцена не превышают 150—200 м.

Кроме сокращения мощностей, разрезы палеогена этой зоны характеризуются выпадением нижних секций возрастных подразделений (палеоцена, нижнего эоцена и даже среднего эоцена), а также фациальной изменчивостью. Широко развиты прибрежные фации (нижний, средний эоцен) — гравелиты, пески, песчаники; фации осолоненных лагун — гипсы, доломиты (нижний и верхний палеоцен Юго-Восточных Кызылкумов) и фации мелкого моря — мергели, глины, реже алевролиты.

Бухаро-Хивинская фациальная зона характеризуется преимущественным развитием прогибов — Каракульского, Дарьясайского, Турткульского, Хивинского. Первые два прогиба, так же как и Хивинский, обозначились уже в позднем палеоцене, а Турткульский возник лишь в начале раннего эоцена. В этих участках наиболее устойчиво проявились прогибания, обусловившие накопление осадков мощностью до 400 м. Фациальной особенностью этой зоны является накопление в раннем палеоцене в юго-восточной части бассейна, временами имевшего повышенную соленость, гипсов, ангидритов, доломитов; в верхнем палеоцене — нормально-морских осадков, переслаивающихся с сульфатными, а вблизи области сноса — прибрежно-морских терригенно-карбонатных. В северо-западной части зоны (Турткульский прогиб) в раннем и среднем палеоцене развиты прибрежно-морские терригенные и карбонатные морские осадки. Начиная с раннего эоцена преимущественно развивались мелководные морские осадки — глины, известковистые глины, мергели, глинистые известняки и известняки.

Чардара-Жанадарьинская фациальная зона в пределы исследованной площади входит частично. Она охватывает территорию, расположенную к северу от Центрально-Кызылкумской зоны. Разрезы характеризуются отсутствием нижнего палеоцена, терригенно-карбонатными осадками нижнего палеоцена и нижнего эоцена (прибрежные и мелководные морские), накоплением в среднем и верхнем эоцене преимущественно карбонатно-глинистых осадков мелкого моря. Мощности осадков не превышают 150 м, лишь на юго-востоке достигают 245, что связано, вероятно, с вторжением в пределы этой территории Жаугашбердинского прогиба (Таль-Вирский, 1967).

Тектонические движения, обусловившие формирование прогибов и поднятий, большинство исследователей связывают с глубинными разломами в палеозойском складчатом основании. К ним относятся Южно-Тяньшанский, прослеживающийся по южному склону Нуратау и Кульджуктау, Северо-Памирский, достигающий устья Амударьи и ограни-

чивающий Чарджоускую ступень. По географическим данным, в пределах Центрально-Кызылкумских поднятий выделяется ряд разломов, разновременные подвижки по которым обусловили налегание различных горизонтов палеогена то на палеозой, то на меловые отложения.

Имеются и другие геологические данные в отношении движения по разломам. В частности, наличие Южно-Тяньшаньского разлома и подвижек по нему в палеогене сказалось на размыве палеогеновых осадков в западной части Нуратау-Туркестанского, Центрально-Кызылкумском, Бельтауском, Султануиздагском поднятиях. Подвижки по этому разлому, вероятно, влияли и на различие биоценозов Устюрта, Южного Приаралья и Центральных Кызылкумов.

Следует полагать, что палеозойский складчатый фундамент эпигерцинской платформы разбит и другими разломами, движения по которым обусловили наличие поднятий и впадин. При этом знаки движений и их активность менялись, что выразилось в различной полноте разрезов палеогена.

Если проанализировать мощности разрезов, их полноту и литолого-фациальные особенности, то можно наметить ряд структур, для которых положительный знак движений отмечался не только в палеогене, но уже обозначился в верхнем мелу. К ним относятся Актумсукское, Центрально-Устюртское, Центрально-Кызылкумское и Нуратау-Туркестанское поднятия, а за пределами площади исследования — Капланкырское и Мангышлакское. Эти структуры можно назвать конседиментационными, поскольку их рост, начавшийся еще в мелу, продолжался в начале и середине палеогена.

При анализе разрезов мела и взаимоотношений осадков палеогена с подстилающими их отложениями можно выявить следующее: Южно-Приаральское поднятие в верхнем мелу проявляет себя весьма слабо; по сравнению с соседними участками сокращается мощность палеогеновых отложений на 100—150 м; отмечаются перерывы в осадконакоплении, в частности, отсутствуют палеоценовые отложения, а осадки нижнего эоцена залегают на породах мелового возраста. Это свидетельствует об усилении положительных движений в конце палеоцена по сравнению с верхнемеловым временем. Начиная с нижнего эоцена район Султануиздага и Южного Приаралья уходит под уровень моря, т. е. приобретает обратный знак движения.

Аналогичные тектонические движения наблюдались и на территории Центрально-Кызылкумского поднятия. Разница лишь в том, что Центрально-Кызылкумское поднятие на протяжении верхнего мела неоднократно вовлекалось в опускания, сменявшиеся поднятиями. Это выразилось как в чередовании морских и континентальных осадков, так и в залегании на палеозое различных по возрасту пород верхнего мела. В конце мела отдельные участки Центрально-Кызылкумского поднятия вышли из-под уровня моря и подверглись размыву. Это обусловило залегание палеоцена (Пятков и др., 1967), нижнего и среднего эоцена (Тамдыкудук, Каракудук, Кулантай и Минбулак), то на сенонских, то на туронских отложениях. Палеоценовые отложения на большей части Центрально-Кызылкумского поднятия отсутствуют, по крайней мере к северу от Кульджуктау и на запад и север от Тамдытау (Миркамалова, 1958).

В восточной части впадины Окузкак на осадках верхнего мела залегают глины нижнего эоцена, в Букантау — мергели среднего эоцена, а в районе Тамдытау осадки среднего эоцена перекрывают палеозой. При этом в основании мергелей среднего эоцена присутствуют конгломераты с желваками фосфоритов, а в нижнем эоцене — гравелиты. Все эти факты указывают на наличие значительных пространств суши в па-

леоцене и островных поднятий, сложенных породами мела и палеозоя в нижнем и начале среднего эоцена.

Нуратау-Туркестанское поднятие в западной своей части в конце мела испытывает поднятие и частичный размыв верхнемеловых осадков (Калканата). Погружение, начавшееся с верхнего палеоцена, приводит к залеганию осадков этого возраста на меловых, а среднеэоценовых — даже на сланцах и гранитах палеозоя.

Поскольку фактическим материалом доказывается существование участков денудации, считаем необходимым остановиться на их характеристике.

В нижнем палеоцене области Южного Приаралья (за исключением низовья Амударьи), Султануиздага, Центральных Кызылкумов, Западного Нуратау и к югу от Кульджуктау представляли собой единое поднятие, располагавшееся выше уровня моря и сложенное преимущественно осадками мела. Лишь в районе Тамдытау, к югу от Джетымтау и в Западном Нуратау выходили на поверхность палеозойские образования. Именно эта область была наиболее приподнятой и интенсивно расчлененной по сравнению с остальной территорией, представлявшей собой холмистую равнину. Аналогичные возвышенности, сложенные меловыми отложениями, располагались в районе Актумсука и на Центральном Устюрте. Доказательством существования обширной области денудации в нижнем палеоцене служит отсутствие осадков этого возраста и терригенный состав базальных слоев среднего эоцена, перекрывающих осадки мела. На слабую расчлененность рельефа указывает незначительное количество грубозернистого материала в составе трансгрессивно залегающих на мелу и палеозое отложений нижнего, среднего и верхнего эоцена.

Начиная с верхнего палеоцена вся территория Западного Узбекистана дифференцированно вовлекается в погружение. Между Нуратау-Туркестанским и Центральнo-Кызылкумским поднятиями зарождаются Каракаинский и Ергашкудукский прогибы, а к северо-западу от Букантау — Тасказганский. Граница области сноса в верхнем палеоцене сокращается, а рельеф суши по-прежнему остается холмистым, слабо расчлененным.

В нижнем эоцене отрицательный знак тектонических движений продолжает нарастать. В результате под уровнем моря скрываются Южно-Приаральская суша, большая часть Актумсукского поднятия (областью сноса остается лишь собственно Актумсукский мыс), сокращается в размерах Центральнo-Устюртское поднятие. В Кызылкумах в виде островов остаются выше уровня моря районы гор Букантау, Джетымтау и частично Тамдытау, а на юго-востоке — Западный Нуратау.

Широкое распространение кварцевых песков в нижнем эоцене вокруг этих поднятий может рассматриваться как результат размыва меловых, преимущественно терригенных осадков, которыми были сложены области денудации в Кызылкумах. Запесоченность в основании нижнего эоцена отмечается и в Южном Приаралье. Эти отложения залегают несогласно на меловых породах, что указывает не только на наличие поднятий в этом районе в конце палеоцена, но и на погружение их в начале эоцена.

Среднеэоценовое время характеризуется дальнейшим развитием тектонических движений отрицательного знака. В начале среднего эоцена островные поднятия были развиты в Восточном Тамдытау и к северу от кол. Бешбулак. Здесь базальные конгломераты среднего эоцена (алайские слои) залегают непосредственно на палеозое. Осадки верхней части среднего эоцена (туркестанские слои) представлены глинами, лишенными терригенной примеси, что указывает на отсутствие по-

близости областей сноса. Кроме того, выше уровня моря располагалась западная оконечность Нуратау-Туркестанского поднятия.

Поздний эоцен является временем максимального погружения. Вся территория Западного Узбекистана была скрыта под уровнем моря. Глубины его в разные отрезки позднеэоценового времени были различны. В пределах Южного Приаралья и на большей части Устюрта (акчакаинская свита) в начале верхнего эоцена накапливались розовые и пестрые мергели и глины, в которых окисное железо преобладало над закисным. Следовательно, аэрация осадков была хорошей, что возможно при небольших глубинах накопления осадков.

В районах Центральных Кызылкумов (Джерой, Тамчи) и Северного Нуратау существовали, вероятно, подводные отмели, куда течением выносился песчаный материал, образуя месторождения кварцевых песков. В более опущенных участках (к югу от г. Навои, к востоку от впадины Муллалы и вдоль западного окончания Центрально-Кызылкумских поднятий) накапливались более глубоководные осадки — бескарбонатные глины. Преднеогеновый разрыв значительной части осадков верхов верхнего эоцена лишает возможности восстановить полностью картину тектонических движений в пределах описываемой территории. Примерно к западу от Амударьи — на территории Северной Туркмении и Устюрта — в конце эоцена продолжают накапливаться терригенно-морские осадки (дауданская свита), свидетельствующие о погружении этой территории. Аналогичные условия продолжали существовать и в олигоцене (дарьялыкская свита). На правобережье Амударьи в олигоцене начинается значительная перестройка рельефа. В результате поднятий мелководный морской бассейн остается лишь в некоторых впадинах Центральных Кызылкумов (Минбулак, Караката, Аяк-Агитма), а также к северо-западу и западу от Букантау. Наиболее интенсивно поднимаются горы Кульджуктау, Ауминзатау, Тамдытау, Джетымтау и Западный Нуратау, которые превращаются в области денудации.

Терригенный материал, поступающий из этих поднятий, накапливается в виде красноцветных алевролитов, песков и песчаников в мелководном, хорошо аэрируемом бассейне. На восток от Центрально-Кызылкумских поднятий (Восточные Кызылкумы) накапливаются красноцветные континентальные образования.

В Бухаро-Хивинской депрессии олигоцен отсутствует, что связано, вероятно, с поднятием этих участков в неогене и размывом не только олигоценых, но и верхнеэоценовых отложений. Дифференциация тектонических движений в палеогене подчеркивается распределением мощностей и фаций.

В прогибах Устюрта (Самский, Косбулакский, Барсакельмесский, Судочий, Ассакеауданский) мощность палеогена колеблется от 400 до 700 м, а в Южном Приаралье (Казандарынский) не превышает 400.

В Кызылкумах же (Ергашкудукский, Каракатинский, Минбулакский) и в Бухаро-Хивинской депрессии (Каракульский, Дарьясайский, Турткульский и Хивинский) мощности едва достигают 350 м. Это связано с тем, что данная территория по сравнению с Устюртом опускалась менее интенсивно из-за различия в структурном плане Центрально-Кызылкумской и Южно-Приаральской зон, с одной стороны, и Устюртской — с другой.

Разрезы палеогена Устюртской зоны в прогибах, как правило, полные, лишены перерывов и представлены более глубоководными осадками — мергелями, глинистыми известняками и глинами, содержащими фауну бассейнов с нормальной соленостью. В Центральных же Кызылкумах, Бухаро-Хивинской депрессии и Южном Приаралье в прогибах (Ергашкудукском, Каракатинском, Каракульском, Дарьясайском, Ка-

зандарьинском) разрезы характеризуются разнофациальным составом пород и сокращенной мощностью. К периферии прогибов осадки палеогена обогащаются кластическим материалом, появляются размывы, а в некоторых участках выпадают отдельные секции разреза, что свидетельствует о значительной подвижности в пределах этих зон. Смена же литологического состава (известняки, глины, песчаники в палеоцене; пески, мергели и глины в нижнем эоцене; преимущественно мергели в среднем и глины в верхнем эоцене) указывает на изменчивость интенсивности нисходящих движений.

Различный характер тектонических движений подчеркивают не только разные мощности и литологический состав, а также распределение фаций. Неустойчивые поднятия — Нуратау-Туркестанское, Тамдытауское, Букантауское — оконтуриваются прибрежной фацией. В палеоцене она представлена песками и известковистыми песчаниками, которые на востоке Центрально-Кызылкумского поднятия прослаиваются гравелитами. В нижнем эоцене в Кызылкумах и Западном Нуратау преобладают пески, в верхней части переслаивающиеся с глинами. В районе Южного Приаралья базальные слои нижнего эоцена также сложены прибрежными песками, свидетельствующими о существовании здесь поднятия, погрузившегося в самом начале раннего эоцена.

Более широко в Западном Узбекистане в палеогене распространены осадки мелкого нормально-соленого моря. Они представлены мергелями, глинистыми известняками и глинами — известковистыми и бескарбонатными. Преобладание в первой половине среднего эоцена на всей территории мергелей и глинистых известняков соответствует максимальному выравниванию дна мелководного бассейна, что может быть связано со слабо выраженной дифференциацией колебательных движений.

Вторая половина среднего эоцена в пределах Кызылкумов характеризуется развитием глинистых осадков, что, вероятно, обусловлено более глубоким положением дна мелководного бассейна. На Устюрте и в Южном Приаралье, начиная с нижнего до верхов верхнего эоцена (дауданская свита), накапливаются преимущественно карбонатные осадки, в прогибах мощностью 200—300 м. Амплитуда прогибания в этих местах, вероятно, компенсировалась накоплением известковистых илов. На фоне общего погружения в верхнем эоцене на этой территории проявились восходящие движения, что отразилось в накоплении пестроцветных мергелей с прослоями глин, слагающих акчакаинскую свиту. В Кызылкумах этому моменту позднего эоцена соответствует накопление алевролитистых глин, а местами даже песков (Джерой, Кулатай, Бешбулак).

Кратко охарактеризованные фации в своем площадном распространении отражают общую картину тектонических движений в палеогене. Несомненно, каждый фациальный комплекс, в пределах общего его контура распространения, имеет свою специфику строения разрезов, в которых отражаются частичные проявления колебательных движений того или иного знака.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С осадочными отложениями палеогеновой системы в пределах Западного Узбекистана связан целый ряд полезных ископаемых осадочного происхождения. Среди них наиболее важными являются: нефть, природный горючий газ, горючие сланцы, фосфориты, глины адсорбционные, бентонитовые, керамические, опоковидные; пески — стекольные, формовочные; целестин, сера, а из строительных материалов — известняки, гипсы, мергели.

Особенно следует отметить повышенное содержание редких и рассеянных элементов — молибдена, ванадия, трехокси вольфрама, связанных с горючими сланцами нижнего эоцена.

С осадками нижнего и верхнего палеоцена связаны концентрации фосфатов, сульфатных (гипсы и ангидриты) и магниевых (доломиты и доломитизированные известняки) солей, а также более или менее чистых разностей известняков. Кроме того, в этом же возрастном интервале в Агитминской котловине отмечаются самородная сера и проявления целестина.

Для нижнего палеоцена характерна приуроченность горючих сланцев и битуминозных глин и связанных с ними повышенных содержаний ванадия, молибдена, вольфрама, кварцевых песков, опоковидных глин (Кермине) и фосфоритов (Букантау и Южное Приаралье).

В среднем эоцене широко развиты адсорбционные глины и фосфориты.

В отложениях верхнего эоцена, кроме бентонитовых глин, присутствуют кварцевые пески и ассоциирующее с ними проявление целестина (кол. Айдарлы).

Наконец, с толщей олигоцена связано присутствие в разрезе чинков Устюрта бентонитовых глин.

Кажущаяся закономерность в возрастном распределении полезных ископаемых нарушается появлением фосфоритов в палеоцене, нижнем и среднем эоцене; кварцевых песков — в нижнем и верхнем эоцене и бентонитовых глин — почти по всему разрезу палеогена. Следовательно, распределение полезных ископаемых в разрезе палеогена в большой степени зависит от условий осадкообразования. Это видно на примере приуроченности к определенным фациям горючих сланцев и кварцевых песков, а также проявлений фосфоритов. Именно неоднократное появление в разрезе палеогена сходных фациальных обстановок и привело к широкому диапазону распределения некоторых полезных ископаемых. С учетом этого выделяются площади возможных концентраций в вертикальном разрезе различных полезных ископаемых. Например, целестина в палеоцене и адсорбционных глин в верхнем эоцене (Агитма); фосфоритов и адсорбционных глин в среднем эоцене; кварцевых песков в верхнем эоцене; и т. д.

Поскольку в фациях фиксируются условия осадконакопления, которые являются определяющими в концентрации элементов, минералов или пород, используемых как полезные ископаемые, характеризуем некоторые из них.

Фосфориты. После первых находок в конце двадцатых — начале тридцатых годов нашего столетия в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Фергане концентраций P_2O_5 интерес к фосфатам все возрастает. В последнее время проводились специальные исследования (В. Я. Ильяшенко, В. А. Копаев, Б. А. Каськов и др.), открыты новые точки концентраций фосфоритов в палеогеновых отложениях и на территории Западного Узбекистана. В. Я. Ильяшенко, изучавший геологию фосфоритов мезозоя и кайнозоя, выделяет три типа руд фосфоритов — желваковые, желваково-зернистые и зернистые. Первые, по данным В. Я. Ильяшенко, залегают в нижней части палеоцена и нижнего эоцена, а по данным Б. А. Каськова — и в алайских отложениях Восточного и Южного Узбекистана. Среди них выделяется желваково-ракушечная разновидность, образующая значительные скопления в районе Султануиздага (Ходжакуль, Карачадалы, Бурлыккала и др.). Желваковые фосфориты в основном приурочены к палеоцену и нижнему эоцену, образуя ряд рудопоявлений и местонахождений в Южном Приаралье и низовьях Амударьи (Айбугир, Ходжейли, Берлыккала

и др.), в Кызылкумах (Букантау, Минбулак, Джарыбас, Уру и др.) и Бухаро-Хивинской депрессии (Газли, Кермине). Этот тип состоит из крупных желваковых стяжений фосфорита, крепко сцементированных фосфатным или фосфатно-железисто-гипсовым цементом с включением карбонатных зерен. В некоторых участках концентрация крупных стяжений настолько велика, что переходит в сплошную фосфоритовую плиту мощностью до 15 см (Кермине). Этот горизонт залегает среди мергелей (Кермине) или слагает базальный горизонт (Султануиздаг) палеоцена или нижнего эоцена. В. Я. Ильяшенко среди желваковых фосфоритов выделяет переотложенные разности, приуроченные к нижнему палеоцену (Ходжейли, Нукус, Ходжакуль и др.), и находящиеся в первичном залегании — верхний палеоцен, нижний эоцен (Якишкокча, Минбулак и др.), реже средний эоцен (Букантау). Валовое содержание P_2O_5 в переотложенных желваковых фосфоритах для района Султануиздага, по данным В. Я. Ильяшенко, колеблется от 14,5 до 33,5%; в Кызылкумах — от 10,2 до 28,2%.

Желваково-зернистый фосфорит представляет собой породу желтовато-серого или желтовато-бурого цвета, состоящую из светло-серых, желтовато-серых и темных зерен и желваков фосфорита размером до 5—6 см и песчано-алевритового материала, сцементированного карбонатно-глинистым, фосфато-железисто-глинистым или гипсовым цементом. Этот тип фосфоритов является как бы смешанным из желваковых и зернистых. Последние широко развиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, а первые — в Центральных Кызылкумах и Султануиздаге. Желваково-зернистые фосфориты охватывают территорию Юго-Западных Кызылкумов и Нуратау.

В пределах Султануиздага (Ходжакуль, Карачадалы, Бурлыккала, Аязкала и др.), как отмечалось выше, выделяются желваково-ракушечниковые фосфориты, характерные для верхнего палеоцена. В такого типа фосфоритах содержание P_2O_5 значительно ниже и колеблется от 3,12 до 14,9%.

Более детально изучением фосфоритоносности палеогена Узбекистана, типами и составом фосфоритов занимался В. Я. Ильяшенко. Характер осадков, включающих фосфоритоносные горизонты, свидетельствовал о мелководном морском бассейне, в котором образовались фосфориты палеогена в результате химического выпадения из воды. Это предположение В. Я. Ильяшенко подтверждается приуроченностью фосфоритов палеогена к мелководным морским фациям. Более того, почти все месторождения и рудопроявления в пределах Западного Узбекистана попадают в область развития прибрежных фаций палеоцена и нижнего эоцена, обрамлявших области денудации в палеоцене и нижнем эоцене. По теории А. В. Казакова (1939), первичные концентрации фосфата происходят за счет химического осаждения их из воды в более глубоких частях бассейна, порядка 300 м.

По нашему мнению, нет необходимости ограничивать определенной глубиной реакции, способствовавшие накоплению первичного фосфата. Последние экспериментальные работы А. И. Смирнова показали, что морская вода повсеместно близка к насыщению фосфатом кальция. Следовательно, выделение этого соединения в осадок, сопровождавшееся образованием фосфоритов, может произойти вблизи от берегов водоема.

Кварцевые пески. Этим видом полезных ископаемых занимались Р. Н. Хамидов, А. В. Гладких, С. Гафурджанов в районе Кызылкумов, где пески приурочены к двум стратиграфическим интервалам — к нижнему и верхнему эоцену.

В отложениях нижнего эоцена кварцевые пески найдены лишь в

районе Кермине. По составу они являются кварц-полевошпатовыми, а по размерности зерен относятся к группе мелких песков. Из аутигенных минералов наибольший интерес представляют барит и целестин. Содержание SiO_2 составляет 87,5—92,6%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 0,96—2,0; Al_2O_3 — 2,61—3,64; TiO_2 — 0,01—0,13; SO_3 — 0,0—0,32%. Пески хорошо обогащаются, с выходом кварцевого концентрата до 77,5% и полевошпатового от 12,8 до 16.

В естественном виде пески вследствие низкого содержания SiO_2 и высокого — Fe_2O_3 применяются нешироко, после обогащения могут быть использованы как формовочное сырье для стекольной промышленности.

Кварц-полевошпатовый состав песков свидетельствует о недалеком их переносе, непостоянном положении береговой линии и накоплении их в прибрежной части моря.

Пески верхнеэоценовых отложений распространены более широко. Они изучались в Джерое, Акмурде, Тамчи, Айдарлы и др. пунктах. По данным Р. Н. Хамидова, пески Тамчинского месторождения относятся к алевролитовым разностям с довольно однородной и концентрированной зерновой структурой. Пески месторождений Джерой, Дженгельды и Тамды мало чем отличаются по гранулометрическому составу от Тамчинского месторождения. Лишь на месторождении Акмурд по распределению кумулятивных кривых установлено резкое колебание в размерах фракций и непостоянная степень отсортированности. Это, вероятно, связано с более близким расположением области седиментации к береговой линии.

По детальному исследованию размерности зерен на генетической диаграмме, составленной Р. Н. Хамидовым, пески Акмурдского и Джеройского месторождений сходны. Следовательно, физико-динамические условия образования кварцевых песков были одинаковы. Они формировались на дне мелкого моря под действием морских течений.

Пески верхнего эоцена имеют более высокое содержание кварца. В Джеройском месторождении, по данным А. В. Гладких (1967), содержание в песках основных компонентов (кремнекислота, окислы алюминия, железа, щелочно-земельных металлов) следующее: SiO_2 — 91,97—98,5%; Al_2O_3 — 0,1—1,63; Fe_2O_3 — 0,3—2,0%; CaO — 0,3—1,26; MgO — 0,10—1,55; K_2O — 0,02—0,42; Na_2O — 0,02—0,45%.

Пески мелкозернистые, с резким преобладанием фракции 0,25—0,1 мм. Состоят в основном из минералов легкой фракции, представленной кварцем, гипсом, обломками кварца, сцементированными гипсом; реже встречаются фосфорит и единичные зерна слюды, монацита, полевого шпата и гидроокислы железа. Тяжелая фракция представлена в основном рутилом, баритом и фосфоритом, а также единичными зернами циркона, сфена, пирита, анатаза, амфибола и пироксена. Содержание тяжелой фракции — 0,01—0,09% и лишь в единичных случаях 0,19. Качественная характеристика дает возможность рекомендовать эти пески для стекловарения.

Горючие сланцы. Площадь распространения горючих сланцев, по данным А. С. Федоренко (1966), определяется на юге широтой г. Ширабад, на севере — Новоказалинском, на западе — Чарджоу и на востоке достигает Пенджикента. Однако это не означает, что горючие сланцы имеют такое огромное площадное развитие. Некоторые исследователи (Б. А. Каськов, Р. Н. Нишанходжаев, А. Г. Лузановский) считают, что проявление горючих сланцев образует разобщенные горючесланцевые районы. Об этом свидетельствует резкое сокращение по простиранию мощности рудного тела, которое на расстоянии 15—20 км сокращается от 0,9 до 0,1 м, а в некоторых местах выклинивается совершенно.

Присутствие зоны битуминозных сланцев устанавливается лишь по наличию в разрезе черных битуминозных глин (Восточные Кызылкумы).

Рудное тело, по данным А. С. Федоренко, приурочено к самым низам нижнего эоцена. Для Бухаро-Хивинской депрессии и Юго-Восточных Кызылкумов (Амударьинско-Предгиссарский и Кызылкумский горючесланцевые бассейны, по Р. Н. Нишанходжаеву и А. Г. Лузановскому), где установлены горючие сланцы, характерно развитие фаций мелкого моря. Преобладающими породами являются глины каолинит-гидрослюдистого и бейделлитового состава, имеющие ясную горизонтальную слоистость, вызванную неравномерным вертикальным размещением терригенной примеси, тонкостенной ракуши и микрофауны. Горючий сланец рассматривается как тип осадка, формировавшегося на глубине и в значительном удалении от берега (глины майкопской свиты). Однако их разности, обогащенные значительным количеством редких и рассеянных элементов (нижнеэоценовые горючие сланцы Средней Азии), как указывает Д. Г. Сапожников (1961), «заметно тяготеют к берегу». Следовательно, наличие в нижнем эоцене горючих сланцев, обогащенных редкими элементами, можно рассматривать как одно из доказательств мелководности данных морских осадков.

Анализы проб из скважин, пробуренных на площади Кызылкумского и Амударьинско-Предгиссарского бассейнов, по данным Р. Н. Нишанходжаева и А. Г. Лузановского, показывают, что в горючих сланцах Кызылкумского бассейна (Сангрунтау) содержание отдельных компонентов изменяются: органического вещества — от 17,4 до 28,3%; выхода смолы — от 4,1 до 9,5%; теплотворная способность — 1246—2072 ккал; зональность — 66,4% и выше.

Элементарный состав сухого сланца из различных участков Амударьинско-Предгиссарского бассейна дает представление об изменении содержания углерода и водорода в продуктивном горизонте.

Место взятия пробы	Содержание углерода, %	Содержание водорода (H), %
Караулбазар	34,78	3,72
	7,94	1,65
	12,25	1,99
Учкыр	31,78	3,29
Кульбешкан	24,69	2,19
Уртабулак	12,90	1,33
	15,16	1,89
	33,31	1,40

Таким образом содержание водорода находится в прямой зависимости от количества углерода. Наиболее высокое содержание углерода, по единичным определениям, отмечается в Караулбазаре — 34,78%, Учкыре — 31,78%, Кульбешкане — 24,69.

Ценность горючих сланцев заключается, как показали исследования А. С. Федоренко, в повышенном содержании молибдена, трехокси вольфрама, окиси ванадия и др. Работы по выяснению перспектив редкоземельной минерализации продолжаются в проблемной лаборатории осадочных руд и полезных ископаемых при кафедре литологии ТашГУ.

Бентонитовые глины. В палеогеновых отложениях широко распространены и участвуют в сложении разрезов нижнего, среднего, верхнего эоцена и олигоцена. По содержанию глинистых минералов выделяются каолинитовые, гидрослюдистые, бейделлит-монтмориллонитовые и из

редка палыгорскитовые глины с переходными разностями между этими типами.

В народном хозяйстве бентонитовые глины используются в качестве адсорбентов при приготовлении буровых растворов, производстве керамзитов, в литейном производстве, для заиливания ирригационной сети и т. д.

К настоящему моменту все выходы глин палеогена на дневную поверхность считаются перспективными. Однако качества бентонитовых глин изучили не везде. Охарактеризованы они в некоторых точках в Кызылкумах (Караката, Бешбулак, Ауминзатау), в Южном Приаралье (Кушканатау) и Бухарской области (Дарганата и Караулбазар) (табл. 22).

Минеральный состав глин из различных возрастных интервалов и регионов имеет смешанный характер: гидрослюдисто-бейделлитовый, бейделлит-монтмориллонитовый и монтмориллонит-бейделлит-гидрослюдистый. По данным электронной микроскопии в разрезах котловины Бошагитма диагностируется палыгорскит, приуроченный к пестроцветным глинам олигоцена. Набухаемость глин колеблется от 1,2 до 5,6 и лишь в разрезе среднего эоцена на месторождении Ауминзатау в слое белых восковидных глин достигает 10.

Соответственно коллоидальность этих глин повышается до 89,1, в то время как на остальных месторождениях не превышает 45,5 (Бешбулак).

Для верхнеэоценовых глин отмечается повышенное содержание кремнезема (Караката — до 63,7 и Дарганата — до 64,0), что, вероятно, связано с развитием в этой части разреза палеогена бескарбонатных глин. Содержание глинозема колеблется от 10,3 до 23,3. Из других компонентов следует отметить присутствие следов B_2O_3 в нижнеэоценовых осадках в Караулбазаре, Колкудуке и Ауминзатау.

В фациальном отношении глины приурочиваются к мелководным морским образованиям. Возможно, они формировались в прибрежных фациях мелкого моря, в динамически спокойных участках. Образование монтмориллонитовых глин обычно связывается с деитрификацией и последующей переработкой вулканических пеплов и туфов в морских условиях. Такой процесс вполне реален для участков, расположенных вблизи очагов палеогеновой вулканической деятельности (Бадхыз, Иран, Афганистан). Для Западного Узбекистана образование монтмориллонитовых глин следует связывать с выветриванием палеозойских и мезозойских пород, особенно эффузивов, и поступлением этого материала в бассейны, где в условиях морской среды осуществлялся дальнейший гальмиролиз с превращением каолинита в гидрослюды, а последних в монтмориллонит.

Опоки и опоковидные глины. В пределах описываемой площади этот вид полезного ископаемого известен лишь в Кермининском месторождении. Согласно данным Р. З. Галимова (1966), опока здесь представлена двумя разновидностями: а) светло-серая, желтоватая, не пластичная, в сухом виде белая, распадается на мелкие звонкие плитки. Отмечаются прослои в 5—10 см аутигенного гипса и зеленовато-серых опоковидных глин слегка пластичных, тонкослоистых; б) опока зеленоватого и желтовато-серого цвета, плотная, хрупкая, не пластичная. Первая разновидность слагает нижнюю часть горизонта, а вторая — верхнюю.

Исследование опок на поглощение извести показало высокий результат — 250—300 мг на 1 г добавки. На основании этого делается заключение о пригодности опок Кермининского месторождения в качестве активных минеральных добавок для получения гидротехнического пуц-

Минеральный и химический состав глин

Месторождение	Возраст	Минеральный состав	Гранулометрический состав	Набухаемость, %	Коллоидальность, %
Караката	В. эоцен	Смешанный	Тонкодисп.	2,9—4,0	22,4—33,9
Бешбулак	В. эоцен	Гидрослюдисто-бейделлитовые	Тонко- и грубодисп.	1,8—5,6	19,5—43,5
Айтым (уч-к Варзыган)	Ср. эоцен	Гидрослюдистые монтмориллонит-бейделлитовые	Грубодисп.	2,1—36	17,3—33,6
Кушканатау	В. эоцен	Гидрослюдисто-монтмориллонитовые	То же	1,8—2,7	19,0—29,6
Ауминзатау	Н. + ср. эоцен	Бейделлит-гидрослюдистые, Бейделлит-монтмориллонитовые	Тонкодисп.	—	—
Дарганата	В. эоцен	Гидрослюдисто-бейделлит-монтмориллонитовые	То же	1,2—2,0 5,7—10	28,0—87,6 76,7—89,1
Караулбазар	Н. эоцен	Монтмориллонит-гидрослюдистые	»	—	—
			»	2,0—4,7	20—43

цоланового портланд-цемента, устойчивого при воздействии грунтовых и агрессивных вод.

Фациальные опоки и опоквидные породы приурочены к морским мелководным осадкам с привносом кремнезема с суши.

Целестин. Целестиновое оруденение отмечается на юго-восточном крыле Аяк-Агитминской брахиантиклинали (палеоцен), на Кермининском месторождении кварцевых песков (нижний эоцен), в районе кол. Айдарлы (верхний эоцен).

В районе участка Агитма целестин наблюдается по всему слою огипсованных известняков бухарских слоев в виде отдельных кристалликов совместно с вторичным кварцем и гипсом, является эпигенетичным, иногда образует конкреции, а также два прослоя мощностью 10—20 см. По простиранию горизонты не выдержаны, содержание целестина достигает 13,1%, а стронция — от 8 до 16,7%.

По химическому составу целестиновые руды представлены силикатом — на 50—60%, карбонатами — 18—25, сульфатами — 1—3% и тысячными долями иттрия, бериллия, свинца, меди, цинка, хрома, ванадия, титана; в некоторых пробах имеются следы серебра. Как месторождение стронция этот участок не представляет интереса. Другие два рудопроявления менее значительны, поскольку целестин устанавливается как минерал тяжелой фракции, составляющей от 11,8 до 67% в песках нижнего эоцена Кермине.

Гипсы, доломиты и доломитизированные известняки. Широко распространены в Бухаро-Хивинской депрессии и Юго-Восточных Кызылкумах. Накопление этих пород шло в условиях мелководных бассейнов с повышенной соленостью в ранне-позднепалеоценовое время.

Остальные рудопроявления — железа, серы, селитры и т. д., выявленные в отложениях палеогена, образуют минимальные концентрации.

палеогена Кызылкумов

Химический состав, %						Область применения
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	щелочи	п. п. п.	прочие примеси	
50,3—63,7	10,3—23,3	—	—	—	Сл. В ₂ O ₃	Буровой раствор
58,6—60,8	17,6—18,5	5,2—6,4	0,8—3,9	8,6—11,4	Сл. В ₂ O ₃	Очистка масел
—	—	—	—	—	—	То же
—	—	—	—	—	—	Буровой раствор
—	—	—	—	—	—	Буровой раствор, керамзит
55,3—57,9	19,6—21,2	—	—	11,9—13,3	Сл. В ₂ O ₃	Буровой раствор, керамзит
—	—	—	—	—	—	Буровой раствор
55,0—64,0	13,7—16,9	—	—	—	—	Буровой раствор
49,1—52	25,5—28,0	—	—	—	—	Буровой раствор

Их возрастная и фациальная приуроченность по первоисточникам не поддается расшифровке, поэтому на их характеристике мы не останавливаемся. Не затрагиваем также и вопрос редкоземельной минерализации песков верхнего эоцена, поскольку эти рудопроявления считаются инфильтрационными.

Краткая характеристика полезных ископаемых показывает приуроченность их к определенным фациям палеогенового седиментационного бассейна. Например, фосфориты накапливались преимущественно в прибрежных фациях палеогена и относительно приподнятых участках мелкого моря в нижнем и среднем эоцене; кварцевые пески — в условиях относительно приподнятого дна мелкого моря в нижнем и верхнем эоцене, а горючие сланцы и битуминозные глины — в относительно опущенных участках мелкого моря. Наконец, бентонитовые глины встречаются во всех возрастных интервалах и в различных условиях седиментации мелководного морского бассейна.

Поскольку в общем разрезе палеогена отдельных площадей наблюдается перемежаемость фаций, можно выделить перспективные участки концентрации кварцевых песков разного возраста (нижний и верхний эоцен) и разновозрастных бентонитовых глин (нижний, средний и верхний эоцен).

При постановке поисковых работ следует учитывать и экономическую выгодность концентраций твердых полезных ископаемых.

Заключение

В расчленении палеогеновых отложений Западного Узбекистана не может быть полностью применена ни одна из существующих местных стратиграфических схем, разработанных для Кызылкумов Р. К. Макаровой и Э. Ф. Цацир, для Бухаро-Хивинской депрессии — Н. В. Авербург и А. П. Петрусенко, для Южного Приаралья — Р. К. Макаровой и Э. Ф. Цацир, для Устюрта — Л. В. Савельевой и др., поскольку все они базируются только на анализе либо фораминифер, либо моллюсков. Как правило, органические остатки, на которых основываются стратиграфические построения, распространены не широко, характерны только для определенных структурно-фациальных зон, а иногда для определенных фаций. Кроме того, считаем, что применение в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской депрессии стратиграфических подразделений крымской схемы, таких как куберлинский, керестинский, кумский и белоглинский горизонты и соответствующие им микрофаунистические зоны, нецелесообразно, поскольку в выделенных ранее аналогах горизонта и зон в палеогене Западного Узбекистана не выявлено достаточного сходства комплексов органических остатков по всей территории. На наш взгляд, более убедительным будет выглядеть сопоставление стратиграфических подразделений палеогена Западного Узбекистана с районами Северного Приаралья, Ферганы и Таджикской депрессии. В основу сопоставлений положены данные не только анализа органических остатков, но и комплексного изучения общих геологических, минералого-петрографических и тектонических факторов, по-разному влияющих на распределение фациальных комплексов палеогенового седиментационного бассейна.

В схеме корреляции палеогеновых отложений Западного Узбекистана выделены стратиграфические подразделения международной схемы деления палеогена и соответствующие им местные свиты и слои.

Отмечены нижний и верхний палеоцен, сопоставляемые соответственно с акджарскими и бухарскими слоями Ферганы и Таджикской депрессий. На Устюрте нижнему палеоцену соответствует зеаглинская свита, а верхнему — нижняя часть кызылтакырской.

Эоценовые отложения подразделяются на нижний, средний и верхний подотделы. Нижнеэоценовые отложения Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии сопоставлены с сузакскими слоями Ферганы. На Устюрте и Южном Приаралье им соответствует верхняя часть кызылтакырской свиты. Отложения среднего эоцена Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии сопоставлены с алайскими и бухарскими слоями Восточного Узбекистана и тесаранской свитой Северного Приаралья. На Устюрте и в Южном Приаралье им соответствуют карашорская, илья-

линская и куртышская свиты. Верхнеэоценовые отложения Кызылкумов и Бухаро-Хивинской депрессии сопоставлены с риштанскими, исфаринскими и ханабадскими слоями Ферганы и чеганской свитой Северного Приаралья. На Устюрте им соответствуют акчакаинская и дауданская свиты.

Олигоценовым отложениям в Кызылкумах, Южном Приаралье и Бухаро-Хивинской депрессии соответствует нижняя часть сарыбатырской свиты, а на Устюрте — большая часть дарьялыкской. В олигоцене Западного Узбекистана выделено три комплекса моллюсков, хорошо прослеживающихся на большой площади. В нижней и верхней частях олигоцена присутствует комплекс моллюсков, обитавших в морском бассейне с нормальной соленостью, в средней части — солоноватоводный комплекс, известный в Северном Приаралье, Крыму и на Кавказе под названием «соленовский горизонт».

В процессе палеогеографических построений выяснилось, что трансгрессия палеогенового моря нарастала от раннего палеоцена к позднему эоцену. В олигоцене размеры бассейна сократились, он несколько обмелел.

Гипсово-доломитовые отложения нижнего палеоцена многие считали (Сотириади, 1968) регрессивным циклом осадконакопления. На наш взгляд, они служат началом трансгрессивного цикла палеогенового этапа седиментации.

В палеогене преобладающими фациями являются отложения мелкого моря, формировавшиеся в условиях мелководного шельфа. В Центральных Кызылкумах, Бухаро-Хивинской депрессии и большей части Южного Приаралья располагались наиболее приподнятые, по отношению к Устюрту, участки морского бассейна.

Характер колебательных тектонических движений в палеогене в целом был унаследован от мелового периода. Основные структурные элементы впадин и поднятий постоянно развивались от палеоцена к олигоцену.

Палеогеновые отложения содержат различные осадочные полезные ископаемые, размещающиеся почти во всех стратиграфических интервалах. Главным критерием в распределении и концентрации полезных ископаемых являются фациальные особенности. Используя эту зависимость, намечены некоторые контуры возможных концентраций твердых полезных ископаемых.

Наиболее четко видна приуроченность значительных концентраций фосфоритов к прибрежным фациям палеоцена, нижнего и среднего эоцена.

Кварцевые пески образуют значительные концентрации в мелководных частях нижнеэоценового и позднеэоценового бассейна Кызылкумов, в зоне постоянных подводных течений.

ЛИТЕРАТУРА

- Авербург Н. В. К стратиграфии палеогеновых отложений Восточных Кызылкумов, «Узб. геол. ж.», 1961, № 3.
- Авербург Н. В., Бухарина А. А., Макарова Р. К. Об аналогах аральской свиты на территории Узбекистана, «Узб. геол. ж.», 1968, № 3.
- Аделунг А. С., Кушнар С. А., Чихачев П. К. Юго-Западные Кызылкумы, Геология Узбекской ССР, т. II, 1836.
- Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Валиев А. А. и др. Унифицированная схема стратиграфии, фациально-палеогеографические и литографические предпосылки нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Каракалпакии, Ташкент, ИГРНИГМ, 1968.
- Алексин А. А. Структурно-тектонический анализ и гипсоносность пород на примере Юго-Восточного Устюрта, «Разведка и охрана недр», 1959, № 8.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана, Труды геол. ком., нов. серия, вып. 151, 1916.
- Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи, Тр. ГГРУ, вып. 12, М., Л., 1931.
- Бабаев А. Г. Формация меловая Западного Узбекистана, ДАН УзССР, 1958, № 4.
- Бабаев А. Г. Перспективы газоносности Западного Узбекистана. Вестн. АН СССР, 1960, № 1.
- Бабаев А. Г., Пятков К. К., Симоненко А. Н. Карта-схема геологического районирования мезозойских и кайнозойских отложений Узбекской ССР и прилегающих районов, 1956.
- Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скопления нефти и газа, Л., Изд-во «Недра», 1963.
- Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии, ДАН ТаджССР, т. 4, 1961, № 1.
- Балахматова В. Т. Фораминиферы и стратиграфия палеогена Кызылкумов. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Балахматова В. Т. Аналоги майкопа в Северной Туркмении, В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Безобразова Н. Ф. К палеогеновым отложениям Средней Азии, Бюлл. Среднегеолуправления № 30, Ташкент, 1930.
- Беленькая И. Г. Некоторые двустворчатые сарбатырской свиты Ауминзатау (Кызылкумы). В сб. «Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Сов. Союза». Вып. 31/39—32/40. Изд-во «Недра», Москва, 1971.
- Беленькая И. Г. К стратиграфии олигоценовых отложений Западного Узбекистана. Труды аспирантов ТашГУ, физика и геология, Ташкент, 1971.
- Беленькая И. Г. Новые представители рода *Cardium* из осадков олигоцена-миоцена Кызылкумов. Труды ТашГУ, «Вопросы стратиграфии и палеогеографии», вып. 408, Ташкент, 1972.
- Беленькая И. Г., Морозов С. Д. К палеогеографии эоцена Западного Узбекистана. Труды ТашГУ, «Вопросы стратиграфии и палеогеографии», вып. 408, Ташкент, 1972.
- Беленькая И. Г., Морозов С. Д. К палеогеографии олигоцена Западного Узбекистана. Труды ТашГУ, «Проблемы геологии», вып. 378, Ташкент, 1972.
- Беленький Г. А. Геологическое строение Джаусугумского поднятия, «Докл. АН УзССР», Ташкент, 1953, № 5.
- Беленький Г. А. Геологическое строение Приташкентских Чулей, Ташкент, 1961.
- Беленький Г. А., Миркамалова С. Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии, Л., Изд-во «Недра», 1965.

- Беленький Г. А. Палеотектоническое развитие Западного Узбекистана в палеогене. Труды ТашГУ «Проблемы геологии», вып. 378, Ташкент, 1972.
- Беленький Г. А., Миркамалова С. Х., Морозов С. Д., Расулов У. М. Палеогеография палеоцена Западного Узбекистана», Труды ТашГУ «Проблемы геологии», вып. 378, Ташкент, 1972.
- Блиссавка А. Г., Габрильянц Г. А. Новая схема стратиграфического расчленения палеогеновых отложений центральной части Кызылкумов в связи с поисками нефтегазоносных структур. «Нефть и газ», 1962, № 7.
- Бойцова Е. П., Васильев И. В., Овечкин Н. К. О границах и объеме олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах (по палеоботаническим данным). Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 43, 1961.
- Бондарева Т. П., Иванова В. А., Самодуров В. И. К сопоставлению разрезов морских палеогеновых отложений Северного и Южного Приаралья, Тр. треста «Союзбургаз», 1964.
- Браташ В. И., Хасина Г. И., Шуцкая Е. К. К вопросу о возрасте верхней части бухарских слоев южного борта Верхнеамударьинской депрессии, ДАН СССР, т. 178, 1968, № 5.
- Бурачек А. Р. Раздел «Третичные отложения» в главе «Стратиграфия», Геология УзССР, 1937.
- Быкодоров В. А., Загоруйко В. А., Лосева А. В. Стратиграфия палеогена западных районов Южного Казахстана, Бюлл. МОИП, отд. геолог. т. 43, вып. 1, 1968, стр. 74—82.
- Винокурова Е. Г., Жукова С. А. К вопросу о выделении отложений датского яруса в низовьях Аму-Дарьи, «Узб. геол. ж.» 1959, № 4.
- Воскобойников М. Е., Секунова Е. М. Палеогеновые отложения Восточного Приаралья, ДАН СССР т. 181, 1968, № 5.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы, ДАН СССР, 1935, № 3—4.
- Вялов О. С. Бухарский ярус, Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 71, Л.-М., 1936.
- Вялов О. С. О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма, ДАН СССР, т. 110, вып. 4, М., 1956.
- Вялов О. С. Олигоценовые и нижнемiocеновые отложения Устюрта и Северного Приамурья — аналоги майкопской серии. В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Габриелян А. А. Палеоген Ереванского бассейна, В кн. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР», М., 1960.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР, Ереван, 1964; Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, М., Изд-во «Недра», 1968.
- Герасимов И. П., Чихачев П. К. Геологический очерк Кызылкумов, Тр. ГГРУ, вып. 82, 1931.
- Гликман Л. С., Столяров А. С. Стратиграфия верхнего эоцена Мангышлака по палеоихтиологическим данным, «Изв. АН СССР», сер. геолог., 1966, № 11.
- Грамм М. Н. О красноцветных олигоценовых отложениях Кызылкумов, ДАН СССР, т. 127, 1959, № 3.
- Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей, Автореферат доктор. дисс., 1962.
- Давлятов Ш. Д. Схема тектонического районирования мезозойских структур Западного Узбекистана, 1965.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований М., Изд-во «Мир», 1967.
- Дикенштейн Г. Х. [и др.] Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии, 1963.
- Жижченко Б. П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений юга Советского Союза, ВНИИГАЗ, 1965.
- Жижченко Б. П. Микропалеонтологические методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях, М., Изд-во «Недра», 1968.
- Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей, М., Изд-во «Недра», 1969.
- Жижченко Б. П., Колыхалова Л. А. Проект унифицированной схемы палеогеновых отложений Южных областей Советского Союза. В сб. «Стратигр. и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Сов. Союза». Вып. 31/39—32/40. Изд-во «Недра», Москва, 1971.
- Загоруйко В. А. Меловые и палеогеновые отложения Северных и Юго-Восточных Кызылкумов и некоторые вопросы их нефтегазоносности, Автореф. канд. дисс., 1964.
- Иванова В. А., Попов В. Г., Пантелеев Г. Ф. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приуралья, Тр. СГПК, вып. 2., М., Гостоптехиздат, 1961.
- Иванова В. А. Стратиграфия майкопских отложений Южного Приуралья по фора-

- миниферам, В сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналогии на Украине и в Средней Азии», Киев, 1964.
- Иванова В. А. Стратиграфическое значение фораминифер в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях Южного Приаралья и Заунгузских Каракумов, М., Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1966.
- Ильин С. И. Геологические исследования в области мезокайнозойских отложений Западного Узбекистана, Ташкент, Изд. комит. наук УзССР, 1937.
- Ильяшенко В. Я. Некоторые данные по фосфоритам Узбекистана, Тр. Главгеологии УзССР, Ташкент, 1959.
- Казаков В. А. Фосфатные фации. Труды НУИ, вып. 145, 1939.
- Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений, Изв. АН СССР, сер. геолог., 1950, № 5.
- Кандидов Н. Н., Иванова В. А. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья. Труды СГПК, вып. 1, Л., 1960.
- Каханова Л. П., Соболева Р. П. О первой находке позднепалеоценовой морской фауны в Юго-Западных Кызылкумах, ДАН СССР, т. 147, 1962, № 1.
- Каханова Л. П., Миронова Л. В. Фаунистическая характеристика алайских и туркестанских ярусов Ферганы, Тр. ВСЕГЕИ, т. 102, 1964.
- Каханова Л. П., Соболева Р. П., Ковалева Н. П. О пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена Султануиздага. Биостратигр. сборн., вып. 1, Л., 1965.
- Каханова Л. П., Яркин В. И. Новые данные к установлению нижнепалеоценовых образований в Средней Азии, ДАН СССР, т. 167, 1966, № 6.
- Каханова Л. П., Коробов А. И. Возраст морских красноцветных кайнозойских отложений и подстилающих зеленых глин Центральных и Юго-Западных Кызылкумов, Биостратигр. сборн. Тр. ВСЕГЕИ, № 4, Л., 1969.
- Качарова И. В. [и др.] Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцхской депрессии и Тriaлетского хребта. В кн. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР», Изд-во АН СССР, 1960.
- Кирюхин Л. Г., Клейпер Ю. М., Слюсарева А. П. и др. Тектоническое строение платформенного чехла восточной части Северо-Кызылкумского синеклиза, Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1963, № 6.
- Ковалев В. С. Строение эрозийной поверхности палеогеновых отложений Юго-Восточного Приаралья, ДАН УзССР, 1964, № 8, стр. 35—37.
- Коптальцев А. А., Полканова Л. П., Самодуров В. И. О палеогеновом этапе развития территории Устюрта, Бюлл. МОИП, отд. геолог. вып. 4., 1967.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. К стратиграфии палеогеновых отложений низовьев Аму-Дарьи в связи с новыми находками моллюсков, ДАН СССР, т. 127, 1959, № 1.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. Новые данные о пограничных горизонтах между эоценовыми и олигоценными отложениями в Южном Приаралье, ДАН СССР, вып. 134, 1960, № 4.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. К стратиграфии и фаунистической характеристике палеогеновых отложений Кызылкумов и Южного Приаралья, Тр. ВСЕГЕИ, 1964.
- Коробков И. А., Коробков А. И. К проблеме ярусного деления олигоцена, Изд-во АН СССР, Науки о Земле, т. 18, 1965, № 5.
- Коробков А. И. Олигоценные отложения Северного Устюрта как основа для расчленения олигоценных отложений Казахстана и Средней Азии, Бюлл. НТИ, сер. геол. месторожд. полезн. ископаемых, регион. геол. № 7, М., ОНТИ ВИЭМСА, 1967.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова А. В. К истории триоктаэдричных слюд в осадочных породах, в кн. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Средней Азии и пути их изучения, Геология и физика, 1960, № 4.
- Крашенников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа, В кн. «Вопросы седиментации», М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кургалимова Г., Прусова И. А. Расчленение палеогеновых отложений на территории Северных Кызылкумов и юго-восточной части Тургайского прогиба по фауне фораминифер, Бюлл. МОИП, отд. геол. 1964, № 2.
- Кургалимова Г. Г. Стратиграфия и фации средне- и верхнеэоценовых отложений в Восточном Приаралье и Северных Кызылкумах по фауне фораминифер, Бюлл. Моск. обл. испытат. природы, № 4, 1967, стр. 38—46.
- Кургалимова Г. Г. Верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые отложения в Восточном Приаралье и их зональное деление по планктонным фораминиферам, Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1968, № 6.
- Кушнарв С. А. О геологии Юго-Западных Кызылкумов. Учен. записки географич. фак-та, вып. 1, т. 3, Изд. Моск. обл. педагогич. ин-та, М., 1940.
- Лебзин Е. В. О скорости прогибания земной коры Бухаро-Хивинской области в ме-

- зозойское и кайнозойское время, «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана», стр. 86—91, Ташкент, 1964.
- Липман Р. Х., Айзенштат И. М., Казимирова Л. Х. Новые данные о микрофаунистической характеристике стратотипического разреза тасаранской свиты палеогена в Северном Приаралье, Тр. ВСЕГЕИ, 1964.
- Макарова Р. К., Миронова Л. В. О сопоставлении морских палеогеновых отложений Тургай, Приаралья и Средней Азии, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.
- Макарова Р. К., Цацир Э. Ф. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья и Кызылкумов, Сб. научн. трудов Главгеологии УзССР, вып. 3, Изд-во «Наука», Ташкент, 1964.
- Макарова Р. К. Новые данные о нижнемиоценовых отложениях Кызылкумов, ДАН СССР, 1967, № 6.
- Макарова Р. К. Стратиграфия палеогеновых отложений Южного Приаралья в моллюски зоны *Variamussium fallax* из хадумского горизонта, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1969.
- Мандельштам М. И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии, Микрофауна СССР, Сб. 10, Тр. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1959.
- Мартынова М. Я., Секунова Е. М. Корреляция морских палеогеновых отложений Приаралья и Кызылкумов по фораминиферам, Изв. АН КазССР, сер. геол., 1966, № 1.
- Мерклин Р. Л. Горизонты средне- и верхнеолигоценовых отложений юга СССР, Докл. АН СССР, т. 144, 1962, № 2.
- Мерклин Р. Л., Столяров А. С. О соленовском горизонте Западного Копетдага, МОИП отд. геол., т. XXXVII, 1962, № 5.
- Минакова Н. Е. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Кызылкумов, Тр. ВСЕГЕИ, 102, 1964.
- Минакова В. Е. Палеогеновые отложения, Стратиграфия Узбекской ССР, т. II, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1966.
- Миркамалова С. Х. Стратиграфия и моллюски палеогена Приташкентского района и Кызылкумов, Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Миркамалова К. палеогеографии среднего олигоцена Кызылкумов и Приташкентского района, Тр. САГУ, Изд-во САГУ, нов. сер., вып. 125, геол. науки, кн. 10, Ташкент, 1958.
- Миркамалова С. Х. Новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений Западного погружения Нуратинских гор, Тр. САГУ, вып. 180, Ташкент, 1960.
- Миркамалова С. Х. Двустворчатые моллюски сумсарской свиты Центральных Кызылкумов, Тр. САГУ, вып. 120, Ташкент, 1963.
- Миркамалова С. Х., Беленький Г. А. Палеоген Восточного Узбекистана, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1971.
- Миркамалова С. Х., Беленький Г. А., Морозов С. Д., Беленькая И. Г., Расулов У. М. Стратиграфия палеогеновых отложений Западного Узбекистана. Труды ТашГУ, «Вопросы стратиграфии и палеогеографии», вып. 408, Ташкент, 1972.
- Миронова Л. В. Бухарская свита палеогена Средней Азии, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 38, Л., 1960.
- Михайловский С. Н. Геологические исследования в Центральной Бухаре, Зап. горн. ин-та, т. 5, вып. 2—3, Л., 1914.
- Морозов С. Д. К вопросу о границе палеоцена и эоцена в Центральных Кызылкумах. Труды аспирантов ТашГУ, физика и геология, Ташкент, 1971, вып. 407.
- Морозов С. Д. Этапы и последовательность образования аутигенных минералов в палеоцен-эоценовых отложениях Центральных Кызылкумов. Труды аспирантов ТашГУ, физика и геология, Ташкент, 1971, вып. 407.
- Морозов С. Д., Беленькая И. Г. Генетические типы разрезов палеогена Центральных Кызылкумов. Труды ТашГУ, «Проблемы геологии», вып. 408, Ташкент, 1972.
- Мушкетов И. В. Туркестан, т. 1, СПб, 1886.
- Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии, Средазгеолтрест, Ташкент, 1936.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана, Ташкент-Москва, 1926.
- Немков Г. И. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение, Изд-во «Наука», 1967.
- Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Загоруйко В. А. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 5, Алма-Ата, 1962.
- Носовский М. Ф. Олигоцен В сб. «Никопольский марганцеворудный бассейн», Изд-во «Недра», М., 1964.
- Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, Тр. ВСЕГЕИ, 1954.
- Овечкин Н. К. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья, В кн. «Материалы по стратиграфии мезокайнозой Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности»,

- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 77, Л., 1962. Проект унифицированной схемы деления неоген-антропогенных отложений южных областей Советского Союза, Тр. ВНИИГАЗ, М., 1968.
- Прусова И. А. К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемiocеновых отложений Северо-Устьюртского прогиба, В сб. «Майкопские отложения и их аналоги на Украине и в Средней Азии», Киев, «Наукова думка», 1964.
- Пяновская И. А. К истории геологического развития Кызылкумов в меловом и палеогеновом периодах, Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, стр. 49—51, М., 1962.
- Пяновская И. Л., Геккер Р. Ф. Характер скалистых берегов и население в меловом и палеогеновом морях Центральных Кызылкумов, Тр. Узб. геол. управления, сб. 1, геол. Госгеолтехиздат, 1962.
- Пяновская И. Л. История геологического развития Центральных Кызылкумов, Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1966.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1967.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах, Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 46, 1961.
- Решение постоянной стратиграфической комиссии по палеогену СССР (принято на V пленарном заседании 15—19 мая 1962 г.) «Советская геология», 1963, № 4.
- Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, вып. 1, СПб., 1878.
- Рухин Л. В. Основы литологии, Изд-ние 2-е, Госоптехиздат, Л., 1961.
- Рухин Л. В. Основы литологии, Изд-ние 2-е, Госоптехиздат, Л., 1961.
- Рыжков О. А., Давлятов М. Д., Эгамбердыев М. Э. О тектонике антиклинальных поднятий Кызылкумов, Докл. АН УзССР, 1959, № 5.
- Рыжков О. А. Схема структурно-тектонического районирования мезозойских и кайнозойских отложений Узбекистана, В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей», Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Сакина Н. И. Новые виды остракод из палеогеновых отложений Восточного Устьюрта. Труды аспирантов ТашГУ, физика и геология, Ташкент, 1971, вып. 407.
- Салибаев Г. Х. К стратиграфии верхних горизонтов палеогена Таджикской депрессии, «Ахбороти Акад. Фанҳои СССР», 1966, № 2.
- Саперсон Э. И., Железнов А. А. Схема расчленения палеоцена и эоцена на Севере Туркмении, ДАН СССР, т. 164, 1962, № 4.
- Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений, Ин-т геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Изд-во АН СССР, 1961.
- Ситдыков Б. Б. К характеристике начальной фазы эпиплатформенных тектонических движений в Центральных Кызылкумах, Докл. АН УзССР, 1967, № 11.
- Слодкевич В. С. Некоторые новые или малоизученные корбулиды из эоценовых отложений Туркестана, Изд-во геол. комитета, т. XIVIII, 1929, № 3.
- Сотириади К. А. Юрские и меловые отложения Западного Узбекистана и их нефтегазоносность, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1968. Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных стран, кн. 2, Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, тт. I, II, III, Ин-т геологии АН СССР, М., 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли, Госгеолтехиздат, 1963.
- Субботин С. И. О причинах и механике образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры, В кн. «Структуры земной коры и деформации горных пород», МГК, XXI сес. докл. совещ. геологов, Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Субботина Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер, Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 96.
- Судо М. М. О границе между эоценом и олигоценом в Западном Копетдаге, Изв. АН ТуркмССР, 1968, № 5.
- Сулейманов И. С. Материалы к стратиграфии олигоцен-неогеновых отложений района гор Тамдытау в Центральных Кызылкумах, Докл. АН УзССР, 1968, № 6.
- Таль-Вирский Б. Б. Карта рельефа складчатого фундамента запада Средней Азии, 1967.
- Татишвили К. Г. Справочник по экологии морских брахиопод, Образ жизни брюхоногих моллюсков, принадлежащих к родам, представленным в кайнозое юга СССР, АН ГрузССР, Ин-т палеоботаники, Баку, 1968.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород, Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана, Изд-во «Недра», Л., 1967. Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии, Изд-во «Недра», М., 1964.

- Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана, Изд-во АН СССР, Баку, 1962.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации, Изд-во «Наука», 1967.
- Цацир Э. Ф. К палеогеографии раннего эоцена на территории Кызылкумов и Южного Приаралья, Тр. Главгеологии УзССР, Сб. 7, сер. геол., Гостоптехиздат, М., 1962.
- Цацир Э. Ф. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья и Кызылкумов, Сб. научн. трудов ин-та геологии и геофиз. АН УзССР, вып. 3, 1964.
- Цацир Э. Ф. О верхнем олигоцене Кызылкумов, Бюлл. МОИП, 1969, № 1.
- Щуцкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и Крыма, В кн. «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР, Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Щуцкая Е. К. Стратиграфическая схема датского яруса, палеогена и нижнего миоцена западной части Средней Азии, «Геология нефти и газа, 1963, № 12.
- Щуцкая Е. К. Нижний палеоген Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии, Автореф. докт. дисс., М., 1965.
- Щуцкая Е. К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии, Изд-во «Недра», М., 1970.
- Яншин А. А. Геология Северного Приаралья, МОИП, М., 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Краткий обзор истории исследования	4
Стратиграфия палеогена (С. Х. Миркамалова, И. Г. Беленькая, С. Д. Морозов, Г. А. Беленький, У. М. Расулов)	9
Региональные схемы	16
Нижний палеоцен	20
Верхний палеоцен	21
Нижний эоцен	22
Средний эоцен	24
Верхний эоцен	25
Олигоцен	26
Минералого-петрографическая характеристика пород палеогена (С. Д. Морозов, Г. А. Беленький)	30
Минералогический состав палеогеновых отложений	30
Петрографическая характеристика	50
Характеристика фациальных комплексов (Г. А. Беленький, С. Д. Морозов)	65
Палеогеография палеогена (Г. А. Беленький)	75
Ранний палеоцен	77
Поздний палеоцен	81
Ранний эоцен	84
Средний эоцен	87
Поздний эоцен	90
Олигоцен	92
Палеотектоническое развитие	100
Полезные ископаемые (Г. А. Беленький)	108
Заключение	110
Литература	

Коллектив

ПАЛЕОГЕН ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати Ученым Советом геолфака ТашГУ.

Редактор Р. Якубович
Технический редактор Р. Ибрагимова
Корректор А. Айрапетова

Р-05413. Сдано в набор 12/1-72 г. Подписано к печати 6/VII-72 г. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага тип. № 1. Бум. л. 3,625. Печ. л. 10,15. Уч.-изд. л. 9,2. Изд. № Н—1114. Тираж 500.
Цена 92 к.

Отпечатано с набора ордена Трудового Красного Знамени типографии издательства ЦК КП Белоруссии, Минск, Ленинский проспект, 79, в типографии им. Франциско (География) Скорины издательства «Наука и техника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по печати, Минск, Ленинский проспект, 68. Заказ 753. Адрес издательства: г. Ташкент, ул. Го-голя, 70. Зак. 559.