

Р. А. ГАБРИЛ'ЯН

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

**МЕЛОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ
И ЦЕНТРАЛЬНЫХ
КЫЗЫЛКУМОВ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗВЕДКИ НЕФТЯНЫХ
И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Р. А. ГАБРИЛЬЯН

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ
И ЦЕНТРАЛЬНЫХ
КЫЗЫЛКУМОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „ФАН“ УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ. 1966

В работе изложены результаты литологических исследований меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов, освещены вопросы петрографии, минералогии, гранулометрии, геохимии и палеогеографии меловых образований.

Книга рассчитана на литологов и геологов широкого профиля.

Ответственный редактор

Доктор геолого-минералогических наук

профессор А. Г. БАБАЕВ

ВВЕДЕНИЕ

На территории Кызылкумов литология меловых отложений детально не изучалась. В данном районе проводились главным образом геологическая съемка (Герасимов и Чихачев, 1927, 1928; Кушнар, 1938, 1940; Чуенко и Смолко, Рывкин, Стародубцева, Урманов, Хайруллина, Попов, Михно, Эгамбердыев, Пятков, Бухарин, Пяновская, Стукова, Денисова и др.), геоморфологические наблюдения и гидрогеологические исследования (Кванина и др.). Работниками треста Узбекнефтегазразведка (Ким Бен Чан, Сотириади, Жуковский, Чернов и др.) выполнено картирование отдельных структур.

Особо следует выделить работы С. А. Кушнаря, который собрал, детально проанализировал и обобщил богатейший фактический материал по мезозойским отложениям Кызылкумов. Значительны исследования П. П. Чуенко и А. С. Смолко, систематизировавших материал по геологическому строению районов от Чарджоу до Аральского моря. Результаты изучения стратиграфии меловых образований Бухарской области и Кызылкумов нашли отражение в работах И. И. Сулейманова (1955), Е. Г. Винокуровой (1960—1962), Р. Ю. Музафаровой (1952) и др. К сожалению, большинство упомянутых авторов не располагало материалами по систематическому изучению литологии меловых отложений Кызылкумов и их выводы носили фрагментарный характер. Общими соображениями они руководствовались и при палеогеографических реконструкциях. Исключение составляют работы К. А. Сотириади и А. Г. Бабаева, обобщивших специально собранный и изученный материал по мезозойским и кайнозойским отложениям Бухарской, Каршинской, Хорезмской областей и отчасти Кызылкумов. Между тем изучение литологии и геохимии меловых пород Кызылкумов, граничащих с Бухаро-Хивинской нефтегазоносной областью, где в меловых накоплениях выявлено пять продуктивных горизонтов,

представляет большой интерес. Оно позволит проследить фа-
 циальную изменчивость меловых отложений от Кызылкумов
 до Бухаро-Хивинской области, расшифровать палеогеогра-
 фические условия их образования и уяснить историю геологи-
 ческого развития края.

Т а б л и ц а 1

Объем аналитических исследований

Вид анализа	Количес- ство анали- зов	Место исполнения	Исполнитель
Определение карбонатности пород	283	ИГИРНИГМ, лабора- тория палеогеографии	Н. А. Багдасарова Р. А. Габрильян
Определение гранулометриче- ского состава пород (с выде- лением 12 фракций)	283	Там же	Н. А. Багдасарова Л. Булатова
Разделение образцов на лег- кую и тяжелую фракции	250	Там же	Р. А. Габрильян Л. Булатова
Изучение легкой и тяжелой фракций в иммерсионных препаратах	150	Там же	Р. А. Габрильян
Петрографическое описание шлифов	238	Там же	Р. А. Габрильян
Определение обменных способ- ностей глинистых пород	210	Там же	Н. С. Панова
Определение форм серы	145	Там же	М. И. Демидова
Определение форм железа	367	Там же	М. И. Демидова
Изучение редких и рассеянных элементов методом спек- трального анализа	314	ИГИРНИГМ, лабо- ратория литологии Чаткальская ГРЭ спектральная ла- боратория	Ш, Амирханов А. Д. Звягинцева Т. Амилъханов
Определение физических пара- метров пород	249	ИГИРНИГМ, лабо- ратория физики пласта Институт геологии и геофизики	З. С. Ибрагимов Р. Мендиянов Э. Е. Рабаева
Термические анализы	34	АН УзССР ТашПИ, ИГИРНИГМ, лаборатория палеогеографии	Н. С. Панова
Химические анализы	36		
Рентгено-структурные анализы	20	САИГИМС	
Люминесцентные анализы	121	ИГИРНИГМ, лабо- ратория геохимии	А. К. Каримов Х. Авазатов М. Юлдашев
Химико-битуминологические определения	10	Там же	Те же
И т о г о	2710		

На основании вышеизложенного Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений Министерства геологии СССР, включил в план своих работ тему: «Литология меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов». Исходными данными для настоящей работы послужили фактические материалы, собранные нами в процессе полевых исследований в 1958—1961 гг., когда было описано большинство опорных разрезов мела Кызылкумов.

Во время полевых работ изучено девять разрезов, по которым обработано 780 образцов. Кроме того, мы использовали материалы геолого-съёмочных партий Министерства геологии УзССР.

подавляющая часть экспериментальной работы выполнялась в лаборатории палеогеографии ИГИРНИГМа, спектральные анализы в лаборатории Института, термические и часть химических — в лабораториях Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР. Рентгено-структурное изучение образцов глинистых пород было проведено в САИГИМСе. Отмывка образцов для извлечения микрофауны выполнена в лаборатории биостратиграфии ИГИРНИГМа (табл. 1).

Мы выражаем благодарность доктору геолого-минералогических наук профессору А. Г. Бабаеву, под руководством которого выполнялась настоящая работа, а также дирекции ИГИРНИГМа за содействие в ее осуществлении. Кроме того, мы глубоко признательны сотрудникам лаборатории палеогеографии, проводившим аналитические работы по данной теме и оформлявшим графический материал, — Н. С. Пановой, Н. А. Багдасаровой, М. И. Демидовой, М. С. Парфеновой, Н. Кашиной, Т. Азизян, Ф. А. Бухардиновой, Н. Д. Дядиченко.

Глава I

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Осадки мезозойской группы на территории Кызылкумов практически представлены лишь меловыми образованиями, так как триасовые отложения на рассматриваемой площади сейчас не известны, а юрские обнаружены лишь в двух пунктах — в районе кол. Сарыбатыр и на северном склоне Кульджуктау. Накопления же меловой системы широко распространены. Такая неравномерность объясняется историей геологического развития края (Бабаев, 1957, 1959; Грушевой, 1961).

Отмечая значительное развитие меловых отложений, необходимо обратить внимание на неполноту мелового разреза, характерную для всей изучаемой области. В нижних секциях разреза она имеет сингенетичную природу, а в верхних — эпигенетичную. А. Г. Бабаев, исходя из генетических предпосылок, выделил среди меловых разрезов Западного Узбекистана два основных типа: полный и сокращенный. К собственно сокращенным он отнес сингенетично сокращенные разрезы, а эпигенетично сокращенные предложил рассматривать как разновидность полных (Бабаев, 1959).

В Кызылкумах развиты только сингенетично сокращенные разрезы, но степень их сокращенности для различных районов неодинакова.

Многие эти разрезы сокращены в результате эпигенетического размыва верхних секций (рис. 1). Из схемы видно, что границей, разделяющей разрезы с нижнемеловым и верхнемеловым основаниями, является линия, огибающая с юга Зирабулакские горы, с северо-востока Кульджуктау и субмеридионально протягивающаяся на север. К югу и западу от нее размещаются разрезы, в которых базальные слои представлены альбскими или неоком-аптскими отложениями.

На территории Кызылкумов наиболее древняя часть меловой системы — альбский ярус, а область развития разрезов с неоком-аптскими слоями в основании расположена юго-западнее линии Сукайты — Кульджуктау — Кошайтау — Султан-Уиз-Даг, т. е. вне рассматриваемой площади. Правда, в районе Кульджуктау (у юго-восточной оконечности Бельтау и юго-восточнее совхоза Джангельды) А. А. Кулешом и др.

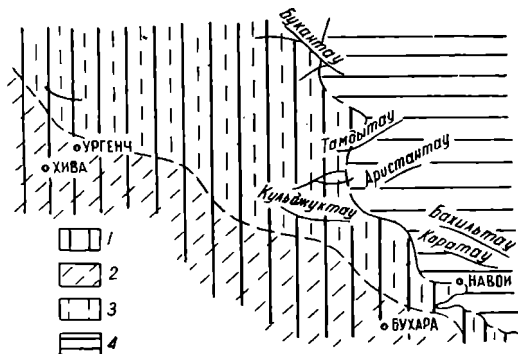


Рис. 1. Схема расположения разрезов мела различного типа.

1 — разрезы с нижнемеловым основанием; 2 — неоком-аптским; 3 — альбским; 4 — разрезы с верхнемеловым основанием.

описаны образования, представленные пестроцветными конгломератами, песчаниками с прослоями глин и алевролитов, залегающие с угловым несогласием на доаптской коре выветривания и перекрывающиеся морскими фаунистическими накоплениями альба. В кровле этой толщи осадков Т. А. Сикстель и Н. П. Гомолицким определены растительные остатки *Weichselia* sp., *Gleichenia* sp., *Lacopteris* sp., датирующие возраст вмещающих их пород как нижнемеловой. По стратиграфическому положению описываемые отложения, сохранившиеся во впадинах древнего рельефа, условно отнесены к апту (В. И. Железнов, М. Л. Рывкин).

К северо-востоку от линии раздела разрезов с нижнемеловым и верхнемеловым основаниями расположены разрезы, где базальными являются сеноманские, туронские, а порой и сенонские образования. В предгорьях Каратау находятся пункты, где меловые породы целиком выпадают из колонки.

Следовательно, в направлении с запада на восток степень сингенетичной сокращенности мелового разреза возрастает, и его подошва постепенно омолаживается. Так, в районе совхоза Джангельды на домеловую кору выветривания налегают

аптские (?) образования, несколько восточнее альбские, у кол. Торткудук и Бошагитма — сеноманские. Далее к востоку, в районе кол. Кокча, на палеозое, с угловым несогласием залегают нижнетуронские осадки, на южном склоне Каратау, у кол. Четгык, — верхнетуронские и, наконец, у сел. Гуруляук — маастрихтские. Естественно в этом направлении и сокращение мощности мелового разреза (рис. 2) от 650 м у совхоза Джангельды до 6 м у сел. Гуруляук.

Неполнота стратиграфической колонки, обусловленная сингенетичными причинами, усугубляется вторичными, эпигенетическими процессами, приведшими к сокращению мощностей ярусов верхнемелового отдела.

В наиболее полных разрезах мела на территории Юго-Западных и Централных Кызылкумов исследователи выделяют апт (условно), альб, сеноман, нижний и верхний турон и сенон, отмечая повсеместно следы размыва как между отдельными ярусами, так и внутри них. Кроме того, установлено региональное отсутствие в разрезах мела датского яруса. В. М. Железнов и М. Л. Рывкин в отложениях сенонского надъяруса гор Кульджуктау и Ауминзатау по литологическому составу пород и отчетливо фиксируемым размывам выделяют три пачки (нижнюю, среднюю и верхнюю), которые Е. Г. Винокурова и Е. А. Жукова (1962) по комплексу заключенной в них фауны датируют соответственно коньяк — сантоном, кампан — нижним маастрихтом и верхним маастрихтом. По литологическим особенностям слагающих пород внутри нижнетуронского подъяруса района Кульджуктау и Ауминзатау В. М. Железнов, М. Л. Рывкин различают две пачки — нижнюю и верхнюю.

Севернее Ауминзатау, в районе Букантау, накопления нижнетуронского подъяруса исследователи подразделяют на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю (Пятков, Бухарин, Айсанов, 1958; Питинов, Смыков и др., 1960).

В обнажении на южном склоне Кульджуктау, наиболее полном среди разрезов мела Кызылкумов, меловые осадки залегают на доаптской коре выветривания, представленной маломощными красноцветными глинистыми образованиями. Они начинаются пестроокрашенными конгломератами с прослоями желтоватых известняков и алевролитами, переслаивающимися с глинами, в которых обнаружены растительные остатки нижнемелового возраста (апт?). Выше расположена толща, относимая к нижнему альбу и сложенная темно-серыми горизонтальнослоистыми глинами и алевролитами с прослоями песчаников. Глины изобилуют обугленными растительными остатками.

Сеноманские отложения по литологическим особенностям и окраске пород подразделяются на две части. Нижняя сложена гравелитами, глинами и алевролитами, окрашенными

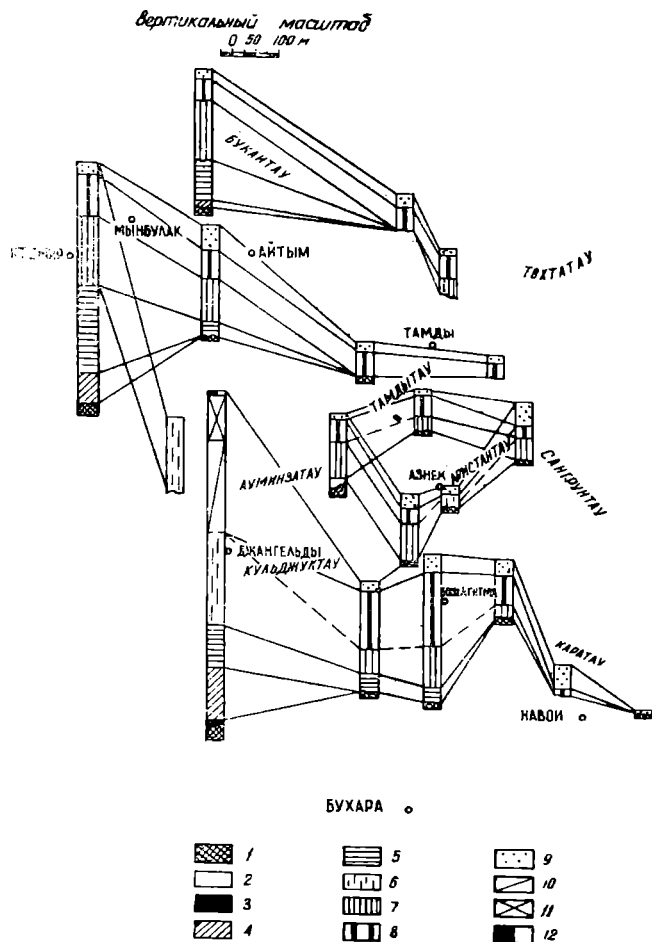


Рис. 2. Схема сопоставления меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов.

1 — палеозой, 2 — юра, 3 — апт (?), 4 — альб, 5 — сеноман, 6 — турон, 7 — нижний турон, 8 — верхний турон, 9 — сенон, 10 — коньяк-сантон, 11 — кампан—нижний маастрихт, 12 — верхний маастрихт.

неравномерно пятнисто в яркие цвета (преимущественно красный и сиреневый). В восточном направлении в результате сокращения алевролитов и глин в составе сеноманских

пород увеличивается грубообломочный материал. Верхняя часть сеноманского разреза ложится на нижнюю с размывом и состоит из более мелкозернистых осадков — песчаников, глин и алевролитов зеленовато-серого и желтовато-зеленого цвета. В кровле сеномана залегают ярко-красные песчаники, являющиеся хорошим маркирующим горизонтом.

Образования нижнетуронского подъяруса по литологическому составу также делятся на две пачки. Нижняя состоит из серых и коричневатых-серых песчаников с тонкими прослоями зеленовато-серых глин и алевролитов. В песчаниках встречены мелкая галька палеозойских пород, зубы акул, остатки окаменевших деревьев. Сохранились косая слоистость, знаки ряби, а также зерна аутигенного глауконита, на основании чего данные породы можно считать прибрежно-морскими. Верхняя часть нижнетуронского подъяруса сложена зелеными глинами с прослоями алевролитов и бурых сильно ожелезненных песчаников. В основании верхнетуронских накоплений, залегающих со следами размыва на нижнетуронских, прослеживается розовый песчаник с включением кварцевых зерен и окатышей нижележащих пород. Выше следует пестроокрашенная пачка песчаников, глин и алевролитов с линзовидными прослоями конгломератов и разнозернистых песчаников, содержащих обломки окаменевшей древесины. Осадки верхнего турона фациально не выдержаны.

В настоящее время пестроцветные накопления, развитые в Кульджуктау и ранее датируемые верхним туроном, Е. А. Жукова и Е. Т. Винокурова относят к коньяку — сантону, по сопоставлению с аналогичными образованиями в Ауминзатау, где обнаружена *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Вук.

Отложения сенонского надъяруса по литологическому составу пород и отмечаемым размывам делятся на три пачки. В нижней преобладают кварцево-слюдистые пески с прослоями бурых сильно ожелезненных песчаников, глин и алевролитов; средняя состоит из алевролитов, глин и песчаников, а верхняя из двух слоев песчаного ракушечника, разделенных серо-зелеными и кремовыми глинами и алевролитами.

Общая мощность меловых отложений на южном склоне Кульджуктау максимальная (650 м), а количество горизонтов с фауной больше, чем во многих других пунктах рассматриваемой территории.

К востоку от Кульджуктау мощность мелового разреза сокращается, и в нем появляются грубообломочные породы (рис. 2). Так, на меридиане сел. Торткудук из разреза выпадают аптские и альбские отложения. Торткудукский разрез по общему строению, составу слагающих пород и фациям

близок к Бошагитминскому. Здесь на палеозойских мраморах резко несогласно залегает пестроцветная пачка сеноманских пород, состоящая из яркоокрашенных глин с прослоями гравелитов, реже песчаников и алевролитов. В кровле находится разногалеchnый конгломерат, сцементированный песчано-глинистым материалом серого цвета. Между сеноманом и нижним туроном отмечено угловое несогласие. Нижнетурунские образования сложены зелеными и темно-зелеными глинами, огипсованными, тонкослоистыми, зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками. К востоку от Торткудука в разрезах нижнего турона увеличивается количество глинистого материала, пески и песчаники присутствуют в глинах только в виде прослоев.

Верхнетурунские осадки состоят из известковистых, преимущественно мелкозернистых песков и песчаников, светло-серых, светло-розовых, желтых, реже охристых и бурых, с редкими прослоями зеленых и пестроцветных глин и алевролитов.

Сенон сложен серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песками и песчаниками, среди которых прослеживаются отдельные прослои доломитов и доломитизированных известняков. Суммарная мощность верхнемеловых образований у сел. Торткудук 210 м, а в районе кол. Бошагитма — 338,5 м. Далее на восток, в предгорьях Нуратинского Каратау, мощность мелового разреза сокращается в результате выпадения нижних секций, но литологический состав и фации имеющихся отложений очень напоминают Бошагитминский разрез.

К северу от Ауминзатау, в районе Букантау, также наблюдаются сокращение мощности мелового разреза и изменение фаций слагающих его пород. Здесь на предмеловой коре выветривания трансгрессивно залегают альбские слои с мелкогалеchnым конгломератом или гравелитом в основании. Выше следует пачка линзовидно переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин, окрашенных в светло-серые и желтовато-зеленые цвета. В отличие от морских мелководных накоплений альба Кульджуктау, рассматриваемые образования относятся к континентальным субаквальному отложению. Сеноман ложится с размывом на осадки нижнемелового отдела. По литологическому составу слагающих его пород он резко отличается от сеномана Кульджуктау и несколько напоминает синхронные накопления Торткудука и Бошагитмы. По сравнению с последними в нем значительно сокращается мощность глинистых прослоев за счет увеличения количества грубообломочного материала (мелкогалеchnые конгломераты, гравелиты), песчаные породы не отсортированы (много пат-

тумов). Кроме того, меняется тип построения разреза: если в Торткудуке и Бошагитме конгломераты залегают в кровле сеномана, то в Кулкудуке, Тамдыкудуке они являются базальными слоями, выше которых следуют гравелиты, песчаники и паттумы.

Отложения сеномана в Букантау фациально неустойчивы. К северо-востоку от Кулкудука, в районе кол. Бахали, в разрезе сеномана грубообломочные породы уступают место глинам и алевролитам, а далее на восток появляются снова.

Нижнетуронский подъярус по литологическому составу пород подразделяется на три пачки. Нижняя слагается линзовидно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами, реже гравелитами; средняя состоит из серых однотонных алевролитистых глин с линзами и гнездами мелкозернистых песчаников и алевролитов. В составе верхней пачки преобладают алевролиты. Отложения нижнетуронского подъяруса фациально не выдержаны. Трехчленное строение рассматриваемый подъярус имеет у пос. Учкудук. В районе пос. Кулкудук нижний турон представлен линзовидно переслаивающимися гравелитами, песчаниками и глинами.

Верхнетуронские образования сложены пестроцветными мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов, алевролитов и глин. В основании сенона залегают гравелит или крупнозернистый песчаник с включением кварцевой и кремневой гальки, а также окатышей нижележащих пород. Выше следует пачка светлоокрашенных мелкозернистых песков и песчаников с линзовидными прослоями ракушечников.

В Тамдыкудукском разрезе, в отличие от приведенного выше описания, верхнетуронские и сенонские отложения почти целиком состоят из песчаных пород.

В районе Тамдытау и Ауминзатау, по сравнению с южнее расположенными районами, мощности мела значительно сокращены, но тип разреза напоминает Бошагитминский.

Итак, на рассматриваемой территории нет полных разрезов мела. Все они объединяются в сингенетично сокращенные. Наиболее полные из них тяготеют к юго-западному участку интересующей нас области. Особенно сильно сокращаются мощности мелового разреза в восточном направлении.

Среди фациально многообразных разрезов мела Юго-Западных и Центральных Кызылкумов в качестве наиболее характерных можно выделить Джангельдинский (южный склон Кульджуктау), Бошагитминский, Кулкудукский и Тамдыкудукский.

Все указанные особенности, характерные для меловых разрезов изучаемых районов (неполнота стратиграфической колонки, значительные колебания мощностей отдельных стратиграфических интервалов, фациальная пестрота) отражают историю геологического развития Кызылкумов, где в меловой период ритм колебательных движений был более разнообразным, чем в южнее расположенных областях и «тенденция к погружению... не была столь ярко выражена» (Бабаев, 1959).

Глава II

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ¹

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Обломочные породы

Конгломераты. Развиты преимущественно в сеноманской части разреза и либо залегают на размытой поверхности палеозойских пород, либо образуют прослои в терригенной толще сеномана. Встречаются в виде прослоев разной мощности и линз, выклинивающихся по простиранию. Снизу вверх по разрезу замещаются гравелитами, грубо- и крупнозернистыми песчаниками, переходящими далее в средне- и мелкозернистые.

Макроскопически конгломераты — грубообломочные породы серого и желтовато-серого цвета; по составу относятся к полимиктовым разностям. Средний состав 100 отобранных галек следующий, %: кварц — 65, кремнистые породы — 14, сланцы — 1,5, известняки — 3, кварциты — 13, песчаники — 3,5.

По величине галек выделяются разногалечные и мелкогалечные конгломераты. В разногалечных размеры галек колеблются от 0,5 до 5—7 см; в мелкогалечных от 0,3—0,5 до 2—3 см. Преобладающий размер галек 0,8—1,2 см в диаметре.

Отсортированность конгломератов низкая. Окатанность галек слабая. Галька прочно сцементирована песчано-глинистым или известковистым материалом.

Соотношение обломков и цементирующего материала различное. В нижней части в довольно значительных по мощности пластах (до 5—10 м) по количеству галька преобладает над цементом. Снизу вверх число галек сокращается.

¹ При изложении результатов петрографического изучения меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов мы использовали генетическую классификацию М. С. Швецова (1948).

В конгломератах, образующих прослой в терригенной толще, попадаются редкие окатыши подстилающих пород (глины, песчаники).

По трещинам порода местами окрашена растворами солей железа в фиолетовые тона, а гидроокислами железа — в охристые и красно-бурые.

Мощность конгломератов изменяется от 0,5 до 10 м. В рельефе их пласты обычно образуют невысокие грядки.

Гравелиты. В одних случаях являются базальным слоем в основании верхнемелового разреза, в других — переходным типом пород от конгломератов к песчаникам. Залегают в разрезе в виде пластов, линзообразно замещающихся по простиранию грубо- и крупнозернистыми песчаниками. Снизу вверх по разрезу они также переходят в крупно- и далее средне- и мелкозернистые песчаники. Макроскопически это грубообломочные породы бурого, темно-бордового и серого цветов. Встречаются и пестроцветные разновидности.

По составу базальные гравелиты являются полимиктовыми и напоминают конгломераты. Вещественный состав обломочной части следующий, %: кварц — 70, кремнистые породы — 15, сланцы — 2, известняки — 3, кварциты — 10.

Состав гравелитов, переслаивающихся с песчаниками и глинами, олигомиктовый (преимущественно кварцевый). Они чаще светло-серой и светло-сиреневой окраски.

По величине галек различаются мелко-, крупно- и разногалечные гравелиты. Базальные полимиктовые гравелиты, как правило, крупно- и разногалечные, а олигомиктовые мелкогалечные. В последних преобладают гальки размером 0,2—0,3 см в диаметре, в крупногалечных — 0,8—0,7 см.

Кроме того, часто попадаются крупные гальки, достигающие 2—3 см в диаметре. В базальных гравелитах это обломки палеозойских пород, а в гравелитах из средней части разреза — окатыши глин и песчаников из подстилающих слоев.

Галька гравелитов плохо окатана. В них много и остроугольных обломков. Иногда выделяются даже брекчиевидные гравелиты.

Обломки в цементирующей массе распределены крайне неравномерно. Галька сцементирована песчано-глинистым материалом. Состав цемента может быть также железистым и песчано-глинисто-железистым. Прочность цементации различная. Базальные конгломераты сцементированы прочно, а степень цементации небазальных гравелитов средняя. Имеются пласты слабо сцементированных, рыхлых пород.

В серых и пестроцветных гравелитах видны буро-ржавые и красно-бурые пятна — следы вторичного ожелезнения.

Мощность гравелитовых пластов — 0,5—2 м. Как и конгломераты, они образуют в рельефе невысокие грядки или выступают небольшими карнизами.

Песчаники — самый распространенный тип обломочных пород в меловых образованиях рассматриваемой территории. Обычно ими сложены значительные по мощности толщи, а в некоторых случаях (Четтык) и весь разрез. Кроме того, песчаный материал в качестве примеси входит в состав вышеописанных конгломератов и гравелитов. Среди верхнемеловых песков и песчаников по составу цемента, окраске пород и некоторым другим признакам выделяются известковистые, не известковистые, известковые, железисто-известковые, железистые, красноцветные и пестроцветные.

К известковистым мы отнесли песчаники с содержанием карбонатного материала от 10 до 30% веса породы, к известковым — от 30 до 50%. В железистых песчаниках железа больше 10%, а в железисто-известковых 3—10%.

Известковистые песчаники широко развиты в верхнемеловых отложениях Кызылкумов. Они характерны для туронских и сенонских накоплений и почти не встречаются в сеномане. Макроскопически это светло-серые, желтовато-серые, реже розовые и зеленовато-желтые породы, преимущественно мелкозернистые, прочно сцементированные, часто косослоистые. Преобладающая гранулометрическая разность — алеврито-глинистая и глинисто-алевритовая. Кроме того, встречаются среднезернистые и слабо сцементированные песчаники. В рассматриваемых породах наблюдаются включения окатышей зеленых глин, а также плохо окатанной гальки палеозойских образований. В отдельных горизонтах отмечены раковины пелеципод, зубы акул и обломки стволов окаменелых деревьев. Известковистые песчаники образуют довольно выдержанные по простиранию пласты, которые с приближением к древним областям сноса могут фациально замещаться гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Контакт с подстилающими слоями спокойный, но иногда известковистые песчаники залегают на них со следами размыва. Мощность слагаемых ими пластов колеблется в пределах 0,5—3,5 м. В рельефе они образуют невысокие карнизы.

Под микроскопом видна псаммитовая равномерно- и неравномернозернистая структура. Породы состоят из обломочных зерен размером 0,2—0,25 мм в поперечнике (отдельные зерна — 0,33—0,5 мм, более мелкие — 0,1—0,16 мм). Обломочные зерна остроугольные (в основном кварцевые) и плохо окатанные (обломки кварцитов и глинистых сланцев).

Состав цемента кальцитовый, реже глинисто-кальцитовый и железисто-глинисто-кальцитовый. Структура цемента скрыто-кристаллическая и мелкокристаллическая. Наиболее распространенный тип цементации — базальный, но встречается и цемент соприкосновения.

На долю обломочной части в среднем приходится 60% породы. Цементирующий материал распределен между обломочными зернами довольно равномерно.

В составе обломочной части различаются кварц, полевые шпаты, обломки глинистых сланцев и кварцитов. Ее средний состав по подсчетам, произведенным в шлифах, следующий, %: кварц — 44, плагиоклазы — 13, глинистые сланцы — 27, кварциты — 12,5, нерудные и непрозрачные — 2,7, единичные зерна калишпата, микроклина, биотита, мусковита.

Тяжелая фракция достигает 1,3% веса породы, в среднем 0,4—0,7%. Преобладающими здесь являются магнетит с ильменитом и гематит; наиболее постоянные — турмалин, гранат, ставролит, циркон, сфен, рутил, эпидот.

Результаты петрографического и минералогического изучения известковистых песчаников хорошо увязываются с данными химического анализа. Главнейшим компонентом постоянно оказывается SiO_2 . Содержание его колеблется от 43,64 до 70,92%, в среднем 50,84%. Железо входит в состав известковистых песчаников в виде окислов, в среднем 1,1—1,3%. Количество Al_2O_3 несколько повышено (7,6—12,4%) из-за примеси глинистой фракции. MgO мало (0,86%), но наблюдается значительное количество CaO — 16,5—20,18%. Это обусловлено преимущественным развитием кальцита в составе цемента.

Известковые песчаники также широко распространены в меловых разрезах Кызылкумов. Внешне они сходны с известковистыми. Макроскопически это светло-серые, зеленовато-серые, иногда темно-серые и желтовато-серые породы, довольно однородные, мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые. В большинстве случаев прочно сцементированные, хотя наблюдаются и рыхлые разности, вплоть до уплотненных песков.

В мелко- и среднезернистых песчаниках имеются включения мелких окатышей чистых и песчанистых глин размером 0,2—1,5 см по длинной оси. В крупнозернистых песчаниках, лежащих с размывом на подстилающих слоях, встречаются гальки палеозойских пород, окатыши глин и песчаников.

Известковые песчаники образуют пласты мощностью от 0,5 до 6,7—7,5 м, которые по разрезу и на площади могут переходить в песчаные известняки.

Макротекстура этих песчаников массивная и горизонтально-слоистая. Мощность отдельных слоев измеряется 5—20 см. Известковые песчаники выступают в рельефе невысокими карнизами.

Под микроскопом наблюдается псаммитовая в большинстве случаев равномернозернистая структура (рис. 3, а). Средний размер обломочных зерен 0,15—0,35 мм; в некоторых образцах отмечается примесь алевроитовой фракции, представленной зернами 0,1—0,08 мм.

Обломочные зерна состоят из кварца, полевых шпатов, кварцитов, филлитовых сланцев. Кварцевые зерна остроугольные, обломки кварцитов плохо, а филлитовых сланцев хорошо окатаны. Средний состав обломочной части, определенный в шлифах, следующий, %: кварц — 35, калишпат — 12, глинистые сланцы — 25, кварциты — 15, плагиоклазы — 5, микроклин — 5, биотит, мусковит, дистен, пироксен, турмалин, циркон и рудные по 0,3.

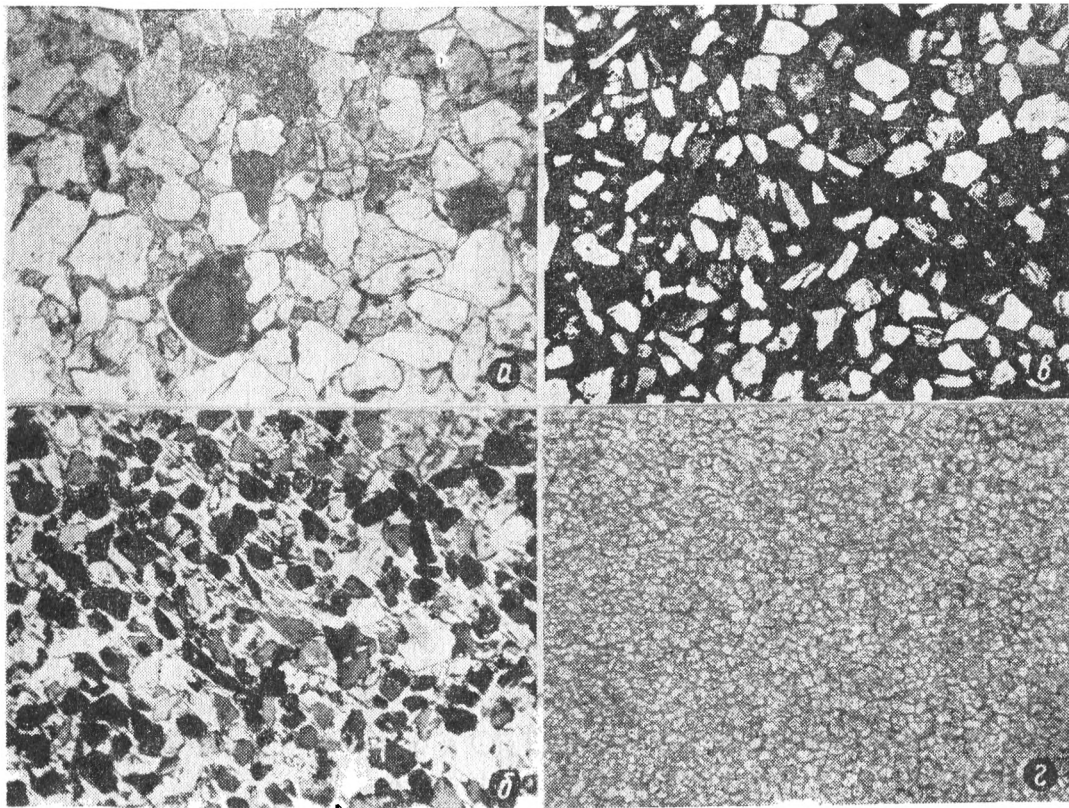
Обломочная часть в среднем занимает 70% площади шлифа, цементирующая 30. Состав цемента кальцитовый, глинисто-кальцитовый, иногда доломитово-кальцитовый. Структура цемента скрыто-кристаллическая, мелко- и крупнокристаллическая. Самый распространенный тип цементации базальный, но наблюдается цемент соприкосновения и пойкилокластический (рис. 3, б).

Тяжелая фракция составляет 1,2—1,6% веса породы. Преобладающими минералами, как и в известковистых песчаниках, являются магнетит с ильменитом и гематит. Кроме минералов, присутствующих в тяжелой фракции известковистых песчаников, здесь отмечаются дистен, биотит, хлорит. Основным компонентом в образцах известковых песчаников остается SiO_2 , его содержание измеряется 40,71—54,42%; Fe_2O_3 изменяется от 1,22 до 1,93%, Al_2O_3 —1,27—5,58%, что зависит от насыщенности пород глинистыми частицами; содержание CaO и MgO несколько выше, чем в известковистых песчаниках, CaO в среднем равно 20—25, 28%, MgO — 1,1—3,15%. Карбонаты часто представлены кальцитом с примесью доломита.

Железистые песчаники в разрезах мела Кызылкум приурочены в основном к верхнетуронским отложениям, встречаются и в сеноне. Среди вмещающих толщ они резко выделяются своей окраской — от темно-вишневой до бурой, темно-коричневой и почти черной. Макроскопически это очень крепкие породы с металлическим блеском на свежем изломе, мелкозернистые, часто косослоистые. Рыхлые землистые разности крайне редки. В описываемых породах

Рис. 3 Микрофотографии шлифов:

a — зерна глауконита (темные) в известковом песчанике; тип цементации поровый (обр. 422, верхний турон, Торткудук). Николи II, об. 8х. *б* — песчаник, тип цементации пойкилокластический, цемент карбонатный (обр. 385, верхний турон, Торткудук). Николи — об. 8х; *в* — песчаник с железистым цементом, тип цементации базальный (обр. 426, верхний турон, Торткудук). Николи II, об. 8х; *г* — доломит (обр. 76, нижний турон, Аккудук). Николи II об. 8х.



отмечаются включения плохо окатанной гальки кварца и палеозойских сланцев размером 0,5—0,8 см в поперечнике, иногда до 1,5 см. Железистые песчаники, в которых наблюдается повышенное содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (20%), лишены органических остатков. В породах, где $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ меньше 20%, встречаются раковины пеллеципод.

Описываемые песчаники образуют невыдержанные по простиранию пласты небольшой мощности (0,2—1,5, в среднем 0,5 м); встречаются линзовидные тела и железистые конкреции причудливых очертаний, заключенные в светлоокрашенных песчаниках. Иногда железистые песчаники присутствуют в косослоистых светло-серых и желтых песчаниках в виде микропрослоев, благодаря чему косая слоистость оттеняется особенно рельефно. Описываемые породы, как правило, имеют резкий контакт с подстилающими и покрывающими слюдами. На дневную поверхность они выходят небольшими по мощности плитами.

Под микроскопом хорошо различима псаммитовая неравномерно-зернистая структура. Обломочная часть породы состоит из остроугольных зерен кварца, угловатых зерен полевых шпатов и обломков глинистых сланцев и кварцитов. Обломочные зерна, особенно полевых шпатов, часто сильно корродированы. Средний размер их 0,14—0,2 мм. Состав цемента железистый, иногда с примесью глинистого материала. Характерный тип цементации — базальный (рис. 3, в) и соприкосновения. Цементирующий материал распределен между обломочными зернами в целом довольно равномерно, хотя местами встречаются заметные скопления. Средний состав обломочной части следующий, %: кварц — 72, полевые шпаты — 13, глинистые сланцы — 5, кварциты — 2,6, разложившиеся зерна — 7,4.

Содержание тяжелой фракции достигает 6,3%. Она почти целиком состоит из гематита и гидрогетита (94%) с примесью магнетита (3,0—6,0%). Остальные минералы присутствуют в виде единичных зерен (циркон, турмалин, гранат, ставролит, хлорит). В составе железистых песчаников преобладает SiO_2 . Даже в образце с максимальным содержанием Fe_2O_3 (26,92%) SiO_2 составляет 65,8%. Железо сосредоточено в породах главным образом в виде окисных соединений: Fe_2O_3 11,2—26,92%, а CaO — 0,41—3,64%, причем содержание Fe_2O_3 обратно пропорционально CaO , т. е. чем больше в породе Fe_2O_3 , тем меньше CaO и наоборот. В большинстве проб отмечается Al_2O_3 (0,09—1,4%). Количество MgO изменяется от 0,0 до 0,88%.

Железисто-известковые песчаники, подобно

известковистым, широко распространены в меловых разрезах Кызылкумов. Вышеописанные железистые песчаники встречаются реже, чем железисто-известковые, в которых наряду с карбонатами, составляющими 30—32% веса породы, насчитывается до 10% Fe_2O_3 . Песчаники рассматриваемого типа приурочены в основном к верхнему туруну, а местами (Тамдыкудук) к верхней части нижнего туруна.

В отличие от светлоокрашенных известковистых и известковых песчаников, железисто-известковые — коричневого, коричневато-бурого, реже охристого цвета. Макроскопически это мелкозернистые прочно сцементированные породы, часто горизонтальнослоистые. Мощность отдельных слоев колеблется от 1 до 10 см, в среднем 2—3 см. В отдельных горизонтах наблюдаются косая слоистость, а также знаки волноприбойной ряби.

В песчаниках попадаются окатыши зеленых и желтых глин размером 5—6 см по длинной оси и 0,3—1 см в поперечнике. Трещины и пустоты обычно выполнены мелкокристаллическим кальцитом.

Иногда железисто-известковые песчаники содержат раковины пелеципод. В морфологическом отношении они занимают промежуточное положение между известковистыми и железистыми. Мощность пластов, слагаемых ими, колеблется в пределах 0,5—0,2 м, т. е. по мощности они близки к известковистым песчаникам. На дневной поверхности описываемые песчаники не образуют карнизы, а, как и железистые, выступают отдельными плитами.

Под микроскопом они сходны с известковистыми песчаниками. Разница лишь в обогащении карбонатного материала, цементирующего обломочные зерна, окисными соединениями железа. В отличие от железистых песчаников, здесь видны многочисленные пустоты и трещины, заполненные мелкозернистым кальцитом.

В составе легкой фракции различаются кварц, полевые шпаты, обломки пород и разложенные зерна. В тяжелой фракции преобладают гематит и магнетит. В незначительных количествах обнаружены циркон, гранат, турмалин, ставролит, рутил, биотит, мусковит.

Основной компонент песчаников рассматриваемого типа — SiO_2 , хотя содержание его, по сравнению с железистыми песчаниками, заметно ниже: оно изменяется от 50,48% до 52,4%. Несколько повышено количество Al_2O_3 (7—9%), что объясняется примесью глинистого материала; Fe_2O_3 — 3—4,8%; CaO — 16,51—16,81%; MgO присутствует в малых количествах — 0,86—0,97%, иногда достигает 1,3%.

Неизвестковистые песчаники распространены по всему меловому разрезу. Мощность пластов, слагаемых ими, в среднем 1—1,5 м, хотя в отдельных случаях она сокращается (0,5 м) или увеличивается (17,5 м).

Макроскопически это светло-серые, серовато-желтые, реже светло-зеленые породы с разной прочностью цементации, массивные и косослоистые. Гранулометрический состав очень разнообразен. Здесь встречены все гранулометрические разновидности, от мелкозернистых до грубозернистых с включением зерен кварца и палеозойских пород гравелитовой размерности. Грубозернистые пески и песчаники в разрезе переслаиваются с гравелитами и часто на площади фациально ими замещаются.

В отдельных горизонтах известковистых песчаников отмечаются прослои игольчатого гипса мощностью 7—10 см. Из органических остатков встречены только зубы акул. Песчаники этого типа часто олигомиктового (кварцевого) состава. Содержание SiO_2 в них достигает 91,5%.

Под микроскопом наблюдается псаммитовая равномерно-зернистая структура. Кварцевые зерна окатанные и полукатанные. Тип цементации базальный. Цемент глинистый, иногда с незначительной примесью карбонатного материала.

Содержание тяжелой фракции колеблется в пределах 0,25—0,8%. Рудных минералов (гематит, магнетит, ильменит) в ее составе 23,1—56,7%, нерудных непрозрачных — 6,0—19%. Устойчивые минералы представлены цирконом, турмалином, гранатом, рутилом. Кроме того, обнаружены дистен, ставролит, хлорит, эпидот, а также единичные зерна сфена и брукита. В числе аутигенных минералов следует отметить барит (1,1—8%).

Красноцветные и пестроцветные пески и песчаники в основном приурочены к сеноманским и верхнетуронским отложениям, хотя единичные слои этих пород отмечаются в нижнем туроне и сеноне.

Макроскопически это мелкозернистые породы, разнообразной окраски: от кирпично- и мясо-красной до пестроцветной (светло-серой, бурой, розовой, светло-зеленой). По простирацию красноцветные песчаники нередко переходят в сероцветные. В тонкослоистых разностях наблюдается чередование разноокрашенных прослоев мощностью 1—5 мм.

Под микроскопом видна псаммитовая неравномерно-зернистая структура. Типы цементации базальный, соприкосновения, иногда поровый. Цемент глинистый, обогащенный гидроокислами железа, редко с незначительной примесью карбонатного материала.

В большинстве случаев гидроокислы железа равномерно распределены среди глинистого цемента, но местами образуют изолированные сгустки (пятнистый, или сгустковый тип цементации).

Породообразующие минералы — кварц и полевые шпаты. Кроме того, описываемые песчаники и пески обогащены обломками различных пород. По минералогическому составу тяжелой фракции описываемые породы близки к неизвестковистым песчаникам.

В красноцветных разностях наблюдается несколько повышенное количество Fe_2O_3 (до 8%).

Алевролиты. В изученных разрезах распространены весьма незначительно. В основном они развиты среди глинистых пачек, где образуют отдельные прослои (мощностью 0,3—2,8 м) и линзы (мощностью до 0,3 м).

Макроскопически это светло-серые, иногда с желтоватым и светло-сиреневым оттенком породы, однородные массивные, с разной прочностью цементации, вплоть до рыхлых алевритов. Местами алевролиты сильно огипсованы и содержат редкие окаменелые кости позвоночных.

По гранулометрическому составу выделяются глинистые и песчано-глинистые разности. Чистые алевролиты не обнаружены.

Содержание алевритовой фракции в них колеблется от 45,6 до 70,9%. Примесь песчаной фракции в алевролитах составляет 0,2—31,2%, глинистой 17—44%.

Под микроскопом хорошо различима мелкоалевритовая структура. Основные породообразующие минералы — кварц и полевые шпаты. Обломочные зерна неотсортированные, угловатые, размер их 0,02—0,1 мм. Встречаются единичные зерна мусковита и биотита.

Цемент глинистый, иногда с примесью гидроокислов железа. Типы цементации базальный и пленочный. В составе тяжелой фракции преобладают гематит и магнетит с ильменитом (суммарное содержание их 55%); нерудных непрозрачных минералов 25%; остальные представлены цирконом, гранатом, ставролитом, турмалином, эпидотом, рутилом, дистеном, роговой обманкой, хлоритом, глауконитом.

Неотсортированные (паттумные) породы. В разрезах занимают третье место после песчаников и глин. Из трех основных номенклатурных фракций: песчаной, алевритовой и глинистой — ни одна не достигает 50%. По внешнему виду описываемые породы схожи с песчаниками и алевролитами. Окрашены в светло-серые, зеленовато-серые и охристо-бурые цвета. Прочность цементации различная, от рыхлых до крепких.

Некоторые слои паттумов, в основном глинистых, содержат многочисленные окатыши глин размером 1—5 см по длинной оси. Каверны и пустоты в них выполнены мелкокристаллическим кальцитом. Мощности слагаемых ими слоев колеблются в пределах 0,4—0,2 м. Собственно паттумы распространены незначительно, чаще встречается песчанистый, глинистый и алевроитовый паттумы, в которых одна из соответствующих фракций заметно преобладает над другими. Диагностировать этот тип породы в шлифах часто невозможно. Выделять его в самостоятельную группу удастся только после получения данных гранулометрического анализа.

Под микроскопом видно, что паттумные породы не отсортированы и состоят из обломочных зерен, в большинстве плохо окатанных и остроугольных, песчаной и алевроитовой размерностей. Пространство между обломочными зернами заполнено глинистым и карбонатно-глинистым материалом, часто обогащенным гидроксидами железа.

По составу терригенной части (кварц, полевые шпаты, обломки кварцитов, известняков, сланцев) паттумы являются полимиктовыми образованиями. Иногда количество обломков превышает содержание кварца и полевых шпатов. Состав цемента глинистый, глинисто-известковый, известково-глинистый, обогащенный гидроксидами железа. Типы цементации базальный, сгустковый и механического заполнения.

Содержание тяжелой фракции в среднем 0,6—1%, в некоторых образцах достигает 1,65%. По минералогическому составу тяжелой фракции паттумы аналогичны песчаникам. Преобладающие минералы — рудные (магнетит, ильменит, гематит). Постоянно присутствуют циркон, турмалин, гранат, ставролит, рутил, дистен, биотит. Характерно почти повсеместное отсутствие барита.

Глинистые породы

В меловых отложениях исследуемой территории глинистые породы в виде отдельных прослоев и пачек встречаются по всему разрезу, составляя в нижнем туроне до 95% его мощности. По степени распространенности они занимают второе место после песков и песчаников. Однако основная часть глинистых пород приурочена к нижнетуронским и сеноманским накоплениям, в верхнем туроне и сеноне они встречаются редко.

Глинистые породы сеномана пестрые: светло-сиреневого, фиолетово-серого, голубовато-серого, розового, желтого и бордового цветов. Они линзообразно переслаиваются с мелко- и тонкозернистым песком и гравелитом. В описываемых

породах присутствуют мелкие окатыши светло-табачной глины, железистых песчаников и алевролитов, галька кварца и палеозойских пород размером 1—3 см, а также гравийные зерна кварца 0,2—0,5 см в поперечнике. Глины плотные крупнооскольчатые и микрослоистые, на ощупь жирные, маркие. По гранулометрическому составу выделяются чистые глины, песчанистые и алевритовые. Термическим и рентгено-структурным анализами в большинстве проб обнаружен каолинит, кроме того, встречаются глины гидрослюдистого состава (монотермит).

Глины нижнего тулона зеленого, табачно-зеленого, серого, иногда шоколадно-коричневого цветов. По трещинам и плоскостям наслоения гидроокислами железа они обычно окрашены в бурые тона. В этих породах значительно снижено содержание грубообломочной примеси, хотя в линзах песчаника, заключенных в глинистой пачке, иногда попадаются кварцевые зерна размером до 1 см. Среди рассматриваемых глин выделяются плотные неслоистые и на ощупь жирные слоистые разновидности. Глины нижнего тулона часто огипсованы. Гипс образует в них отдельные прослои мощностью 1—2 см, а также мелкие линзы и скопления неправильной формы.

По гранулометрическому составу различаются алевритовые, песчанистые, чистые, реже алеврито-песчанистые, а также известковистые глины, обогащенные карбонатным материалом. Повсеместно в них отмечаются микропрослои мелкозернистых светлоокрашенных песков. Нижнетулонские глинистые породы имеют монтмориллонитовый и гидрослюдистый состав (гидрослюда типа гидромусковит-серпичит). Лишь в одном образце обнаружен каолинит.

Верхнетулонские глины отличаются яркой окраской — красно-бурой, светло-зеленой, малиновой, фиолетовой. По гранулометрическому составу выделяются песчанистые, алевритовые и песчано-алеваитовые глины. Породы тонкослоистые из-за изменения окраски глин, а также переслаивания их с бурым и охристым мелкозернистым песком и алевролитом. Глины огипсованные. Минералогический состав в основном гидрослюдистый. Случаи нахождения в образцах монтмориллонита единичны.

Глинистые породы сенона аналогичны верхнетулонским. Результаты термического и рентгено-структурного анализов свидетельствуют о неодинаковом минералогическом составе разновозрастных глин. В отложениях сеномана развиты глины преимущественно каолинитового состава. Кроме того, устанавливается примесь гидрослюда. В нижнетулонских глинах определены гидрослюда и монтмориллонит, верхне-

туронские глины в основном гидрослюдистые, в отдельных случаях монтмориллонитовые и каолинитовые.

Под микроскопом чистые глины представляют собой тонкодисперсную массу, слабо реагирующую на поляризованный свет, часто обогащенную бурыми окислами железа. Иногда различимы мелкочешуйчатые агрегаты, оптический характер которых улавливается по их совместному воздействию на поляризованный свет.

Глинистые породы содержат терригенную обломочную примесь, состоящую из плохо окатанных кварцевых, разрушенных полевошпатовых зерен и обломков пород алевроитовой и песчаной размерностей. В иммерсионных препаратах в тяжелой фракции, а также в шлифах определены циркон, гранат, сфен, корунд, глауконит, биотит, мусковит, из рудных — гематит, магнетит.

В глинах с очень незначительной примесью терригенного материала наблюдаются крупно- и тонкопелитовая структуры, в алевроитовых — алевро-пелитовая и в песчаных — псаммо-пелитовая. Для песчано-алевритовых характерна псаммо-алевро-пелитовая структура. В глинах, тонко переслаивающихся с алевролитами, под микроскопом устанавливается микрогоризонтальнослоистая текстура. Кроме того, в глинистых породах встречаются неправильно слоистая, пятнистая и беспорядочная микротекстуры.

В известковистых глинах изотропная глинистая масса сильно кальцитизирована, местами отмечаются микролинзы и трещины, выполненные мелкозернистым кальцитом.

Химические породы

Карбонатные породы. В меловых отложениях Кызылкумов распространены незначительно, встречены лишь в сенонской части разреза.

За основу изучения вещественного состава карбонатов взяты результаты валового химического анализа, которые дополнялись исследованием пород в плоскопараллельных шлифах и рассмотрением термограмм.

При описании вещественного состава мы пользовались классификацией З. С. Ибрагимова (1960), являющейся развитием классификации А. М. Габрильяна (1944) с учетом содержания в карбонатах $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Согласно этой классификации, среди карбонатных пород меловых отложений выделены известняки и доломиты, а также известняки и доломитизированные известняки, обогащенные терригенным материалом.

Известняки. В верхней части сенонского разреза об-

разуют весьма редкие маломощные (0,2—0,3 м) горизонты. Макроскопически представлены светло-серыми и белыми известняками, плотными, массивными, крепкими, изредка горизонтально-слоистыми. Содержание терригенной примеси не превышает 10%, а количество окислов железа, как правило, меньше 1%. Для описываемой породы характерно однообразие гранулометрического состава терригенной примеси. В известняках сенона нерастворимый остаток выражен песками, глинистыми и глинисто-алевритовыми песками. Этим они отличаются от палеогеновых известняков, в которых терригенный материал состоит из глинистых алевритов и паттумов. Местами встречена обильная фауна рудистов.

Под микроскопом порода пелитоморфной и мелкозернистой структуры. На отдельных участках наблюдается крупнокристаллический кальцит. Помимо основной массы минералов, присутствует терригенная примесь песчаного материала, состоящая в основном из плохо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. На кривых нагревания известняков отчетливо фиксируется эндотермический эффект (850—950°), соответствующий диссоциации кальцита.

Доломиты. Как и известняки, встречаются только в сеноне, почти всегда в его верхней части. Образуют выдержанные по простиранию, обычно резко выделяющиеся среди вмещающих толщ пласты крепких и рыхлых пород светло-серой и белой окраски. Среди доломитов различаются пористые массивные разности и реже породы с брекчиевидной структурой. В описываемой породе часто содержатся раковины пеллеципод и мелкокристаллические скопления прозрачного гипса. Обычно мощность доломитовых слоев 0,3—0,5 м, но в некоторых разрезах (Аккудук) она достигает 3,5 м.

На кривых нагревания доломитов ясно выражены два эндотермических эффекта. Первый (750°) связан с диссоциацией доломита на составные части, а также с одновременной диссоциацией магнезита, второй (850—950°) обуславливается диссоциацией кальцита.

Под микроскопом наблюдаются пелитоморфные и мелкозернистые разности с плохо различимыми зернами доломита, между которыми встречаются редкие зерна кварца песчано-алевритовой размерности (рис. 3, г). В пустотах и трещинах видны аутигенные образования радиально-лучистого, волокнистого и крупнопластинчатого гипса.

Известняки, обогащенные терригенным материалом. Распространены среди карбонатных пород меловых разрезов намного шире, чем чистые известняки. Количество терригенной примеси в них достигает 43%.

Гранулометрический состав нерастворимого остатка выражен песками, глинами, реже паттумами и алевритами. Из-за увеличения в породах количества окислов железа они часто окрашены в светло-бурые и желтые тона. Под микроскопом их структура мелкозернистая, а при значительном содержании песчаной фракции крупнозернистая. Терригенная примесь состоит в основном из неокатанных и плохо окатанных зерен кварца, полевых шпатов, редко обломков песчаников и глин; распределена неравномерно. В тяжелой фракции нерастворимого остатка присутствуют гематит, магнетит, циркон, турмалин, ставролит, гранат, рутил, дистен, хлорит и барит.

Известняки рассматриваемого типа фациально замещаются ракушечниками, по простирацию нередко переходят в известковые и известковистые песчаники. Некоторые горизонты содержат раковины пелеципод.

Доломитизированные известняки, обогащенные терригенным материалом, по внешнему виду похожи на известняки, содержащие обломочную примесь. Это кремовые, светло-серые и светло-бурые породы, крепкие, массивные, звенящие при ударе. На поверхности они слагают невысокие карнизы с крупными пустотами выдувания. Мощности образованных ими пластов колеблются в пределах 1,5—2,6 м. В отдельных горизонтах встречена фауна пелеципод.

Выделение описываемых пород в разрезе возможно только после получения данных химического анализа.

Под микроскопом видна пелитоморфная и мелкозернистая минеральная масса, в которой беспорядочно распределен обломочный материал. По минералогическому составу терригенной части описываемые породы аналогичны известнякам.

Анализ полученных термограмм показывает, что доломитистые известняки, как правило, содержат примесь каолинита. На кривых нагревания образцов с примесью каолинита, кроме термических эффектов, свойственных кальциту и доломиту, ясно различаются эффекты, связанные с присутствием каолинита: эндотермический в температурном интервале 500—550° и экзотермический при 930°.

Карбонатные породы, обогащенные терригенным материалом, как чистые известняки и доломиты, приурочены к верхней части сенонского разреза.

Сульфатные породы. В изученных разрезах выражены гипсами, которые образуют в песчано-глинистых и карбонатных породах самостоятельные прослои очень незначительной мощности (2—5 см). Слои, заключенные в песчаных породах,

обычно слагаются игольчатым кристаллическим гипсом, а в глинистых — крупнопластинчатым. И те, и другие, как правило, приурочены к сенонской секции разреза.

Кроме того, в верхнем туроне, сеноне, а местами в нижнем туроне (Аккудук) развиты огипсованные глины и песчаники. Цвет огипсованных глин зеленовато-серый, светло-зеленый. В породах гипс чаще всего образует небольшие гнезда неправильной формы и линзы, состоящие из мелких кристаллов. В глинах на плоскостях напластования попадаются отдельные хорошо ограненные кристаллы гипса, а также скопления землистых и белых порошковатых масс. В основном кристаллы гипса бесцветные и прозрачные, но наблюдаются розовые и желтые разновидности.

В редких случаях гипс является цементом в песчаных породах (пойкилокластический тип цементации). В доломитах его аутигенные образования выполняют пустоты и трещины. Под микроскопом различаются радиально-лучистый, волокнистый и крупнопластинчатый гипс.

Биохимические породы

Ракушечники. Образуют единичные горизонты среди сенонских отложений. Они представлены исключительно устричными разностями. Мощности слагаемых ракушечниками пластов измеряются 1,5—2 м. Фациально ракушечники замещаются известковистыми и известковыми песчаниками, детритусовыми известняками.

Макроскопически это желтовато-зеленые, зеленовато-серые и светло-бурые породы, переполненные раковинами пеллеципод, сцементированных кальцитом, доломитом и песчаноглинистым материалом, иногда обогащенным гидроокислами железа. В некоторых горизонтах имеются включения мелкой, плохо окатанной гальки кварца.

Часто вверх по разрезу количество раковин постепенно уменьшается, с одновременным возрастанием содержания песчаного материала и переходом ракушечника в песчаники.

Детритусовые известняки. В виде маломощных единичных прослоев отмечаются в верхней части сенонских накоплений. Эти породы сложены мелкими обломками различных раковин. Кроме того, в них насчитывается до 40% мелкого обломочного материала (песок, глина, алеврит). Под микроскопом отмечается органогенная, а при значительном содержании терригенного материала — органогенно-обломочная структура.

РАЗМЕЩЕНИЕ ПО РАЗРЕЗУ ОСНОВНЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД

В изученных разрезах по составу слагающих их пород можно выделить толщи: преимущественно грубообломочную (сеноманскую), песчано-глинистую (нижнетуронскую), песчаную (верхнетуронскую), песчаную с подчиненными прослоями карбонатных пород (сенонскую).

Большая часть грубообломочных образований (конгломераты, гравелиты) концентрируется в накоплениях сеномана. Обычно они залегают на размытой поверхности палеозойских пород и являются базальным слоем верхнемелового разреза или слагают прослой в терригенной толще сеномана. Кроме того, в основании верхних частей разреза (нижний и верхний турон, сенон) почти повсеместно прослеживаются гравелиты, налегающие с размывом на подстилающие слои.

Песчаники развиты по всему меловому разрезу, но особенно насыщены ими сенон и верхний турон. Интересно проследить распределение их разновидностей в разрезах. Известковистые песчаники не приурочены к определенным стратиграфическим интервалам. Они встречаются от сеномана до сенона включительно. Пестроцветные пески и песчаники характерны для сеноманских отложений, а красноцветные — для верхнетуронских и реже для сеноманских. Верхнетуронская и сенонская секции разреза обогащены известковистыми и известковыми песчаниками. Последние почти не встречаются в сеномане. Железистые песчаники сосредоточены преимущественно в верхнем туроне, хотя их отдельные прослои прослеживаются в сенонских отложениях. С верхним же туроном связано и подавляющее большинство железисто-известковых песчаников; значительно меньше приходится на верхнюю часть нижнего турона.

В меловых разрезах рассматриваемой территории алевролиты распространены весьма незначительно. В одних местах (Горткудук) они отмечены в сеномане и верхнем туроне, в других (Кулкудук) — в сеномане и нижнем туроне.

Неотсортированные (паттумные) породы встречаются по всему верхнемеловому разрезу. Однако большая насыщенность ими характеризует верхнетуронские слои и заметно меньшая — нижнетуронские и сенонские.

Глинистые породы слагают отдельные прослои и пачки в меловых отложениях от сеномана до сенона включительно. По степени распространения они занимают второе место после песков и песчаников. Основная их масса заключена в нижнетуронских и сеноманских отложениях, к верхнему турону и сенону приурочиваются немногочисленные прослои.

Глины сеномана отличаются пестрая окраска, примесь грубообломочного материала, линзообразное переслаивание с мелко- и тонкозернистым песком и гравелитом, преимущественно каолинитовый состав.

Нижнетуронские глины окрашены в более спокойные тона (зеленый, табачно-зеленый, серый), содержание грубообломочного материала в них значительно снижено. Глины слоистые, жирные на ощупь, часто огипсованные, иногда известковистые; по минералогическому составу выделяются монтмориллонитовые и гидрослюдистые. Глинистые породы верхнетуронских накоплений в большинстве случаев красноватые, переслаивающиеся с мелкозернистыми песками и алевролитами; по составу преимущественно гидрослюдистые.

Карбонатные породы в меловых отложениях Кызылкумов распространены незначительно. Почти все они приурочены к сенонской части разреза. Исключение составляет лишь Аккудукский разрез, где в нижнем туроне прослежен единичный прослой доломита мощностью 0,4 м.

Весьма маломощные (8—10 см) прослой сульфатных пород (гипсов) большей частью также концентрируются в сенонских накоплениях. Огипсованные пески и песчаники развиты в верхнем туроне и сеноне, а местами в нижнем туроне.

Породы органогенного происхождения (ракушечники, детритусовые известняки) обнаружены только в сенонской секции мелового разреза.

Глава III

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Почти все меловые разрезы Кызылкумов в основном сложены песчаными, часто слабо сцементированными образованиями, по сравнению с которыми другие типы пород являются подчиненными.

Известно, что песчаники и пески близкого минералогического состава и сходной структуры нередко генетически разнородны. Полевые наблюдения над условиями залегания песчаных пород, их внешним обликом, мощностями, соотношениями друг с другом, характером косої слоистости обычно не дают окончательного представления о генезисе этих пород. Комплекс наблюдений часто необходимо дополнять данными палеонтологического исследования, минералогического и гранулометрического анализов. Однако эти материалы характеризуют только некоторые стороны сложного процесса формирования песчаных пород.

Внешний облик осадочных образований, характер их залегания, мощность, соотношения друг с другом, наблюдаемые в поле, помогают составить общее представление об условиях отложения песчаных пород. Вывод, вытекающий из этих данных, неполный, а часто и недостоверный. В его уточнении большую, нередко решающую роль играет исследование заключенного в породе палеонтологического материала. Но такой аргументацией, к сожалению, не всегда можно воспользоваться, так как песчаные породы часто не содержат органических остатков. Так обстоит дело и с нашим материалом. Поэтому при изучении песчаных пород обычно уделяется большое внимание их гранулометрии. Способов интерпретации данных механического анализа существует немало, но все они, как правило, ограничиваются классификацией пород по структурным признакам.

Иногда гранулометрия песчаных пород используется для расшифровки генезиса. Между тем данные гранулометрического анализа позволяют выяснить динамику отложения осадков. Каждая среда (воздушная, водная), в которой переносится и осаждается кластический материал, оказывает определенное влияние на формирование гранулометрической структуры породы. Степень отсортированности осадка также зависит от среды отложения. Даже в одной и той же среде, например, водной, осадки, отложенные при колебательном и поступательном движениях воды, отличаются друг от друга своим гранулометрическим составом. Поэтому данные гранулометрического анализа позволяют судить о генезисе песков. Кроме того, они используются при определении наименования песчаных пород, что совершенно необходимо при геологических исследованиях. Однако надо считаться и с тем, что, как и любой другой метод исследования, гранулометрический анализ не разрешает всех трудностей проблемы генезиса песчаных пород. По его данным можно судить только о динамике (характере движения) среды отложения. Необходимо считаться и с тем, что примерно идентичные гидродинамические условия могут быть в различных фациальных обстановках. Поэтому вряд ли правильно при решении генетических вопросов результаты гранулометрического анализа обсуждать самостоятельно, в отрыве от других. В этом смысле огромное значение приобретают минералогические и геохимические исследования, которые существенно дополняют данные гранулометрии и в комплексе с ними позволяют успешно решать задачу в целом.

Как отмечалось, меловые накопления Кызылкумов сложены главным образом песчаными образованиями. Отложения альба, сеномана, турона и сенона палеонтологически охарактеризованы очень слабо. Слагающие их пески и песчаники похожи по внешнему облику и отчасти по гранулометрии. Генезис их различен.

По мнению некоторых исследователей, в верхнемеловую эпоху на территории Кызылкумов располагался мелководный морской бассейн с островными поднятиями палеозойского фундамента, по периферии которых накапливались относительно грубообломочные осадки. Близость береговой линии в основном обуславливала накопление песчаных образований.

Колебательные движения на протяжении верхнемеловой эпохи неоднократно приводили к смещению береговой линии, к временному осушению отдельных участков дна морского бассейна и отложению на них речных или аллювиально-озер-

ных образований. Особенности истории осадконакопления в верхнемеловую эпоху объясняют наличие в толще меловых пород песков различного генезиса — прибрежно-морских, речных, озерных.

В связи с указанной особенностью меловых отложений Кызылкумов при их изучении широко применялся гранулометрический анализ. При этом мы исходили из того, что результаты гранулометрического анализа позволяют уточнить название пород, выявить преобладающий в разрезе тип пород, расчленить (где позволяет материал) палеонтологически немые толщи на отдельные ярусы, дать заключение о гидродинамических условиях накопления древних осадков и в комплексе с другими данными выяснить условия их образования.

Прежде чем перейти к непосредственному рассмотрению полученных результатов, кратко охарактеризуем некоторые наиболее распространенные методы обработки данных гранулометрического анализа. Графические изображения результатов гранулометрического анализа довольно разнообразны. Чаще других используются кривые распределения, или гистограммы, кумулятивные кривые и треугольные диаграммы.

Для получения кривой распределения в системе координат по оси абсцисс откладываются размерности зерен (в миллиметрах) или их логарифмы, а по оси ординат — величины каждой фракции (обычно в весовых процентах). Эти диаграммы часто строятся в виде ступенчатых графиков. В случае логарифмического масштаба на шкале размерностей высота каждой колонки соответствует числу процентов фракции.

При построении кумулятивной кривой процентное содержание каждой фракции суммируется с процентным содержанием предыдущих размерностей, поэтому любая ордината, которой соответствует определенная абсцисса a , выражает содержание всех частиц, больше или меньше данного диаметра a . Кумулятивные кривые отражают общий характер гранулометрии осадка. Они удобны для сопоставления и чаще других кривых используются при обработке данных гранулометрического анализа.

Для характеристики кумулятивных кривых применяют коэффициенты, широко употребляемые в статистике. П. Д. Траском была предложена, а В. К. Крумбейном развита система коэффициентов, в состав которой входят медианный (средний) диаметр зерен (M), коэффициент отсортированности (S_o) и коэффициент асимметрии (S_k). Медианный диаметр соответствует размеру частиц, крупнее или мельче которого в породе содержится 50% (он непосредственно равен

абсциссе, имеющей ординату 50%). Коэффициент отсортированности вычисляется графически на самой кумулятивной кривой методом квартилей или определяется чисто аналитически методом моментов. Он характеризует степень сортировки отложений.

Коэффициент асимметрии S_k показывает отношение моды (размера преобладающей фракции) к среднему, медианному диаметру зерен. Он характеризует степень симметричности кривой, но теряет свой физический смысл, если у кривых несколько максимумов, что часто встречается у песков.

Определение коэффициента отсортированности и асимметрии требует длительного вычисления. До настоящего времени эти коэффициенты не получили широкого применения при обработке данных гранулометрического анализа.

Для обобщения результатов гранулометрического анализа часто используется разновидность треугольной диаграммы Ферре. Все имеющиеся фракции объединяются в три основные группы — песок, алевроит, глина, каждой вершине треугольника соответствует 100%-ное содержание одной из групп. Данные анализа располагаются в виде точек внутри треугольника с координатами, характеризующими содержание в образце основных гранулометрических (номенклатурных) групп. Треугольная диаграмма иллюстрирует лишь соотношение основных групп (песок, алевроит, глина) и составляющих их промежуточных фракций. Картина распределения размерностей внутри каждой группы остается неотраженной.

В. П. Батурич (1947) предложил дополнительное построение внутри песчаной фракции. Для этого из точки, соответствующей данному анализу, проводятся (в масштабе, в 10 раз меньшем принятого в треугольнике) линии, параллельные его сторонам, на которых откладываются процентные содержания мелкой, средней и крупной фракции песка. Таким образом, здесь можно рассматривать соотношения внутри песчаных фракций на фоне соотношения песчаных частиц с глинистыми и алевроитовыми. Недостаток треугольной диаграммы — ограниченное число наносимых размерностей.

В песках часто встречаются зерна более одного миллиметра в диаметре, составляющие значительный процент породы. Обычно процентное содержание этой части и песчаной фракции суммируется, что вряд ли правильно. Как уже отмечалось, обработка материалов с помощью треугольных диаграмм не обеспечивает исходными данными для суждения о динамике среды и тем более о генезисе пород.

В процессе работы мы использовали основные стандартные способы обработки гранулометрических данных: построение кумулятивных кривых и кривых распределения песчаных пород, нанесение фигуративных точек анализа на классификационные треугольники, а также метод интерпретации результатов гранулометрического анализа, предложенный Р. Пассегом (R. Passega, 1957).

При камеральной обработке изучен гранулометрический состав более 350 образцов, отобранных из естественных обнажений у кол. Торткудук, Коскудук, Тамдыкудук, Кулкудук, на северо-западном склоне горного массива Тамдытау, у кол. Азбек, Кокча, Аккудук и Четтык. Данные гранулометрического анализа нанесены на классификационный треугольник Л. В. Пустовалова, Мир-Али Кашкая и др. (1944). Согласно принятой ими классификации все обломочные породы, начиная с песков и включая тонкодисперсные агрегаты, по характеру доминирующей фракции подразделяются на четыре семейства: пески, алевроиты, глины и неотсортированные кластолиты. В этих семействах по соотношению представленных в породе фракций выделяются пять типов пород. Исключение составляют неотсортированные кластолиты, среди них выделены четыре типа. Необходимо добавить, что последнее семейство мы, как и большинство узбекистанских литологов, выделяем под наименованием семейства паттумов и соответственно различаем в нем песчанистый, алевроитовый, глинистый и собственно паттум¹.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕЛОВЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Гранулометрический состав меловых пород изучен по образцам, отобранным из всех секций мелового разреза — альбского, сеноманского, туронского ярусов и сенонского надъяруса (рис. 4).

Альбский ярус. Гранулометрическая характеристика альбских образований приводится по данным механического состава пяти образцов из разреза Кулкудук. Фигуративные точки приурочиваются к левой стороне классификационного треугольника. Два образца разместились в поле чистых глин; по одному приходится на глинистый песок, песчанистый и глинистый паттумы.

¹ Результаты проведенного исследования излагаются по ярусно, в целом для рассматриваемого района по общепринятой структурной классификации обломочных пород («Методы изучения осадочных пород», т. I).

В основании разреза Кулкудук залегает разномерный гравелит, размеры его зерен колеблются от 0,2 до 1 см. В гравелите встречены линзы грубозернистого песчаника. Результаты изучения механического состава грубообломочных пород не отражены на классификационной схеме.

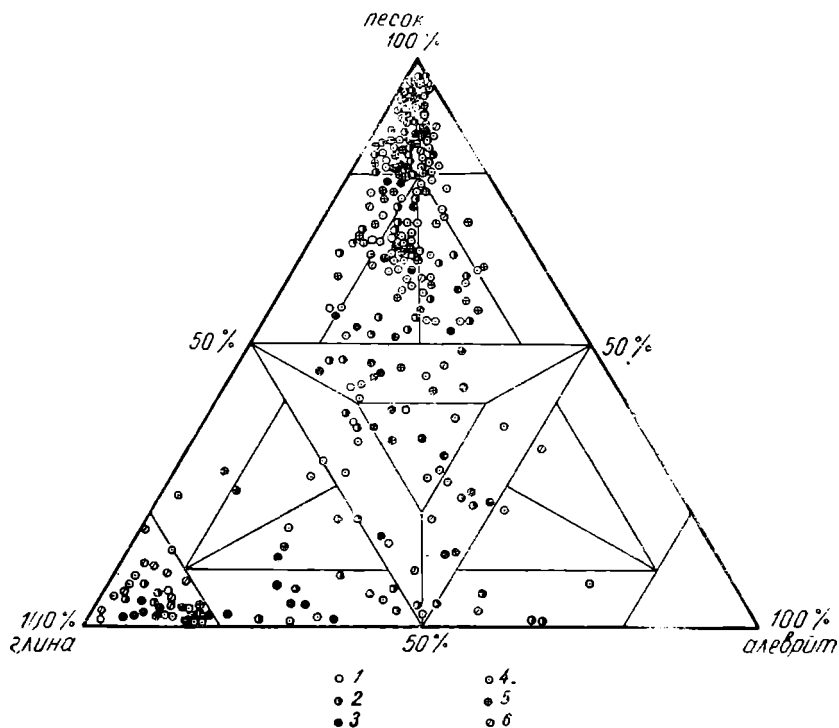


Рис. 4. Гранулометрический состав меловых отложений Кызылкумов:

1—альбских; 2—сеноманских; 3—нижнетуронских; 4—верхнетуронских; 5—сеноманских; 6—бухарских слоев (эти же условные обозначения для рис. 7, 8, 9, 15, 16)

Сеноманский ярус. Здесь встречаются все основные типы обломочных пород: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глины.

Грубообломочные породы не нашли отражения на треугольной диаграмме, так как на ней представлены лишь терригенные образования, состоящие из частиц размером не более 1 мм в диаметре.

Гравелиты и конгломераты часто располагаются в основании сеноманского разреза, но прослойки их встречаются и по

всему разрезу. Конгломераты разногальчатые, цементированные песчано-глинистым материалом; галька преимущественно плохо окатанная; размеры ее колеблются от 0,5 до 5—7 см по длинной оси. По размеру зерен выделяются мелкозернистые и разнозернистые гравелиты. И в тех, и в других по составу зерна в основном кварцевые, плохо окатанные. Реже встречаются относительно хорошо окатанные обломки палеозойских сланцев.

В мелкозернистых гравелитах средний размер зерен не превышает 2 мм. Попадают образцы, где фракция 1—2 мм составляет 1—3%. Такие породы мы относим к грубозернистым песчаникам. В переходных разностях (от грубозернистых песчаников к мелкозернистым гравелитам) содержание фракции 1—2 мм возрастает почти до 30%.

В разнозернистых гравелитах размер зерен колеблется от 1 мм до 1 см (средний размер 3—6 мм). Кроме того, встречаются отдельные плохо окатанные кварцевые гальки размером до 1,5 см в поперечнике и окатыши глины 0,5—3 см по длинной оси.

Из рис. 4 видно, что точки образцов пород сенманских отложений концентрируются на двух участках: в левой половине классификационного треугольника и в его нижней части, на стыке полей трех семейств (глин, паттумов и алевритов).

В песках фигуративные точки размещаются в левой части, куда примыкают и точки, характеризующие паттумные породы. Пески выражены чистыми, алеврито-глинистыми, глинисто-алевритовыми и глинистыми разностями, а паттумы песчанистыми и глинистыми.

В глинистых породах алевритовые глины встречаются чаще, чем чистые и песчано-алевритовые. В семействе алевритов все фигуративные точки анализов группируются в поле глинистых алевритов.

Нижнетуронский подъярус. Нижнетуронские образования в целом можно охарактеризовать как песчано-глинистые. Большая часть фигуративных точек располагается в левой половине классификационного треугольника.

В семействе глин выделены все гранулометрические разности. Наиболее распространены чистые и алевритовые глины. Второе место по размещению на треугольнике точек анализов нижнетуронских пород занимают представители семейства песчаников, в которых отмечаются чистые, алеврито-глинистые и глинисто-алевритовые пески; один образец — глинистый песок. Меньшее число фигуративных точек анализа оказалось в поле семейства паттумов, где чаще встреча-

ются песчанистые и собственно паттумы, реже алевритовые. Один образец является глинистым паттумом.

Алевриты в составе нижнетуронских отложений Кызылкумов практически отсутствуют, кроме одного образца песчано-глинистого алеврита.

Верхнетуронский подъярус. Подавляющее большинство (37 из 58) фигуративных точек приурочено к полю семейства песков. Здесь выделены все гранулометрические разности (преобладают чистые и алеврито-глинистые пески). Значительно меньшее количество точек приходится на центральную и нижнюю (левую) часть треугольной диаграммы. В семействе глин преобладают разности с содержанием глинистой фракции не менее 80%. Изредка попадаются алевритовые глины.

Паттумные породы выражены всеми гранулометрическими разностями, за исключением алевритовой. В поле семейства алевритов, как это было отмечено для пород нижнетуронского подъяруса, попал один образец глинистого алеврита.

Сенонский надъярус. Почти все фигуративные точки образцов сенонских пород разместились в поле семейства песков. Большая их часть попадает в поле чистых и глинистых песков, меньшая — алевритовых и глинисто-алеваитовых.

Помимо песчаных образований, в составе сенонских отложений по данным механического анализа присутствуют глинистые и паттумные породы. И те, и другие встречаются крайне редко. В семействе глин на чистую и алевритовую глины приходится по одному образцу. Семейство паттумов также характеризуют всего два образца — песчанистый и алевритовый паттумы. Алевритовые породы в составе сенонских накоплений Кызылкумов не обнаружены.

ТИПЫ КУМУЛЯТИВНЫХ КРИВЫХ И КРИВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Песчаные породы

Следующий этап обобщения данных гранулометрического анализа — построение кумулятивных, или суммарных кривых, полученных путем нанесения на ось ординат процентов суммарного содержания имеющихся фракций, а на ось абсцисс — логарифмов конечных размеров фракций. Сейчас при графическом изображении данных механического анализа большинство исследователей (В. П. Батулин, Л. Б. Рухин, Р. Пассег, О. А. Черников и др.) пользуются логарифмической шкалой, при которой графические построения более на-

глядны и значительно облегчают вычисление гранулометрических коэффициентов. Кроме того, устраняется неравенство интервалов между конечными размерами фракций, в связи с этим все чаще оперируют не линейными размерами зерен, а их логарифмами. Чтобы избежать дробных и отрицательных значений логарифмов, размер зерен мы выразили не в миллиметрах, а в микронах.

Наряду с кумулятивными кривыми строились так называемые кривые распределения, которые, в отличие от выше названных, характеризуются по оси ординат процентным содержанием каждой фракции в отдельности. В дальнейшем эти два типа кривых мы рассматриваем параллельно, причем внимание акцентируется именно на кривых распределения, так как заметное изменение в условиях осадконакопления отражается в их облике и не проявляется на кумулятивных кривых (Рухин, 1947). Многочисленные данные гранулометрического состава свидетельствуют о том, что по количеству имеющихся максимумов кривые распределения песков могут быть подразделены на три основных типа: с одним, двумя и тремя максимумами. В нашем случае они приходится на различные размерности, это использовано для выделения подтипов в каждом типе кривых (табл. 2).

Таблица 2

Размещение максимумов на кривых распределения песчаных пород

Тип кривой распределения	Подтип	Чистые пески, мк			Пески, обогащенные частицами глинистой и алевритовой размерности, мк		
Одновершинный	1	170—120			140—100		
	2	200—140			200—140		
	3	280—200			280—200		
	4	340—240			170—120		
	5	400—280					
Двухвершинный	1	280—200	800—560		140—100	71—100	
	2	400—280	200—140		170—120	400—280	
	3	400—280	800—560		400—280	200—140	
	4	1250—800	400—280		200—140	400—280	
Трехвершинный	1	200—140	340—240	800—560	800—560	400—280	140—100
	2	400—280	800—560	200—140	1250—800	200—140	400—280
	3	400—280	1250—800	200—140			
	4	800—560	400—280	140—100			
	5	1250—800	400—280	200—140			

Более однообразен общий облик кумулятивных кривых

песчаных пород. Тем не менее при тщательном их рассмотрении можно различить кумулятивные кривые, соответствующие кривым распределения с одним, двумя и тремя максимумами. В качестве примера сопоставим кумулятивные и кривые распределения нескольких образцов песков из разреза Аккудук (рис. 5, А). Обр. 119 и 121 имеют одновершинные кривые распределения. Максимум у обр. 119 приходится на фракцию 280—200 *мк*, а у обр. 121 — на 200—140 *мк*. Кумулятивные этих образцов почти идентичны друг другу, они образуют крутой угол с осью абсцисс, а в средней своей части протягиваются почти параллельно оси ординат. Однако кумулятивная обр. 121, расположена несколько правее кумулятивной обр. 119, т. е. сдвинута в сторону более мелкозернистой фракции, но эта особенность структуры гранулометрии данного образца ярче выражена на кривой распределения. Образцам 83, 63, в отличие от предыдущих, свойственны кривые распределения с 3 максимумами (главный приходится на фракцию 400—280 *мк*, первый второстепенный 800—560 *мк*, другой — 200—140 *мк*). Соответствующие им кумулятивные также лежат на чертеже параллельно друг другу, но с осью абсцисс они образуют менее крутой угол (60°). Они пересекают кумулятивные обр. 119, 121.

Кривая распределения обр. 102 имеет два максимума: главный во фракции 400—280 *мк* и дополнительный — 200—140 *мк*. Кумулятивная обр. 102 по величине угла, составляемого ею с осью абсцисс, занимает на чертеже промежуточное положение (рис. 5, А). Подобные соотношения между характером кривых распределения и кумулятивных выявлены и для песков других разрезов. Следовательно, чем больше максимумов на кривой распределения, тем ближе к оси абсцисс расположена соответствующая ей кумулятивная и наоборот. Расстояние кумулятивной до оси ординат определяется положением максимума на кривой распределения. При перемещении его в сторону мелкозернистых фракций кумулятивные отодвигаются все дальше вправо от оси ординат.

Кумулятивные кривые для глинистого, глинисто-алевритового и алеврито-глинистого песков имеют такой же облик, как и для песка. Правда, относительно последних они как бы сдвинуты чуть вправо, что обусловлено значительным содержанием в составе указанных пород частиц алевритовой и глинистой разномерностей. Среди кривых распределения, как и для песков, различаются кривые с одним, двумя и тремя максимумами (табл. 2). Выделяемые здесь одновершинные кривые являются как бы переходными к двухвершинным, так как у них в правой части отчетливо намечается левое

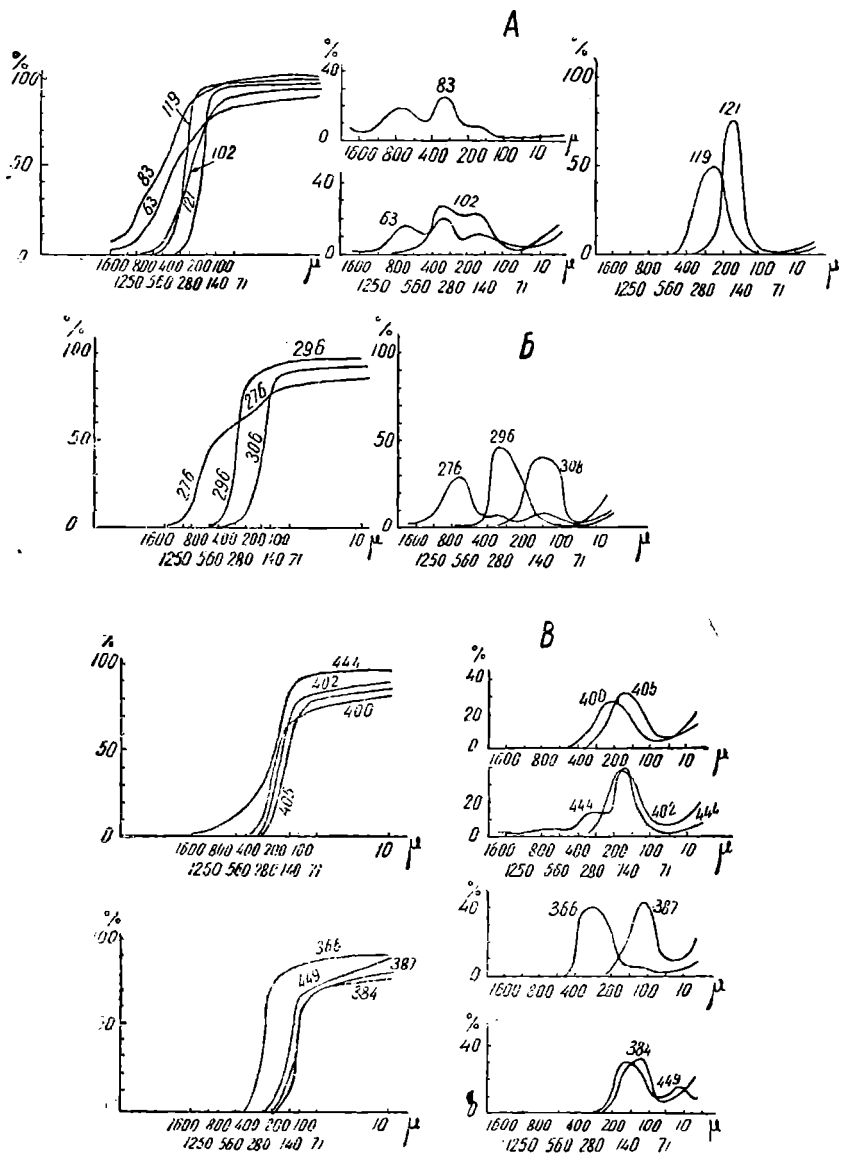


Рис. 5. Кумулятивные кривые и кривые распределения песчаных пород.

крыло дополнительного максимума. Может быть, даже правильное было бы выделять подобные кривые в качестве самостоятельного подтипа в двухвершинных кривых.

Двух- и трехвершинные кривые распределения глинистого, глинисто-алевритового и алеврито-глинистого песков имеют более широкие и менее высокие максимумы; они как бы растянуты в горизонтальном направлении.

Основные типы кривых распределения приурочены в принципе к определенным секциям разреза, что позволяет использовать их для расчленения и корреляции исследуемых колонок меловых отложений.

Кривые распределения песков, как показывает анализ, размещаются по разрезу двояко: в одном случае двух- и трехвершинные кривые в нижней части разреза сменяются одновершинными в верхней; в другом — наблюдается сохранение общего характера кривых распределения в разрезе, например, одновершинных, но с одновременным и постепенным перемещением максимума из одной фракции в другие.

Данные по гранулометрии меловых песков подтверждают выводы Л. Б. Рухина (1947) о причинах образования двух- и трехвершинных кривых. Два максимума показательны для песков, переотложившихся в резко различных динамических («гетеродинамических», по Л. Б. Рухину) условиях. Первый у таких кривых характеризует условия накопления исходного материала, второй отражает обстановку, в которой происходило переотложение (перемыв), отличную от прежней. В связи с этим оба максимума обособлены друг от друга. На подобных кривых наблюдается как бы перемещение, некоторая нивелировка максимума, отражающего первичные условия осадконакопления, несколько затушевываются особенности прежнего гранулометрического состава.

Если предположить, что переотложенный песок снова окажется в иной фациальной обстановке, то кривые распределения в этом случае будут иметь уже три максимума. Таким образом, чем больше динамических условий пережил осадок до окончательного захоронения, тем больше вершин будет на кривой распределения. Следовательно, замена одновершинных кривых двух- и трехвершинными свидетельствует об изменении динамических условий среды осадконакопления.

Если на кривой сохраняется одна вершина, постепенно перемещающаяся из зоны крупнозернистых фракций в более мелкозернистые, это, по мнению Л. Б. Рухина, говорит о переотложении песка в динамических условиях, очень близких или одинаковых с той гидродинамической обстановкой среды, при которой происходило первичное накопление матери-

ла («гомодинамические» условия). Само смещение максимума в сторону более мелкозернистой фракции указывает на небольшие изменения динамических условий среды осадконакопления, например, на ослабление волновой деятельности в случае колебательных движений воды или на уменьшение скорости течений. Значит, переотложение песков в сходных динамических условиях приводит к образованию одновершинных кривых распределения.

Рассмотрим данные по размещению кривых распределения песков непосредственно в разрезах.

В меловом разрезе Торткудука сеноманские пески по характеру кривых распределения резко отличаются от туронских. Для образцов песков сеномана показательны двухвершинные кривые с главным максимумом в крупнозернистых фракциях 1250—800 или 800—560 *мк* и второстепенным во фракции 400—280 *мк* (обр. 318, 324).

Туронским пескам свойственны только одновершинные кривые распределения с максимумом в средне- или в мелкозернистых фракциях. Это различие в облике кривых распределения песков сеномана и турона можно использовать для определения границы между ярусами, не всегда четко устанавливаемой по литологическим особенностям и палеонтологическим остаткам. В данном случае выявленный факт, несомненно, приобретает важное значение не только потому, что вскрывает резко различные условия накопления песков двух рассматриваемых секций мелового разреза, но и в связи с тем, что совпадает с данными палеогеографических реконструкций, вскрывших весьма существенное преобразование условий осадконакопления, обусловленное проявлением трансгрессии моря в туроне. С этим же рубежом совпадает и изменение в распределении данных гранулометрии на диаграммах СМ. Указанный характер смены кривых распределения однозначно прослеживается на материале и по всем другим изученным разрезам; это в дальнейшем можно использовать для определения границы между сеноманскими и туронскими накоплениями.

В верхнем туроне снизу вверх по разрезу наблюдается также смещение максимума кривых в сторону мелкозернистых фракций. Так, начиная с обр. 400 он перемещается из фракции 240—170 *мк* во фракцию 200—140 *мк* (обр. 402) и далее во фракцию 140—100 *мк* (обр. 405, рис. 5, *в*). Необходимо заметить, что одновершинный облик кривых устойчиво сохраняется в туроне.

В сеноне пески вновь дают двух- и трехвершинные кривые распределения (обр. 444 — главный максимум расположен

во фракции 200—140, второстепенные — во фракциях 400—280 и 800—560 *мк*, обр. 449 — главный максимум во фракции 120—170, второстепенный во фракции 71—10 *мк* (рис. 5, в). Это становится понятным, если вспомнить, что во многих районах Юго-Западных Кызылкумов условия осадконакопления в сеноне изменились по сравнению с туроном. Выше лежащие палеогеновые пески вновь характеризуются одновершинной кривой распределения, подобно туронским, только в местах максимума пики у них заметно выше и уже. Следовательно, во время накопления палеогеновых образований снова произошли ощутимые изменения в динамических условиях.

По образцам из туронского яруса наблюдается постепенное смещение максимума в сторону мелкозернистых фракций, что отмечается для всего разреза в целом. Так, максимум кривой обр. 366, взятого из низов туронских образований, приходится на размерность 340—240 *мк*, а в верхах турона (обр. 384, 387) на 140—100 *мк*. Границу между нижним и верхним туроном мы, руководствуясь местоположением максимума на кривых распределения, проводим по подошве мелкозернистого сильно ожелезненного прочно сцементированного песчаника, из которого отобран обр. 382. В нижнетуронских песках он находится в среднезернистых фракциях, крайним нижним пределом для него является фракция 200—140 *мк*, в верхне-туронских песчаных породах максимум не поднимается выше фракции 100—140 *мк*.

Интересная картина наблюдается в разрезе Аккудука (рис. 5, А). Здесь туронские пески имеют трехвершинные кривые распределения (обр. 63, 83 — главный максимум приходится на фракцию 400—280, второстепенные — 800—560 и 200—140 *мк*). У сенонских песков трехвершинные кривые сменяются двухвершинными (обр. 102 — главный максимум во фракции 400—280, второстепенный — 200—140 *мк*). Наконец, в палеогене полностью исчезают многовершинные кривые, уступая место одновершинным, причем снизу вверх заметна тенденция к перемещению максимума из фракции 280—200 *мк* (обр. 119) во фракцию 200—140 *мк* (обр. 121). Подобная последовательность изменения облика кривых распределения указывает, по-видимому, на смену в сеноне динамического режима, существовавшего в туронском веке, иным, сохранившимся без заметных преобразований вплоть до палеогена (время отложения бухарских слоев) и обусловившим постепенную перестройку гранулометрического состава песков. Это выражается в том, что сначала из состава отложений исчезает наиболее крупнозернистая фракция 800—

560 *мк*. Другими словами, динамическая обстановка осадконакопления стала неблагоприятной для накопления частиц размером от 800 до 560 *мк*. Затем максимум кривых перемещается из фракции 400—280 в двухвершинных и достигает 200—140 *мк* в одновершинных. Последовательность, с которой изменялись динамические условия осадконакопления, способствовали улучшению отсортированности отлагавшегося материала, что вытекает из закономерной смены трехвершинных кривых распределения двухвершинными и далее одновершинными.

Сходная картина выявилась при рассмотрении материала по Тамдыкудуку. Кривые распределения пород сеноманских отложений резко отличаются от кривых туронских образований. Для сеноманских песчаников и песков наиболее типичны двухвершинные кривые распределения со слабо выраженным третьим максимумом в пелитовой фракции (обр. 606 — главный максимум во фракции 170—120, второстепенный — 340—240 *мк*). Кривые распределения туронских и сенонских песков всегда имеют один максимум, который по мере продвижения вверх по разрезу постепенно смещается в сторону мелкозернистых фракций. В нижнем туроне максимум на кривых распределения песков приходится на фракцию 280—200, в верхнем туроне — 200—140 и в сеноне — 140—100 *мк*. Отклонения единичны.

На основании обобщения материала по Тамдыкудуку можно сделать следующие выводы по размещению разных типов кривых распределения в отдельных секциях разрезов. Для песков сеномана характерны двух- и трехвершинные кривые с главными максимумами в более крупнозернистых фракциях. Туронские пески обычно дают одновершинную кривую распределения и лишь иногда двухвершинную, сенонские, наоборот, часто дают двухвершинные кривые распределения, а иногда одновершинные. В случае, когда отложениям сенона свойственны лишь двухвершинные кривые, можно при необходимости уточнить границу между сенонскими и палеогеновыми слоями, так как палеогеновые пески во всех изученных разрезах имеют характерные одновершинные кривые с узким и высоким максимумом.

Таким образом, на рубеже сеномана и турона в районе Тамдыкудука изменилась динамическая обстановка осадконакопления, но в туроне и сеноне она уже не менялась, хотя иногда (сенон) колебалась.

Практически такой же характер размещения по разрезу кривых распределения выявляется и при анализе материала по другим исследованным нами районам.

Туронские песчаные породы района Кокча характеризуются одновершинными кривыми распределения с максимумом, расположенным чаще всего во фракции 200—140 *мк*. Сенонским же образцам присущи и двухвершинные кривые, причем вверх по разрезу главный максимум перемещается в более мелкозернистые фракции (обр. 193 — главный максимум во фракции 400—280, второстепенный 200—140 *мк*).

Азнекский разрез наглядно демонстрирует отличие верхнемеловых песчаников от палеогеновых по типам кривых распределения. Кривые распределения песков сенона двух- и трехвершинные с главным максимумом обычно в крупнозернистой фракции (обр. 276 — главный максимум — 800—560, второстепенные — 400—280 и 140—100 *мк*), тогда как кривые палеогеновых песков имеют единственный максимум (рис. 5, Б), перемещающийся вверх по разрезу из размерности 400—280 (обр. 296) во фракцию 170—120 *мк* (обр. 308). Столь резкие различия конфигураций кривых распределения позволяют уточнить границу между мелом и палеогеном. Мы полагаем, что ее следует проводить по кровле песчаников, обладающих двух- и трехвершинными кривыми распределения.

Таким образом, сеноманские пески характеризуются двух- и трехвершинными кривыми распределения. Этим они отличаются от песчаных образований турона, которые, как правило, дают одновершинные кривые распределения. Правда, наблюдаются в отдельных случаях и двухвершинные кривые, это касается в основном верхнетуронских песков и песчаников. Единственным исключением являются туронские песчаные накопления разреза Аккудук, которым свойственны трехвершинные кривые.

Песчаные накопления сенона выделяются в разрезе по преобладанию в них двухвершинных кривых распределения (а в Азнекском разрезе и трехвершинных); одновершинные встречаются редко.

Палеогеновые пески имеют характерные одновершинные кривые распределения с узким и высоким максимумом, по которым их легко отличить от песчаных пород сенона. Итак, основываясь на размещении типов кривых распределения песчаных пород в разрезах, можно, во-первых, намечать или уточнять стратиграфические границы между ярусами меловой системы, включая и внутрирусные подразделения; во-вторых, производить стратиграфическое расчленение палеонтологически немых толщ в том случае, если сделать это другим путем трудно; в-третьих, расшифровать последовательность перемен динамических условий среды осадконакопления.

Алевритовые породы

При рассмотрении размещения фигуративных точек гранулометрического анализа на классификационном треугольнике в качестве характерной черты состава меловых отложений отмечалось весьма небольшое распространение алевритов по сравнению с породами других типов. По общему мнению литологов, динамика среды отложения может быть выяснена главным образом изучением песчаных и алевритовых пород. В связи с этим мы построили кривые распределения и для всех выявленных образцов алевритов.

Фактический материал невелик, поэтому мы ограничимся лишь описанием полученных кумулятивных кривых и кривых распределения алевритовых пород без выделения типов и использования их для расчленения разрезов.

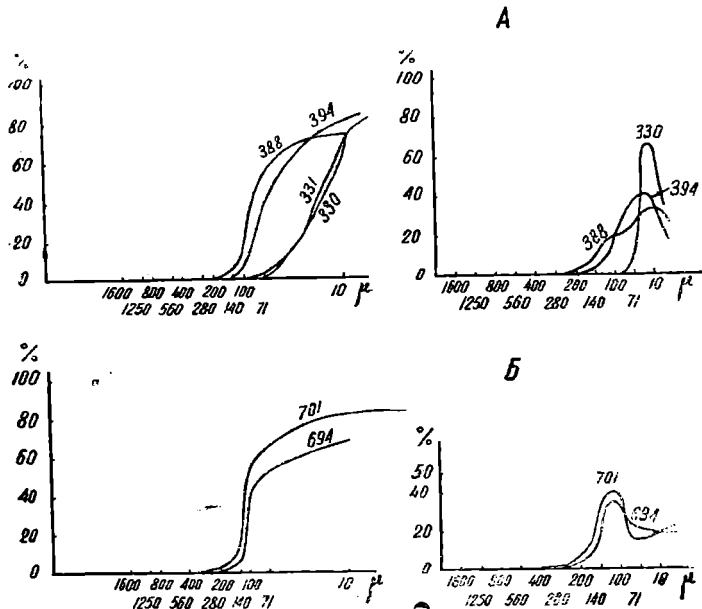


Рис. 6. Кумулятивные кривые и кривые распределения алевритовых пород.

Среди алевритовых пород выделены глинистые и песчано-глинистые разновидности. Кумулятивные кривые алевритов по своему облику напоминают соответствующие кривые песков, разница состоит в том, что первые сдвинуты вправо, в сторону более мелкозернистых фракций (рис. 6). Кроме того, ку-

мулятивные кривые алевритов заметно ниже, чем у песков, так как содержание тонкозернистых фракций в алевритах намного больше, чем в песках.

Кривые распределения алевритов напоминают подобные одновёршинные кривые песков, но в отличие от последних на них прослеживается дополнительный максимум в пелитовой фракции (на рис. 6, *Б* видно лишь левое крыло этого дополнительного максимума). Из-за значительного содержания в алевритах мелкозернистых частиц левое крыло намечающегося максимума находится довольно высоко над осью абсцисс. При этом кривые распределения глинистых алевритов в своей правой части приподняты над осью абсцисс выше, чем кривые распределения песчано-глинистых алевритов.

ДИАГРАММЫ СМ

Содержание метода диаграммы СМ сводится к следующему: используя предварительно построенные кумулятивные кривые, определяют два параметра — медианный и максимальный размер зерен. *P*. Пассегом медианный размер обозначен индексом *M*, а максимальный — *C*. Для каждой кумулятивной кривой устанавливаются значения *M* и *C*, соответствующие первое ординате 50%, т. е. медианному диаметру, и второе — ординате 1%, которое принимается за приблизительный максимальный размер зерен. Значение 1% (*C*), как показателя, в известной мере характеризующего максимальный размер зерен, берется для большей достоверности, так как определение максимального размера по нескольким зернам недостаточно вследствие возможного их приноса в осадок другими агентами. Однако надо учитывать, что величина *C* может быть определена ошибочно из-за наличия в породе обломков раковин, среди которых выделяются два типа: привнесенные одновременно с минеральными осадками или независимо от них. Обломки раковин первого типа следует учитывать, как и минеральные зерна.

Полученные значения *M* и *C* в логарифмическом масштабе наносятся на координатные оси, причем по оси абсцисс откладываются значения *M*, а по оси ординат — *C*. Совокупность точек образцов, нанесенных на систему координат, образует так называемую диаграмму СМ, по конфигурации полей которой можно судить о характере движения среды отложения осадков (рис. 7—9). Диаграммы точек образцов, представляющие вариации соотношений двух параметров — *C* и *M*, характеризуют агенты отложения, с которыми тесно связан характер диаграммы.

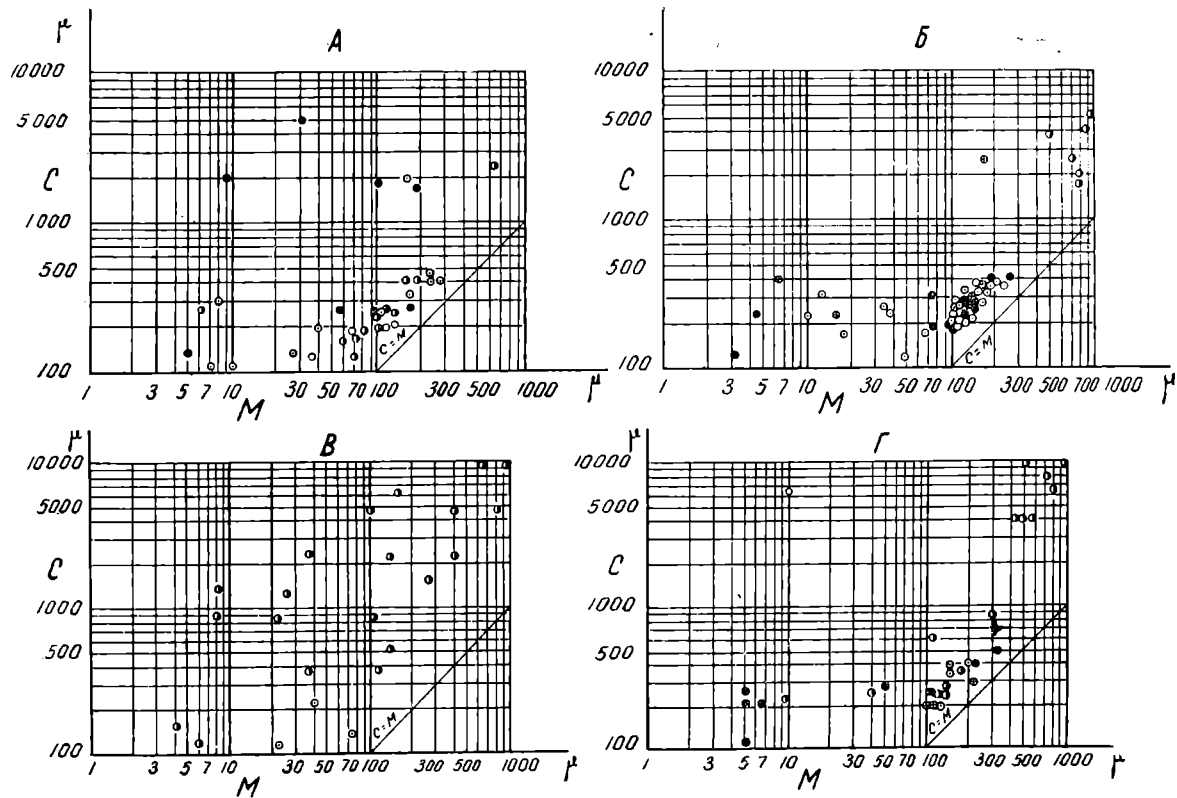


Рис. 7. Диаграммы СМ меловых отложений:
 А—Кулжудука, Б—Торткудука, В—Қоскудука, Г—Тамдыкудука.

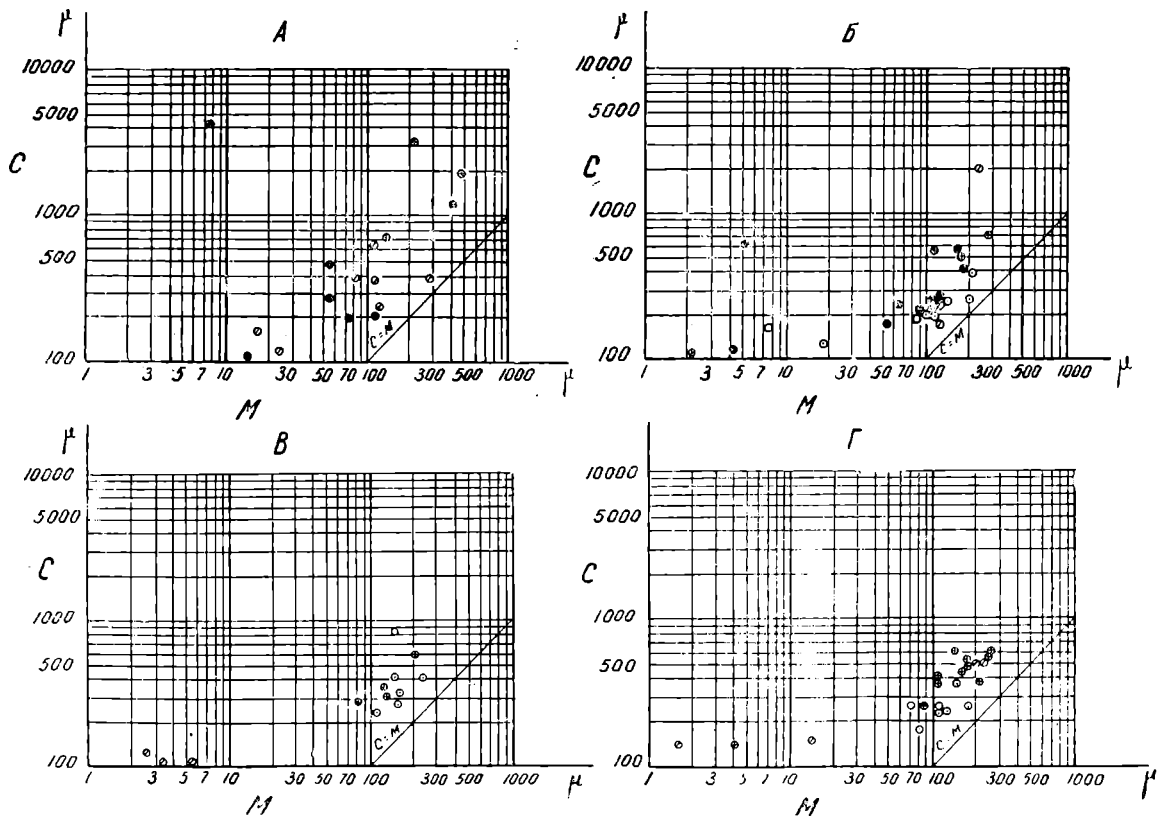


Рис. 8. Диаграммы СМ меловых отложений:

А — Азнека, Б — Кокчи, В — Аккудука, Г — Честыке

Линия $СМ$ называется лимитом диаграммы или лимитом $СМ$. Точки, расположенные на этой линии, являются образцами, где медиана приблизительно равна самым крупным зернам. Чем выше степень отсортированности породы, тем ближе к лимиту $СМ$ наносится соответствующая ей фигуративная точка анализа. Понятно, что справа за линией $СМ$

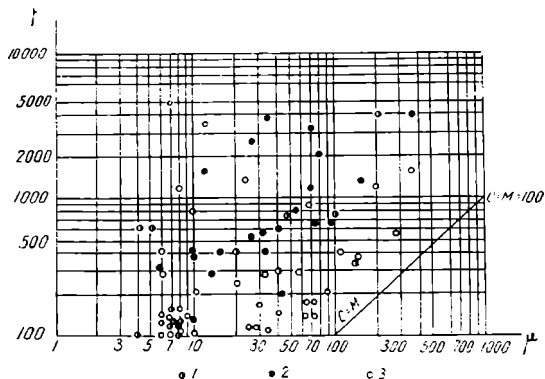


Рис. 9. Диаграмма $СМ$ верхнемеловых отложений района Джаржак:
1—сеноман, 2—турон, 3—сеноп.

точки не встречаются, слева они могут попадать в любое место диаграммы. Так, хорошо отсортированный мелкозернистый осадок окажется вблизи лимита в точке, где медиана равна 70 мк. Глина, содержащая редкие включения крупных зерен, имеет низкую медиану, но высокое значение $С$ и наносится на левую часть диаграммы, далеко от лимита $СМ$.

Р. Пассег на многочисленных рисунках, иллюстрирующих его работу, показывает диаграммы $СМ$ отложений различных генетических типов: речных, озерных, осадков континентального шельфа, приливо-отливных и мутных течений, глубоководной части Атлантического океана, береговых валов и др. (Пассег, 1957). Каждая диаграмма сопровождается подробным пояснением. На диаграммы $СМ$, построенные по данным гранулометрии меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов, нанесено 218 анализов. Точки разместились таким образом, что достаточно четко наметились три поля, соответствующие различным генетическим типам осадков: речным потокам, морским течениям, зоне приливов и от

ливов в прибрежной части морского бассейна и спокойным водам (озеро, защищенная часть морского бассейна).

Поле речных отложений располагается в правом верхнем углу диаграммы и имеет вид серповидной полосы. По сравнению с другими выделенными полями значения M и C здесь максимальные. Так, C меняется в пределах 1600—800 *мк*, M — 100—300 *мк*. Отсортированность образцов плохая, но отложения, точки которых падают на средний сегмент поля, отсортированы лучше.

Значения C уменьшаются при перемещении из верхнего сегмента в нижний. Хотя общий характер речных отложений и вырисовывается достаточно четко, мы не располагаем нужным количеством данных для подразделения образований речных потоков на осадки русла, поймы, отмели, как это удалось сделать Р. Пассегу для р. Миссисипи. Сейчас лишь с известной достоверностью можно утверждать, что в соответствии с выводами, вытекающими из анализа материала, на диаграмме CM выделяется группа образцов, характеризующая накопления речных потоков.

Поле морских течений, приливов и отливов на диаграмме CM выделено Пассегом в виде овала, вытянутого в направлении, параллельном лимиту CM . Отложения, точки которых здесь нанесены, хорошо отсортированы, медианный размер зерен близок к максимальному. Значения M меняются от 50 до 400, C — от 150 до 500 *мк*.

Самой высокой степенью сортировки материала обладают образцы, фигуративные точки которых тяготеют к стороне, находящейся в непосредственной близости с лимитом CM . Точки, расположенные в противоположной части поля, характеризуют породы с менее совершенной отсортированностью терригенного материала. Медианный и максимальный размеры частиц переходные от поля речных потоков к отложениям спокойных вод.

Поле, соответствующее осадкам спокойных вод, находится в левом нижнем углу диаграммы Пассега. Удаленность его от лимита CM свидетельствует о низкой отсортированности этих отложений, максимальный размер зерен здесь немногим превышает 200 *мк*, а медианный достигает только 10 *мк*.

Диаграммы CM мы построили по каждому разрезу в отдельности, причем соответствующими условными знаками показаны образцы из различных секций разреза. Это сделано с тем, чтобы проследить изменение динамической обстановки среды отложения осадков во времени для каждого района (рис. 7—9).

Сеноман

Из рис. 7 видно, что подавляющее большинство фигуративных точек располагается в поле речных потоков. Рассмотрим, как меняются значения M и C в каждом из названных районов. В Торткудуке медианный диаметр колеблется от 800 до 900 $\mu\text{к}$, а максимальный размер зерен от 1800 до 5000 $\mu\text{к}$. По сравнению с другими разрезами разница в значениях M и C здесь наименьшая. Этим объясняется отсутствие точек образцов в нижнем сегменте поля; кроме того, отложения, точки которых находятся в среднем и верхнем сегментах, не отклоняющихся друг от друга далеко по горизонтали, имеют M , меняющееся в весьма незначительных пределах (800—900 $\mu\text{к}$). Исходя из сравнительно меньшей разницы значений M и C , можно считать, что сеноманские образования Торткудука лучше отсортированы, чем те же породы в разрезах Тамдыкудук и Коскудук.

Поле речных потоков на диаграмме CM разреза Коскудук характеризуется наличием точек, для которых медианный диаметр меняется от 140 до 1000 $\mu\text{к}$, а максимальный размер зерен от 1600 до 10000 $\mu\text{к}$. Подобные значения M и C , а также большая удаленность поля от лимита CM свидетельствуют о значительно худшей отсортированности пород сеномана Коскудука.

Наибольшие значения M и C встречены среди сеноманских отложений Тамдыкудука. Медианный диаметр равен 400—1000 $\mu\text{к}$. Само поле речных потоков не имеет четко выраженной серповидной формы, присущей подобным полям на диаграммах Торткудука и Коскудука. Возможно, это вызвано тем, что значения C здесь определялись путем экстраполяции, что частично не могло не сказаться на достоверности полученных результатов.

Отличительная черта сеноманских пород разрезов Кулкудук и Тамдыкудук — приуроченность их фигуративных точек к двум полям на диаграмме CM : речных потоков и морских течений (а также приливов и отливов в прибрежной части морского бассейна). Следовательно, в районе Кулкудука и Тамдыкудука гидродинамические условия не оставались одинаковыми на протяжении сеноманского века, как это было в районах Коскудука и Торткудука.

Данные изучения диаграмм CM хорошо увязываются с литологическими особенностями пород сеномана описываемых районов. Слагающие его слои представлены пачкой пестроцветных образований, среди которых развиты крупно-

зернистые песчаники и гравелиты, мелкогалечные конгломераты, а также песчанистые глины, переходящие по простиранию в песчаники. Они обладают ярко выраженной косою слоистостью речного типа, линзовидным чередованием обломочных пород в разрезе и низкой отсортированностью. Эти особенности отложений сеномана подкрепляют вывод о континентальном генезисе указанных образований, вытекающий из анализа диаграммы СМ. Большая часть проанализированных образцов — осадки речных потоков, меньшая — прибрежно-морские и озерные накопления.

Нижний турон

Нижнетуронские слои выражены серыми и зелеными глинами, иногда алевритовыми или песчанистыми, с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Некоторым пластам глин свойственна тонкая горизонтальная слоистость. Фигуративные точки образцов этих пород размещаются на диаграммах СМ в пределах двух полей — морских течений и спокойных вод (защищенная часть морского бассейна).

В разрезах Торткудук и Тамдыкудук образование нижнетуронских пород связано с действием морских течений, а также с осадконакоплением в условиях спокойных вод (рис. 7, Б, Г).

В поле спокойных вод включаются точки образцов, которые характеризуются малыми значениями М и С. Медианный диаметр меняется в пределах 4—8 *мк*, максимальный размер зерен 60—250 *мк*. Низкая отсортированность материала обуславливает расположение фигуративных точек анализа далеко от лимита СМ.

Не меньшее число образцов оказалось в поле морских течений, где, как уже неоднократно подчеркивалось, осадки хорошо отсортированы, а медианный и максимальный размер зерен близки по значениям. Так, М в среднем составляет 100—250 *мк*, иногда опускаясь до 70 *мк*, а С в основном измеряется 200—400 *мк*.

Нижнетуронские отложения разреза Кокча характеризуются приуроченностью большинства точек анализа к полю морских течений. Здесь значения С измеряются 180—250 *мк*, М — 50—120 *мк*. Лишь два образца имеют низкие медианные диаметры (4—5 *мк*) и довольно значительные максимальные размеры зерен (от 120 до 600 *мк*) и нанесены далеко от лимита СМ, в участках, где группируются плохоотсортированные осадки (рис. 8, Б).

В Кулкудукском разрезе большинство фигуративных точек образцов нижнего турона расположено в поле морских образований. Значения M и C такие же, как в Торткудуке и Тамдыкудуке. Один образец оказался в поле спокойных вод ($M=5$ *мк*, $C=130$ *мк*).

Два образца нижнего турона Кулкудука попадают в поле речных отложений, что не наблюдается ни в одном районе. Им свойственны высокие значения медианного и максимального размеров зерен ($M=100-200$ *мк*, $C=1800$ *мк*) и низкая отсортированность материала (рис. 7, А).

Из вышеописанного следует, что динамика среды отложения осадков в нижнетуронское время резко отличалась от динамики среды в сеномане. Если в сеноманский век на всей рассматриваемой территории породы в подавляющем большинстве случаев накапливались в континентальной обстановке (речные потоки), то в нижнем туроне — в морской. Нижнетуронские образования отлагались в защищенных частях морского бассейна, а также в прибрежной зоне действия приливов и отливов и морских течений. Исключение составляет район Кулкудука, где в разрезе нижнего турона встречены грубозернистые пески. Это объясняется близостью данного района к области сноса в нижнетуронское время и пульсационным характером нижнетуронской трансгрессии. В связи с этим в разрезе Кулкудука среди пород несомненно морского генезиса появились прослой субаквальных накоплений прибрежной равнины.

Несмотря на разбросанность и удаленность районов отбора образцов друг от друга, результаты при нанесении данных на диаграммы SM получились одинаковыми, т. е. образование нижнетуронской толщи осадков везде было связано с морской обстановкой седиментации. Это лишний раз подтверждает существование в нижнем туроне на исследуемой территории обширного единого морского водоема.

Верхний турон

Большая часть точек анализа пород верхнего турона на диаграммах SM сосредоточена в поле морских течений, приливов и отливов прибрежной части морского бассейна (рис. 7, 8). Значения M и C являются средними между M и C сеномана и нижнего турона. Медианный диаметр изменяется от 40 до 250 *мк*, максимальный размер зерен 110—400 *мк*. Наиболее густая концентрация точек наблюдается в той части поля, где M равно 100—300 *мк*, а C — 200 —

400 мк. Представленные здесь отложения отличаются хорошей отсортированностью, как и все породы, точки анализа которых попадают в поле морских течений, располагающееся по соседству с линией СМ, на которой $C=M$.

В верхнем туроне динамика среды осадконакопления существенно отличалась от той, которая была в нижнем. Если в нижнем туроне осадки накапливались в спокойной субаквальной обстановке и терригенный материал не успевал отсортироваться, то в верхнем туроне и сеноне динамические условия среды отложения пород изменились. Обломочный материал, поступавший из области сноса, подвергался неоднократному перемыву в прибрежной части морского бассейна постоянными приливами и отливами. Можно также предполагать, что в верхнем туроне и сеноне обломочный материал перемывался подводными морскими течениями.

На накопление верхнетуронских и особенно сенонских образований в мелководных водоемах указывают косая слоистость пород, многочисленные волноприбойные знаки, сохранившиеся на поверхностях напластования отдельных ожелезненных прослоев песчаников, облик заключенной в ракушняках и песчаных известняках морской фауны, прослой карбонатных пород в разрезе и другие признаки.

На основании изучения динамических условий осадконакопления в сеномане, нижнем и верхнем туроне, а также в сеноне можно подчеркнуть, что, во-первых, на протяжении верхнемеловой эпохи динамические условия осадконакопления на рассматриваемой территории не оставались постоянными, во-вторых, если в сеномане основным агентом транспортировки обломочного материала были речные потоки, то в туроне и сеноне их сменяют приливы и отливы в прибрежной части морского бассейна, а также морские течения. Следовательно, на рубеже сеномана и турона произошла смена континентальной обстановки формирования пород морской. В дальнейшем мы уточним, что в течение турона и сенона, несмотря на сходность динамической обстановки среды, в целом накапливались генетически неоднотипные осадки. Но эти различия объясняются изменением палеогеохимических условий среды осадконакопления.

Полученные данные подтверждают вывод А. Г. Бабаева (1959) о том, что в верхнемеловую эпоху в пределах Кызылкумов существовал мелководный морской бассейн с внутренними островными поднятиями. В течение верхнего мела Кызылкумы пережили пульсирующие колебательные движения, приводившие временами к осушению некоторых участков моря. Обломочный материал, поступавший с суши и

островов, транспортировался морскими течениями и реками.

На диаграмме, построенной по данным гранулометрического анализа отложений Коскудука, точки образцов нижнего турона, равномерно распределены и не приурочены к какому-нибудь из выделенных полей (рис. 7, В). Это, возможно, объясняется неоднократным переотложением обломочного материала, в результате чего гранулометрический состав накопившихся осадков потерял свой первоначальный облик. Для подтверждения приведем диаграмму СМ верхнемеловых отложений района Джаркак, построенную нами по материалам Х. К. Исмагуллаева (рис. 9). Фигуративные точки на ней не образуют заметных скоплений. Такое расположение не позволяет сделать определенное заключение относительно основных агентов транспортировки материала. В Бухаро-Хивинской впадине в течение мелового периода осадконакопление происходило в условиях устойчивого морского режима, обломочный материал претерпел здесь неоднократное переотложение. Поэтому, исходя из данных гранулометрического анализа этих пород, очень трудно судить об агентах переноса.

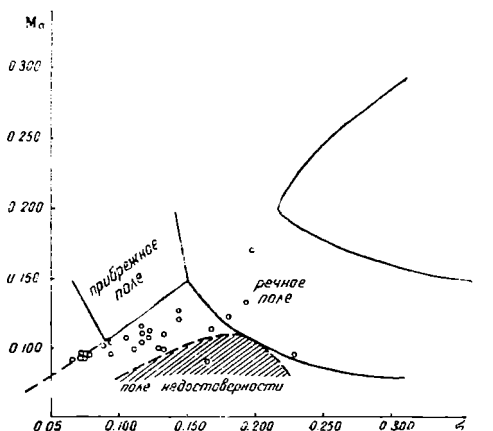


Рис. 10. Генетическая диаграмма Л. Б. Рухина, построенная по меловым отложениям Кулкудука.

В нашем случае структура терригенных образований, выраженная в виде диаграмм СМ, отражает условия их накопления. Заметим, что для оценки возможности применения этого метода при обобщении результатов гранулометрического анализа данные по механическому составу верхнемеловых

песчаных образований разреза Кулкудук использованы для построения генетической диаграммы Л. Б. Рухина (рис. 10). Предварительно был сделан пересчет весового гранулометрического состава на количественный и вычислен коэффициент сортировки и медианный размер зерен. Значения этих двух коэффициентов мы вынесли на генетическую диаграмму Л. Б. Рухина, где выделены прибрежное и речное поля, а также донные пески (Рухин, 1947). Большинство фигуративных точек анализа (рис. 10) тяготеет к полю донных песков, и лишь несколько образцов, как и на рис. 7, А, располагаются в поле речных песков. На диаграмме СМ большинство точек разместилось недалеко от лимита СМ в поле морских течений, и образцы, точки которых нанесены здесь, отличаются хорошей отсортированностью. Сходная картина наблюдается и на генетической диаграмме Л. Б. Рухина, где подавляющее большинство точек приурочено к полю донных песков. Однако для построения генетической диаграммы Л. Б. Рухина требуется намного больше времени, из-за необходимости предварительного количественного пересчета и вычисления аналитическим путем необходимых коэффициентов по формуле.

Принимая во внимание относительную простоту построения диаграммы СМ, мы считаем возможным применять ее для динамической характеристики древних бассейнов осадко-накопления.

Глава IV

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

При исследовании минералогии меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов использовались иммерсионный, термический, рентгеноструктурный и химический анализы.

Из изложенного выше (гл. II) можно заметить, что в строении меловых отложений Кызылкумов ведущее место принадлежит пескам и песчаникам, причем в большинстве случаев прочность цементации песчаников слабая или средняя. Учитывая подобную специфику объекта исследований, мы в качестве основного избрали иммерсионный метод, широко применяемый многими исследователями.

Минералогическому анализу подвергнута алевритовая фракция (0,1—0,01 мм) породы, но полученные данные не характеризуют ее средний минералогический состав, так как количественные и качественные соотношения минералов не остаются постоянными в пределах одной и той же породы в различных фракциях. Так, А. Г. Бабаев (1959) показал, что в песчаных породах мела Западного Узбекистана алевритовая фракция обогащена такими порообразующими минералами, как полевые шпаты, а песчаная — кварцем. Различные соотношения выявлены и при анализе акцессориев. Такие же примеры возрастания содержания кварца за счет полевых шпатов по мере перехода от мелких фракций к более крупным наблюдал А. М. Акрамходжаев (1954) в меловых отложениях Северной Ферганы.

Однако алевритовая фракция среди остальных гранулометрических разностей наиболее богата минеральными видами, и в ней большей частью присутствуют минералы, которые распространены и в песчаной фракции.

Для детального изучения минералогии пород навеску из алевритовой фракции (от 1 до 2 г) на центрифуге жидкостью Туле или бромформом подразделяли на легкую и тяжелую фракции. Каждую из них изучали под микроскопом.

При определении процентного содержания минералов в среднем для каждого препарата подсчитывалось 400—500 зерен. Микроскопическими исследованиями устанавливались кристаллографическое очертание и форма зерен, спайность, наличие двойников, характер излома, цвет, блеск, показатели преломления, двупреломление, осьность и знак минерала, характер погасания, наличие плеохроизма и степень его интенсивности, степень разложенности минералов, наличие и форма включений в отдельных минералах. В некоторых случаях эти определения дополняли рассмотрением структурных и текстурных взаимоотношений различных минералов в шлифах.

Минералы глинистых, частично карбонатных пород определялись термическим и рентгеноструктурным анализами.

В составе меловых отложений Кызылкумов нами определено 43 минерала¹:

кварц	<i>доломит</i>
<i>ортоклаз</i>	брукит
микроклин	монацит
плаггиоклазы кислые	роговая обманка обыкновенная
<i>биотит</i>	базальтическая роговая обманка
<i>мусковит</i>	апатит
<i>кальцит</i>	лейкоксен
сидерит	галенит
барит	глаукофан
магнетит	корунд
<i>гематит</i>	цоизит
<i>лимонит</i>	пироксен моноклинный
ильменит	тремолит
циркон	малахит
турмалин	гипс
ставролит андрадит	<i>монтмориллонит</i>
гранат гроссуляр	бейделлит
дистен	<i>каолинит</i>
глауконит	<i>гидрослюда</i>
хлорит	
эпидот	
сфен	
рутил	

В каждой фракции минералы по своему генезису подразделены на аллотигенные (обломочные) и аутигенные. Кроме того, некоторые минералы (биотит, глауконит, хлорит, муско-

¹ Курсивом даны порообразующие минералы.

Таблица 3

Номер образца	Район	Возраст	Минералы тяжелой фракции															
			рудные		лейкоксен	циркон	турмалин	гранат	ставролит	рутил	дистел	биогит	мусковит	сфен	апатит	барит	эпидот	
			гема- тит- нит	лимо- нит														магне- тит- ильме- нит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
759	Кулкудук	альб	11,0	35,0		12,0	18,0	1,8	0,45	1,1	0,15	0,15	0,9			0,15		
763			9,2	64,0		4,0	2,0	5,7	3,0	0,7		0,5				0,5		
764			12,5	57,0		3,5	1,8	4,5	3,0	0,5		0,5						0,2
767			13,5	49,1		5,6	3,5	10,0	3,0	1,0				0,2				
768			16,2	6,6		5,4	3,6	2,2	0,3	0,8	0,6	2,0			1,7	0,3		
Среднее			12,5	42,3		6,1	5,8	4,8	2,0	0,8	0,15	0,6	0,2	0,34	0,06	0,13	1,66	
669		сеноман	63,2	6,0		3,0	4,4			1,0								
673			26,0	7,0		4,4	3,0	0,4	0,7		0,7							
675			16,2	50,0	Ед. з.	11,2	3,8	2,0	0,2	0,4				0,2		1,2	1,6	
676			7,0	36,7	"	6,4	8,0	10,0	3,0	0,6	0,9					0,9	0,9	
679			24,0	42,0	"	1,6	3,1	6,6	2,3	Ед. з.			0,6			0,5		
681			18,0	42,0		2,5	5,3	5,6	3,1				2,1	0,7				
682			14,0	35,0	Ед. з.	3,0	5,0	5,7	2,1	0,6	0,3						0,3	0,6
684			6,8	78,0		5,2	1,0	1,0	1,3	0,7	0,6	0,3						
687			15,2	50,6		6,6	5,8	2,2	1,0		0,6	0,6						
690			34,0	34,4		6,0	1,7	2,0	4,1	0,6	0,9			0,6	0,6			0,6
694			18,5	28,2	Ед. з.	5,7	12,7	5,2	2,2	1,0	0,5					4,0	1,7	
696			12,7	60,0		3,0	2,2	4,0	1,5	0,8	0,5				0,5	0,5	3,0	
699			11,5	44,8		5,6	1,3	4,5	0,5	0,2			0,5	1,0	0,2			
Среднее			20,5	39,6		4,9	4,4	3,8	1,7	0,45	0,4	0,3	0,2	0,1	0,5	0,6	0,09	

Номер образца	Район	Возраст	Минералы тяжелой фракции							Минералы легкой фракции								
			роговая обманка	пироксен	хлорит	глаукогнит	глаукофан	корунд	цонзит	перидим негрозрач.	кварц	полевые шпаты	мусковит	биотит	обломки пород	разлож. зерна		
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35		
759	Кулкудук	Альб	0,15		0,15					16,0								
763					1,2					9,2								
764							0,5				16,0							
767							0,2	0,4			13,5							
768					19,5	2,8	6,6				23,3							
Среднее			3,9	0,56	1,7	0,08				15,6								
669		Сеноман			0,7	0,7				21,0								
673					0,4					57,4								
675							0,2				12,8							
676							0,6				25,0							
679							0,5		0,6		18,2							
681							0,3				18,4							
682						0,3		0,9			32,2							
684				0,3			0,3				4,5							
687							0,2	0,4			16,8							
690										0,3	14,2							
694							0,5	0,5			44,7							
696					0,3				11,0									
699			2,3		2,5	0,5			24,6									
Среднее			0,2	0,02	0,5	0,23				21,4								

Номер образца	Район	Возраст	Минералы тяжелой фракции													Минералы легкой фракции				
			роговая обманка	пироксен	хлорит	глаукоцит	глаукофан	корунд	цоизит	нерудные непрозрач.	кварц	полевые шпаты	мусковит	биотит	обломки пород	разлож. зерна				
19.	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35				
700	Куликулдук	Нижний турон	2,7		Ед. з. 1,0	Ед. з. 0,7				21,3										
701					1,0	2,6				25,6										
702			0,6		3,3	33,0				22,4										
703					2,1					11,1										
706					1,0					15,0										
707										23,2										
709										15,0										
710					1,3		0,4			14,2										
713							Ед. з.													
717							Ед. з.													
61	Аккулдук	Нижний турон	1,9		0,6					40,5	38,0	7,2	1,2	30,0	23,6					
63									38,5	25,2	6,0			28,8	40,0					
69										32,0	32,0	21,0			32,0	15,0				
Среднее			0,4	0,1	0,8	2,6		0,1		17,4	31,7	11,4	0,4	30,2	26,2					
728	Куликулдук	турон			0,4					11,6										
729						1,2			7,8											
735			0,4						71,0											
740										13,2										
741							0,3			6,0										
745	Аккулдук	турон			1,9				8,0	66,0	19,3			Ед. з.	4,0	10,7				
80									6,1	82,0	8,6				4,6	4,8				
1																				

Номер образца	Район	Возраст	Минералы тяжелой фракции																	
			рудные		лейкоксен	циркон	турмалин	гранат	старорит	рутил	дистен	биотит	мусковит	сфен	апатит	барит	эпидот			
			тема- тит	лимо- нит														магне- тит	ильме- нит	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			
82	Четгык	Верхний	18,3			16,6	38,3	2,5	7,5	0,8					Ед. з.		6,6			
85			14,0			33,0	40,5	2,5	3,0	3,5										
4			15,0	38,0		11,5	6,4	11,8	5,0	Ед. з.	Ед. з.									Ед. з.
5			40,0	12,5		8,0	4,5	8,5	6,0	Ед. з.	3,5							1,1	1,3	1,1
6			13,0	46,0		1,0	6,5	5,0	6,0	Ед. з.	1,5	1,0				1,4		3,2	4,0	Ед. з.
8			13,0	40,4		3,3	2,4	8,0	7,1	0,9						1,4		4,0	10,0	
13			14,0	30,0		25,7	6,6	3,3	2,4	3,6	0,6		Ед. з.					4,5		
15			2,0	50,0		22,7	5,0	7,5	2,5	2,7	0,7		Ед. з.					1,1		
Среднее			51,2			12,4	10,0	4,6	4,5	1,0	0,6	0,2	0,15	0,4		1,7	0,8			
747	Кулкудук		20,0	25,4		10,0	6,3	2,7	1,0	0,3	0,7									
750			35,0	26,4		5,0	2,0	4,0	1,7			1,0								
752	Аккудук		4,4	57,6		7,4	15,8	4,0	0,4	1,2	0,4	0,8								
755			6,9	40,0		9,6	11,7	5,0	1,8	1,6		0,5	2,0						0,2	0,5
99			16,0			20,9	20,0	5,9	14,5	1,3	4,5					0,4		14,5		
100			30,0			15,0	17,5	4,0	9,0	1,0	1,5					2,5		17,5		
102			32,0			14,5	16,0	4,0	12,0	2,0	6,5							10,5		
18			9,0	48,0		4,5	9,0	7,0	5,0	Ед. з.	1,8					Ед. з.		6,0	1,2	
20			5,6	51,0		9,5	5,0	4,0	3,7	0,2	3,5					Ед. з.		8,0	Ед. з.	
24			4,0	18,0		29,0	15,0	3,3	2,7	3,2	Ед. з.	0,9				Ед. з.		0,9	Ед. з.	
30	5,0	2,0		8,0	10,0	2,0	6,0	Ед. з.	2,0					2,0		9,0				
31	5,5	4,5		5,0	14,5	12,5	22,5		2,5	Ед. з.				Ед. з.		10,0	4,0			
33	3,0	22,0		9,0	6,0	9,0	15,0	0,6	1,2					1,0		7,5	1,7			
35	16,0	1,8		10,0	11,0	6,0	12,0	1,2	1,2	Ед. з.				2,4		10,0				
38	10,0	2,0		15,0	10,4	5,6	10,4	0,8	4,4					1,6		9,6				
40	2,0	25,0		16,2	11,5	4,0	7,0	2,5	2,5	Ед. з.				Ед. з.		6,0				
41	10,0	15,3		17,1	13,4	0,4	10,0	0,7	4,0					0,3		4,6				
Среднее			32,5			12,1	11,7	4,9	7,9	0,9	2,2	0,13	2,0	0,6	0,06	7,0	0,5			

Номер образца	Район	Возраст	Минералы тяжелой фракции							Минералы легкой фракции							
			роговая обманка	пироксен	хлорит	глаукогнит	глаукофан	корунд	цонзит	нерудные непрозрач.	кварц	полевые шпаты	мусковит	биогит	обломки пород	разлож. зерна	
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
82	Четгык	Верхний			1,6					7,8	80,0	13,0			2,5	4,5	
85										3,0	75,0	13,0			3,0	9,0	
4							Ед. з.				12,0	38,0	12,0	Ед. з.	3,8	36,7	9,5
5					Ед. з.		Ед. з.				13,0	34,0	11,3	0,7	4,0	40,0	10,0
6							1,0				14,4	32,0	10,0	0,6	1,4	48,0	8,0
8											9,5	33,5	10,5	1,7	5,0	45,3	4,0
13					Ед. з.		Ед. з.				9,3	56,5	11,5	Ед. з.	7,0	25,0	
15											6,0	57,8	13,6	Ед. з.	4,4	24,2	
Среднее			0,02	0,02	0,4				0,01	12,4	55,5	12,3	0,2	2,6	23,3	6,05	
747	Кулкудук	Сенон	Ед. з.		1,0					33,0							
750					1,3					15,0							
752					0,8	0,2				7,0							
755					0,5	0,7	Ед. з.	Ед. з.		19,0							
99	Аккудук				0,4					1,6	67,7	13,7		Ед. з.	2,6	16,0	
100										2,0	72,0	13,7	0,4		1,2	12,7	
102						1,0	Ед. з.			1,5	70,0	12,7		1,9	0,9	14,5	
18	Четгык				2,5					6,0	65,0	14,0	Ед. з.	5,0	12,0	4,0	
20					0,5					9,0	55,0	17,0	Ед. з.	6,1	13,9	8,0	
24										23,0	50,0	14,0	Ед. з.	4,8	22,2	9,0	
30						Ед. з.				54,0	62,3	11,7	Ед. з.	3,0	23,0		
31							Ед. з.			14,5	64,7	15,3	1,5	2,0	13,7	3,0	
33						1,0				23,0	67,0	16,0	1,3	4,8	4,5	6,4	
35						0,4				28,0	61,3	12,7	0,4	4,6	21,0		
38										30,2	68,0	13,0	2,0	4,0	11,0	2,0	
40										23,0	70,0	10,3	2,7	4,7	12,3		
41					0,3				19,6	70,8	9,3	2,9	3,6	13,4			
Среднее				0,03	0,5	0,01				18,2	64,9	13,3	0,86	3,4	11,6	5,8	

вит) встречены в легкой и тяжелой фракциях. Существует мнение, что это следствие несовершенности техники разделения минералов по их удельным весам при помощи тяжелых жидкостей. Однако А. Г. Бабаев (1959) выяснил, что одновременное нахождение этих минералов в легкой и тяжелой фракциях пород мела Западного Узбекистана объясняется различными удельными весами одноименных минералов. Проведенные исследования также подтверждают это заключение.

Минералогический состав меловых отложений изучен в большинстве описанных разрезов (табл. 3). Для разреза Кулкудук он исследован в тяжелой фракции 0,01—0,1 мм, а Аккудук и Четтык — в легкой и тяжелой — 0,01—0,1 мм.

Основными компонентами тяжелой фракции в породах всех секций мелового разреза являются рудные (магнетит-ильменит и гематит-лимонит), нерудные непрозрачные и устойчивые (циркон, турмалин, гранат, ставролит, рутил) минералы (рис. 11). В альбских отложениях Кулкудука среднее суммарное содержание рудных составляет 54,7% (из них на долю магнетита-ильменита приходится 42,3, гематита-лимонита — 12,5), вверх по разрезу оно постепенно повышается: в осадках сеноманского яруса 60,1%, а нижнетуронского подъяруса — 63,0%. В верхнетуронских образованиях содержание рудных заметно убывает (51,2%), в сенонских породах оно составляет 32,5% (рис. 12).

Количество нерудных непрозрачных колеблется в незначительных пределах: от 12,4 (в породах верхнего турона) до 21,4% (в отложениях сеномана). В. П. Батуриным (1947) установлено, что группа «нерудных непрозрачных минералов», выделяемая при описании тяжелой фракции, «...в значительной своей части состоит из эпидота». Примесь пелитовых частиц делает этот минерал непрозрачным.

Содержание устойчивых минералов в нижних частях разреза по сравнению с верхними значительно меньше. Так, в отложениях альбского яруса устойчивые (циркон, турмалин, гранат, ставролит, рутил) составляют 19,5% тяжелой фракции, а в нижнетуронских породах их количество измеряется 14,6. В то же время в образцах из верхнетуронского подъяруса они достигают 32,5%, из сенонского надъяруса 37,5.

По всему разрезу в небольших количествах отмечаются дистен, биотит, мусковит, хлорит, эпидот. Спорадически встречаются апатит, глауконит, роговая обманка, пироксены. Очень редки глаукофан, корунд, цоизит.

Необходимо отметить значительную обогащенность сенонской секции разреза по сравнению с нижележащими дистеном (2,2%) и баритом (7,0%). В альбских отложениях коли-

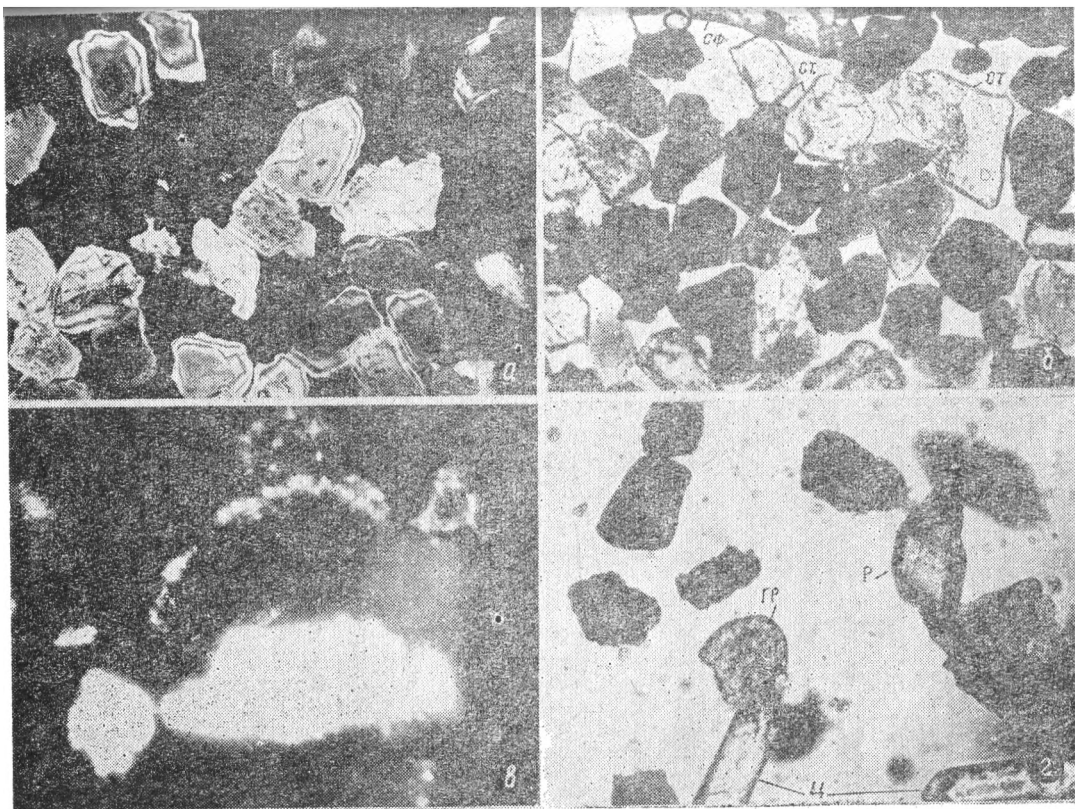


Рис. 11. Фотографии иммерсионных препаратов:

а—зерна турмалина, в иммерсионном препарате (обр. 568, сеноман, Коскудук), Николи+, об. 20х; б—ставролиты (ст), рядом внизу удлиненное зерно сфена (сф) (обр. 709, нижний турон, Кулкудук). Николи II, об. 20х; в—дистен (обр. 8 верхний турон, Четтык). Николи+, об. 20х; г—кристаллы циркония (ц), рутила (р) и граната (гр) (обр. 729, верхний турон, Кулкудук Николи II об. 20,

чество дистена и барита невелико (соответственно 0,15 и 0,13%), но имеются повышенные содержания эпидота (1,66%), хлорита (1,7%) и роговой обманки (3,9%).

Глауконит обнаружен во всех секциях мелового разреза, за исключением верхнетуронской. Правда, содержание его в составе тяжелой фракции незначительно, особенно в образцах из отложений сенонского надъяруса. Максимальные значения приходятся на нижнетуронские породы из разреза Кулдук — до 33% тяжелой фракции.

Находка зерен глауконита в некоторых разрезах мела Кызылкумов представляет значительный интерес. Если рань-

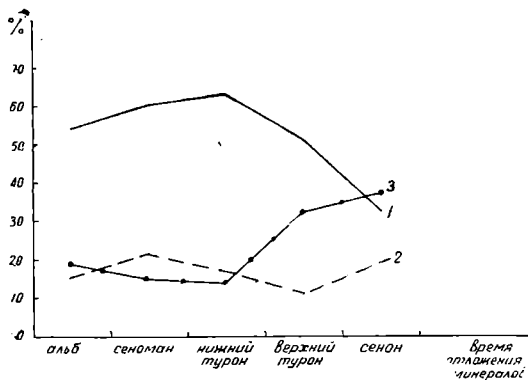


Рис. 12. Распределение основных компонентов тяжелой фракции в отдельных секциях мелового разреза:

1—рудных, 2—нерудных непрозрачных, 3—устойчивых.

ше (Бабаев, 1958; Эгамбердыев, 1959) отмечались единичные зерна глауконита из красноцветных отложений верхнего альба и сеномана Кульджуктау и Окузкакской впадины, то относительно повышенные содержания этого минерала мы выявили в образцах из альба, сеномана и особенно нижнего турона Кулдука. Таким образом, число пунктов, для которых минералогический состав мела интересен наличием аутигенного глауконита, существенно возросло. Следовательно, получены новые доказательства морского генезиса некоторых горизонтов мела Кызылкумов.

В составе легкой фракции преобладают кварц, обломки пород, полевые шпаты, иногда разложенные зерна. Постоянно встречаются биотит, мусковит, реже хлорит, кальцит, гипс и очень редко глауконит. В шлифах и иммерсионных препа-

ратах обнаружены моноклинные (ортоклаз) и триклинные (микроклин, плагиоклазы) полевые шпаты.

Среди обломков пород, нередко составляющих довольно значительную часть легкой фракции (до 30—40%), можно выделить глинистые, карбонатные, кремнистые образования и кварциты.



Рис. 13. Схема терригенно-минералогического районирования меловых отложений Кызылкумов и сопредельных областей:

1—участки локализации глауконита; терригенно-минералогические провинции; 2—дистен-ставролит-турмалиновая; 3—первая слюдяная (с различным соотношением биотита, мусковита и хлорита), 4—рутиловая, 5—вторая слюдяная (с постоянным преобладанием мусковита), 6—эпидот-рутил-цирконовая, 7—рутил-турмалин-гранат-цирконовая, 8—рутил-гранат-мусковит-турмалиновая.

Разложенные зерна слагают существенную долю легкой фракции. К этой группе отнесены непросвечивающиеся или полупросвечивающиеся в проходящем свете зерна, обычно окрашенные в желтые, бурые и буро-красные тона. Точно определить их крайне трудно. А. Г. Бабаев (1959) полагает, что по показателю преломления их следует отнести к глубоко разложенным полевым шпатам.

Для легкой фракции характерно возрастание по разрезу (снизу вверх) содержания кварца и полевых шпатов при одновременном уменьшении количества обломков и разложен-

ных зерен; содержание слюд (мусковита и биотита), также увеличивается.

Таким образом, по минералогическому составу меловые отложения Кызылкумов весьма разнообразны и характеризуются неодинаковой встречаемостью минералов по разрезу. К основным компонентам тяжелой фракции следует отнести рудные и нерудные непрозрачные, в легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты, обломки пород. Постоянно присутствуют циркон, турмалин, гранат, ставролит, рутил, дистен, мусковит, биотит. Спорадически отмечаются глаукоцит, роговая обманка, пироксены, апатит. Очень редкие металлы — глаукофан, цоизит, корунд.

А. Г. Бабаев (1959), изучая минералогию меловых отложений Западного Узбекистана, выделил девять типов ассоциаций минералов, характерных для тяжелой фракции меловых пород. Разрезам меловых отложений Кызылкумов свойственен седьмой тип ассоциации, который отличает преобладание устойчивых минералов. Районы распространения этой ассоциации объединены «...в слюдисто-ставролит-турмалин-гранат-рутил-цирконовую терригенно-минералогическую провинцию», или Кызылкумскую. А. Г. Бабаев отмечает также, что это сложная терригенно-минералогическая провинция, имевшая на протяжении мелового периода несколько источников питания (острова Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау и др.), неоднократно погружавшихся и поднимавшихся из-под зеркала вод. На основании анализа размещения аллотигенных минералов в меловых разрезах на территории Кызылкумов и сопредельных областей мы выделяем семь терригенно-минералогических провинций: дистен-ставролит-турмалиновая, первая слюдястая (с различным соотношением биотита, мусковита и хлорита), вторая слюдястая (с постоянным преобладанием мусковита), рутиловая, эпидот-рутил-цирконовая, рутил-турмалин-гранат-цирконовая и рутил-гранат-мусковит-турмалиновая (рис. 13).

Глава V

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫЗЫЛКУМОВ

Многочисленные исследования, посвященные осадочным породам отдельных районов Советского Союза, свидетельствуют о наибольшей ценности химических показателей, позволяющих судить об окислительно-восстановительных обстановках отдельных стадий осадочного процесса, степени солености и относительной глубине древних водоемов, морском или континентальном происхождении интересующих нас образований (Гуляева — 1953, 1954, 1955, 1956; Литвиненко и Додатко — 1961; Стадников — 1956, 1957; Спиро, Грамберг и Вовк — 1955, 1956; Страхов — 1947, 1948, 1954 и др.; Страхов и Залманзон — 1955; Теодорович — 1955, 1957; Тихомирова — 1962; Родионова — 1960 и др.). При геохимическом изучении пород в большей или меньшей степени освещаются те стороны осадочного процесса, которые остаются невыясненными петрографическим анализом. Последний помогает нам выявить качественную характеристику осадкообразования. Геохимические данные позволяют учесть, кроме того, количественные соотношения разнообразных химических явлений, сопутствующих образованию и накоплению осадков.

Геохимическому анализу подвергались образцы пород из девяти обнажений мела Юго-Западных и Центральных Кызылкумов, определялись формы серы и железа, состав катионов, поглощенных глинистыми породами, а также выявлялись закономерности размещения малых элементов по разрезу и в основных типах пород.

Реакционно-способные формы железа и серы определялись по методике, принятой Л. А. Гуляевой (1956).

Сеноман

Формы серы. Концентрация сульфатов в породах сеномана невелика, максимальные количества не превышают 1,5% (в среднем 0,1—0,4%). Незначительно и содержание сульфидной серы (в среднем 0,01—0,2%), а часто, особенно в верхней части сеноманского разреза (Тамдыкудук, Коскудук, Торткудук), сера отсутствует.

В низах сеномана отмечается относительное накопление сульфидной серы. Так, в фиолетово-серых и светло-сиреневых глинах из нижней части сеномана Торткудука сульфидная сера (0,03—0,6%) преобладает над сульфатной (0,015—0,38%). Такое же относительно повышенное содержание ее наблюдается в низах сеномана Тамдыкудука и Коскудука. Следовательно, по ее количеству (от 0,1% до 1,5%) сеноманские отложения в самой нижней части относятся к осадкам слабовосстановительного подтипа восстановительной обстановки. Вышележащие сеноманские образования или совсем не содержат сульфидной серы, или содержат ее очень мало (0,01—0,015%). Присутствие сульфатной формы обуславливает общее содержание серы в породах. Это осадки окислительной геохимической фации.

Формы железа. Окислительно-восстановительную обстановку времени накопления сеноманских образований дополнительно характеризует и распределение по разрезу окисного и закисного железа, растворимого в 5%-ной соляной кислоте. В целом окисная форма преобладает в общем балансе железа, ее содержание в среднем составляет 1—2%, а в отдельных случаях достигает 17—22% (сеноман Торткудука). Закисного железа значительно меньше, среднее его содержание равно 0,2—0,4%. Подобно распределению форм серы, в низах сеномана также отмечаются несколько повышенные количества закисной формы железа. Так, в породах из нижней части сеноманского разреза Коскудук содержания FeO и Fe_2O_3 примерно одинаковы и составляют 0,08—0,85% (FeO) и 0,02—0,8 (Fe_2O_3). В образцах пород из низов Тамдыкудукского разреза FeO (0,1%) преобладает над Fe_2O_3 (0,02—0,08%).

На рис. 14, А приведено соотношение различных форм железа в породах сеномана. К. Ф. Родионова (1960), используя эти соотношения, предложила на треугольной диаграмме выделять следующие геохимические фации: окислительную, глауконитовую, шамозитовую, сидеритовую слабовосстанови-

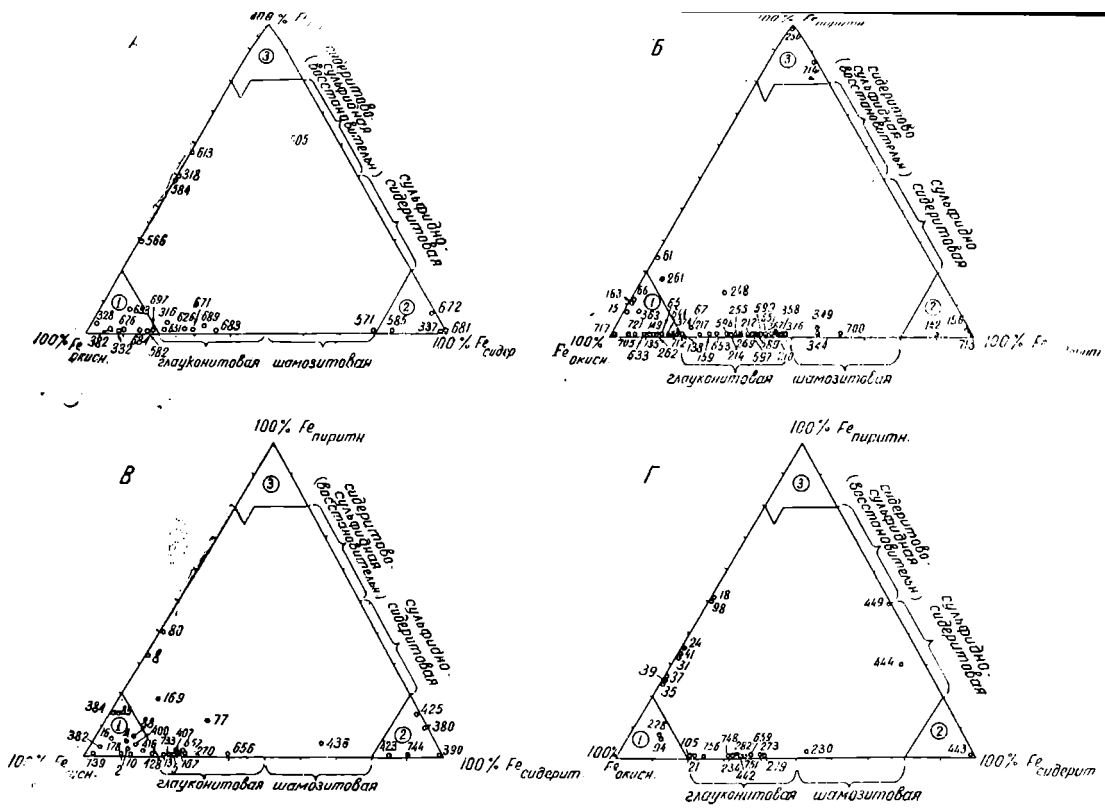


Рис. 14. Соотношение различных форм железа в меловых породах Кызылкумов:

А—сенонанских; Б—нижнетуронских; В—верхнетуронских; Г—сенонанских. Цифры в кружочках; 1—окислительная фашия, 2—сидеритовая слабовосстановительная; 3—сероводородная резковосстановительная.

тельную, сульфидно-сидеритовую, сидеритово-сульфидную (восстановительную) и сероводородную резковосстановительную. Данные по содержанию различных форм железа в породах сеномана нанесены на такую треугольную диаграмму (рис. 14 А), подавляющее большинство точек анализа находится в левом нижнем углу треугольника, в окислительной и глауконитовой фациях. Значительно меньшая часть их оказалась на участке, характеризующем сидеритовую слабовосстановительную геохимическую фазию. Точки нескольких образцов расположены вдоль линии нулевого содержания сидерита, на левой стороне треугольника.

Необходимо отметить, что окисное железо в максимальных количествах содержится в прослоях глин. В гравелитах его мало или оно отсутствует. Подобную приуроченность форм железа к тонкозернистым породам обнаружила Л. А. Гуляева (1955) при изучении образований девона и карбона Куйбышевского Поволжья. Она отмечает, что это «...указывает на относительно более длительное пребывание во взвешенном состоянии частиц геля железа, нежели песчаных частиц, и осаждение железа преимущественно в зоне отложения тонких взвесей». Это явление отмечал и Н. М. Страхов (1947, 1948) при изучении закономерностей осаждения железа.

По содержанию сульфатной серы и окисного железа сеноманские породы относятся к осадкам окислительной геохимической фации Л. В. Пустовалова (1933). Лишь самые низы сеномана, где количество сульфидной серы достигает 0,6%, можно рассматривать как образования слабо восстановительного подтипа восстановительной обстановки (Гуляева, 1955).

Турон

Нижний турон. Формы серы. Общее ее содержание здесь сравнительно невелико, в среднем оно изменяется в пределах 0,06—0,8%, редко превышая 1%. В отдельных случаях возрастает до 6,5% (Азнек), 7,7% (Аккудук) и даже 9% (Тамдытау). Подобные повышенные значения общего содержания серы, по всей вероятности, объясняются значительной огипсованностью нижнетуронских глин, из которых отобраны проанализированные образцы.

Сульфатная форма серы в большинстве изученных разрезов явно преобладает над сульфидной. Очень часто сульфиды в породах нижнего турона отсутствуют, и количеством сульфатов определяется общее содержание серы в образцах. Так, в разрезах Кулкудук, Коскудук, Тамдытау сульфиды не

обнаружены, а в Тамдыкудуке их всего 0,004%, в Аккудуке несколько больше — 0,08—0,2%. Содержание сульфатов составляет в Кулкудуке 0,09—1%, Коскудуке — 0,1—2%, Тамдытау — 0,06—0,25%, Аккудуке — 0,1—0,4%.

В Торткудукском разрезе наблюдается несколько иное соотношение сульфатной и сульфидной форм. Здесь разница в содержании сульфатов (0,1—0,8%) и сульфидов (0,02—0,08, иногда 0,63%) не так значительна, как в вышеназванных разрезах. В нижней и верхней частях нижнетуронских слоев района кол. Азнек сульфидов не обнаружено, в среднем их количество измеряется 0,13%, в то время как сульфатов всего 0,07%.

Формы железа. Растворимое железо присутствует во всех исследованных образцах. Его содержание колеблется от 3,38% (Кокча) до 18 (Азнек) и даже 35% (Кулкудук); в среднем общее содержание железа в большинстве разрезов 0,5—3%. Максимальные значения растворимого железа приурочены к прослоям зеленых и светло-зеленых глин из нижней части разреза.

Во всех проанализированных образцах окислов трехвалентного железа значительно больше, чем двухвалентного. Например, в породах Тамдыкудукского разреза Fe_2O_3 насчитывается 0,8—1,8%, FeO — 0,25—0,09%; в Кулкудуке Fe_2O_3 — 4—5%, FeO — 0,15—0,6%; в Кокче Fe_2O_3 и FeO соответственно 0,93—2% и 0,1—0,25%.

Как отмечалось, максимумы значений растворимого железа приходится на прослой зеленых глин в нижней части разреза. Здесь Fe_2O_3 достигает 15 (Азнек) и 30% (Кулкудук). Максимальные содержания окисного железа совпадают с таковым и для закисного. В глинистых прослоях FeO соответственно насчитывается до 3 (Азнек) и 2% (Кулкудук). Повышенное содержание FeO в образцах с максимальной концентрацией Fe_2O_3 было замечено и в верхнетуронских породах. Из рис. 14, Б видно, что большая часть фигуративных точек приурочена к глауконитовой и шамозитовой геохимической фациям. Кроме того, точки анализа расположились в левом нижнем углу треугольной диаграммы в окислительной фации. Отдельные образцы по соотношению форм железа характеризуют сидеритовую и сероводородную фации. Если сравнить распределение фигуративных точек на диаграмме для пород сеномана и нижнего турона, то можно отметить, что на нижнетуронской диаграмме все точки как бы несколько сдвинуты вправо, в сторону сидеритовой слабовосстановительной геохимической фации. Кроме того, среди

образцов сеномана ни один не характеризует резковосстановительную фацию.

По содержанию сульфидов и соотношению сульфатной и сульфидной форм серы в образцах, можно считать, что накопление нижнетуронских отложений происходило чаще в окислительной геохимической обстановке. Но встречаются прослой пород, где содержание сульфидов составляет 0,4—0,63%. Эти образования связаны со слабовосстановительной геохимической обстановкой.

На рис. 14, Б единичные образцы характеризуют даже сероводородную геохимическую фацию. Следовательно, в отдельные моменты накопления нижнетуронских отложений существовала резковосстановительная геохимическая обстановка.

Верхний турон. Ф о р м ы с е р ы. Суммарное содержание сульфатов и сульфидов в верхнетуронских образцах меньше, чем в породах нижнего турона, обычно оно равно 0,03—0,1% и только в Торткудукском разрезе достигает 0,4%. Соотношения сульфатной и сульфидной форм те же, что и для нижнего турона, т. е. преобладающей формой серы является сульфатная. Сульфиды либо полностью отсутствуют, либо их содержание измеряется сотыми долями процента (0,02—0,04%). Исключение составляет Аккудукский разрез, где в породах из нижней и средней частей количество сульфидов (0,06—0,23%) несколько превышает количество сульфатов (0,06—0,15%). В верхней части разреза сульфаты вновь преобладают над сульфидами, их содержания соответственно составляют 0,08—0,83 и 0,02—0,14%.

Ф о р м ы ж е л е з а. Общее содержание железа в верхнетуронских породах в среднем составляет 0,5—1,5%, в некоторых разрезах (Торткудук, Кулкудук) оно повышается до 3—5%, а в отдельных прослоях (бурых мелкозернистых, прочно сцементированных песчаниках — Кулкудук) достигает максимальных значений (27%).

Повышенные содержания растворимого железа, как и в нижнем туроне, наблюдаются в прослоях темно-зеленых и зеленых глин (18%), а также в малиновых и красных алевритовых глинах (2,5%). Минимальные значения отмечены для прослоев светлоокрашенных песчаников (0,18%).

Во всех изученных разрезах окисная форма железа явно преобладает над закисной. Так, в породах верхнего турона Торткудука количество Fe_2O_3 доходит до 5%, а FeO — 0,1—0,4%, в Кулкудукском разрезе 0,8—3 и 0,1—0,6% соответственно, в Кокчинском — 0,3—1 и 0,09—0,12%. Надо отметить, что максимальные значения содержаний закисного железа приурочены к наибольшим концентрациям окисного.

По соотношению форм железа необходимо особо отметить Кулкудукский разрез, где в прослоях отдельных пород закисное железо преобладает над окисным. Так, содержание FeO составляет 0,1—0,6 и доходит до 1%, а Fe_2O_3 лишь 0,15—0,3%.

Соотношения различных форм железа в породах верхнего турона почти такие же, как и в нижнетуронских образованиях (рис. 14, Б, В). Отличие заключается в том, что резко восстановительную сероводородную фацию не характеризует ни один верхнетуронский образец, а к шамозитовой фации приурочена лишь одна точка анализа.

Отсутствие сульфидов в большинстве образцов верхнего турона и обогащение пород окислами трехвалентного железа свидетельствуют об образовании верхнетуронских отложений в условиях окислительной геохимической обстановки.

Сенон

Ф о р м ы с е р ы. Общее содержание серы в образованиях сенона обычно 0,09—0,3 и только в Аккудуке доходит до 1,2%, а в отдельных прослоях пород Кулкудукского разреза достигает 3%. Общее содержание серы в образцах определяется присутствием ее сульфатной формы, так как сульфиды или отсутствуют или их очень мало (в среднем 0,01—0,02%). Однако в некоторых разрезах наблюдаются отклонения от указанного содержания сульфидов. В Аккудуке, например, в светло-желтом мелкозернистом песке из низов разреза (обр. 98) определено повышенное содержание сульфидов (0,43%). В Четтыкском разрезе в светло-серых и светло-желтых песках (обр. 24, 39) они несколько преобладают над сульфатами: сульфидов 0,03—0,07, а сульфатов — 0,02—0,04%. В пестроцветных глинах из этой же части разреза (обр. 21, 35) наблюдается обычная картина: сульфатная форма (0,17—0,07%) преобладает над сульфидной (0,0—0,04%).

Торткудукский разрез отличается от других соотношением форм серы по разрезу. По содержанию сульфатов и сульфидов в породах сенона можно выделить нижнюю и верхнюю части разреза. В породах нижней части сульфиды не обнаружены, а содержание сульфатов равно 0,3%. В верхней же части сульфидная форма составляет 0,1—0,14, а сульфатная 0,03—0,1%.

Ф о р м ы ж е л е з а. Количество железа, растворимого в 5%-ной соляной кислоте, в большинстве разрезов относительно невысокое — 0,2—0,5%. Лишь в отдельных прослоях Тамдыкудукского, Кулкудукского и других разрезов оно возра-

стает до 2,5—5,5%. В целом окисная форма господствует в общем балансе железа, ее содержание в породах сенона составляет 0,2—0,5%, а в местах повышенных концентраций растворимого железа достигает 1,5—5%. Закисного железа заметно меньше, его содержание изменяется от 0,06 до 0,2—0,7%. Необходимо отметить, что в сенонских породах разница между количеством Fe_2O_3 и FeO не измеряется большими величинами, а в некоторых случаях окислы двух- и трехвалентного железа характеризуются почти одинаковым содержанием. Например, в верхах сенона Тамдытау Fe_2O_3 составляет 0,42—0,5, а FeO — 0,23—0,48%.

В образцах из средней части Торткудукского разреза FeO насчитывается больше, чем Fe_2O_3 . Содержание FeO измеряется 0,2—1, а Fe_2O_3 0,2—0,35%. В отдельных прослоях пород окислы трехвалентного железа не обнаружены. Как уже отмечено для нижнего и верхнего турона, повышенные концентрации FeO совпадают с таковыми для Fe_2O_3 .

Мы приводим соотношения различных форм железа в породах сенона (рис. 14, Г). Подавляющее большинство точек анализа расположилось в зоне глауконитовой геохимической фации, единичные образцы характеризуют окислительную, шамозитовую и сидеритовую, а также сульфидно-сидеритовую геохимическую фации. Большое количество фигуративных точек лежит на левой стороне треугольника, у линии нулевого содержания сидерита. Эти точки характеризуют образцы, в которых железо находится в окисной и пиритной формах, при этом перевес, как правило, оказывается на стороне окисной формы. Пиритное железо в этих образцах не превышает 35% (лишь в двух образцах оно доходит до 50%).

Образование сенонских пород, как правило, связывалось с окислительным типом окислительно-восстановительной обстановки. Отдельные прослои, где в породах сульфидов 0,32—0,43% (Четтык, Аккудук), формировались в условиях слабовосстановительной обстановки.

СОСТАВ ПОГЛОЩЕННЫХ КАТИОНОВ

Меловые разрезы Кызылкумов сложены в основном песчаными и глинистыми породами, среди которых явно преобладают пески и песчаники. Горизонты с фауной в этих разрезах единичны, причем в некоторых случаях палеонтологические остатки не обеспечивают решения вопроса о возрасте вмещающих их пород и условиях их образования.

Таким образом, важнейшей особенностью состава и строения меловых отложений Кызылкумов является преобладание

в разрезе терригенных образований, стратиграфическая сокращенность и отчасти наличие внутренних перерывов. В связи с этим для заключений об условиях формирования меловых отложений необходимо комплексное исследование. Большую помощь в расшифровке динамики среды отложения древних осадков оказывает детальное изучение гранулометрии песчаных пород. Однако результаты, вытекающие из интерпретации получаемых данных, позволяют судить лишь о характере агента транспортировки материала, а для палеогеографических построений этого недостаточно. Выводы, получаемые при анализе гранулометрического состава, дополняются и уточняются другими методами. Существенное значение в этом вопросе приобретают геохимические исследования глинистых пород, заключенных в виде прослоев среди песчаных образований.

Многие исследователи при изучении состава поглощенных катионов глин приходят к интересным палеогеографическим выводам (Стадников, 1957; Спиро, Грамберг, Вовк, 1955).

Большинство осадочных пород, в том числе глин, формируется в водной среде. При этом концентрация и химический состав природных вод накладывают отпечаток на состав поглощенного комплекса этих пород. В стадию диагенеза и эпигенеза, когда значительно сокращается поверхность соприкосновения осадка (породы) с окружающей его водной средой, создаются благоприятные условия для сохранения поглощенного комплекса.

Учитывая количество обнаруженных при химическом анализе одновалентных (Na, K) и двухвалентных (Ca, Mg) катионов и сравнивая соотношения между ними, исследователи делают выводы о характере отложений (морские или континентальные — Спиро, Грамберг, Вовк, 1955), о степени минерализации воды (морская, солоноватоводная, пресная — Стадников, 1957).

Подобные суждения о составе вод прежних водоемов на основании геохимических данных особенно ценны, так как они хорошо сопоставляются с материалами, полученными для образцов глин, охарактеризованных разными группами органических остатков, заключенных в пермских отложениях. Образцы, содержащие растительные остатки (обломки древесины, отпечатки листьев и т. д.), попадают на диаграмме в поле континентальных отложений, а породы, в которых присутствует комплекс морской макро- и микрофауны, располагаются на графике в области, соответствующей нормальным морским условиям в пермский период (Спиро, Грамберг, Вовк, 1955).

Г. Л. Стадниковым в основу химической характеристики вод древних водоемов положено два коэффициента солености $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$, представляющих собой отношения содержания натрия к кальцию (в мг/экв) и кальция к магнию. Полученные таким путем выводы об условиях образования пород хорошо согласуются с данными палеонтологов.

В реакциях обменного (пермутитового) характера, предложенных Г. Л. Стадниковым, определяются содержания натрия, кальция и магния, характеризующие соответственно морские, пресноводные (континентальные) и переходные условия. При этом для пород, отлагавшихся в морской среде, коэффициент $\frac{ENa}{ECa}$ будет всегда больше единицы, а для пород, обязанных своим происхождением континентальной обстановке осадконаполнения (реки, озера), — меньше единицы. Однако иногда для пород, отлагавшихся, по мнению геологов, в пресных застойных водах, получается высокий коэффициент солености, $\frac{ENa}{ECa}$ намного больше единицы. Как правило, в застойных пресных водах всегда содержится какое-то количество органических остатков, дающих при своем разложении продукты аэробного распада растительного материала (гуминовые кислоты), которые с находящимися в пресной воде солями кальция образуют нерастворимые гуматы. Следовательно, в застойных водах соли кальция удаляются из раствора, а глинистые частицы, поступившие в такой водоем, не пермутируются, т. е. не обменивают свой натрий на кальций пресной воды, и породы, отложившиеся в подобных условиях, имеют самые различные коэффициенты солености. Значения их обусловлены химическим составом исходного материала, при разложении которого образовались эти породы.

Чтобы отличать высокие значения $\frac{ENa}{ECa}$, характерные для морской и застойной пресной воды, на образец воздействуют раствором хлористого бария и поваренной соли и определяют количество магния, перешедшего из породы в раствор.

Отношение $\frac{ENa}{ECa}$, или коэффициент солености по Г. Л. Стадникову (1957), характеризует степень минерализации воды в древних водоемах. В морской воде натрия намного больше, чем кальция. Магний занимает промежуточное положение между кальцием и натрием и может считаться показателем переходных условий (опресненная морская вода). В пресной воде его заметно меньше, чем в морской. Различия в концентрации элементов в морской и пресной воде хорошо

выявляются при сопоставлении состава вод современных водоемов. Так, в современной морской воде (взяты средние значения по опубликованным данным) натрия 30,26—30,89, кальция 1,16—0,41, магния 3,65—3,90% (Кленова, 1948). В озерной воде натрия 5,15, кальция 18,15 и магния 3% (Зернов, 1934).

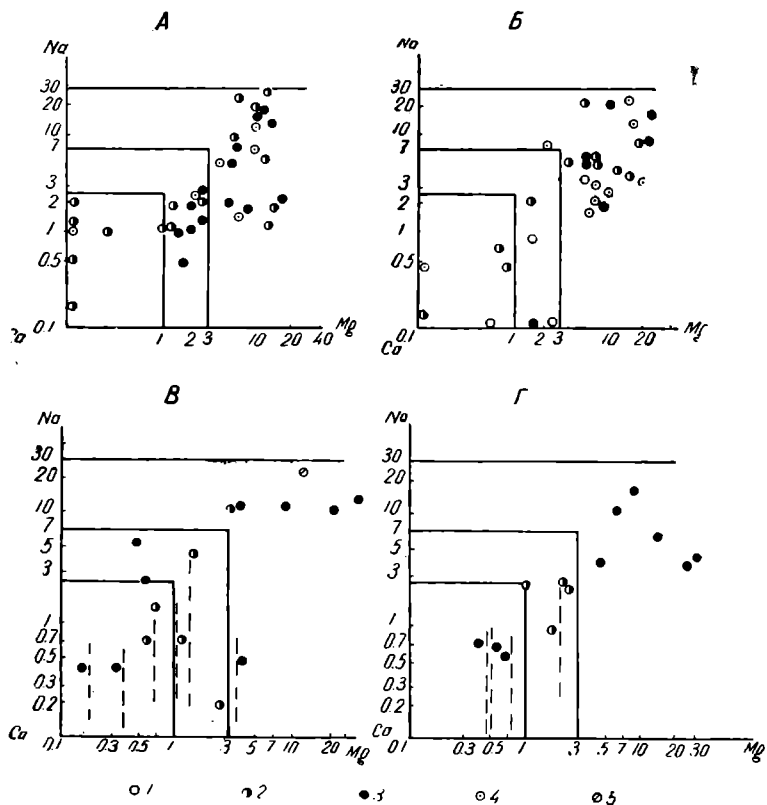


Рис. 15. Диаграмма соотношений поглощенных катионов в меловых отложениях:

А—Торткудука, Б—Кулудука, В—Тамдыкудука, Г—Коскудука.

Результаты массовых определений обменных способностей глинистых пород, полученные в лаборатории палеогеографии, позволяют точнее восстанавливать палеогеохимические условия их образования. В связи с этим мы исследовали обменные свойства (рис. 15, 16) глинистых пород мела Кызылкумов (по 200 образцам из разрезов Четтык, Аккудук,

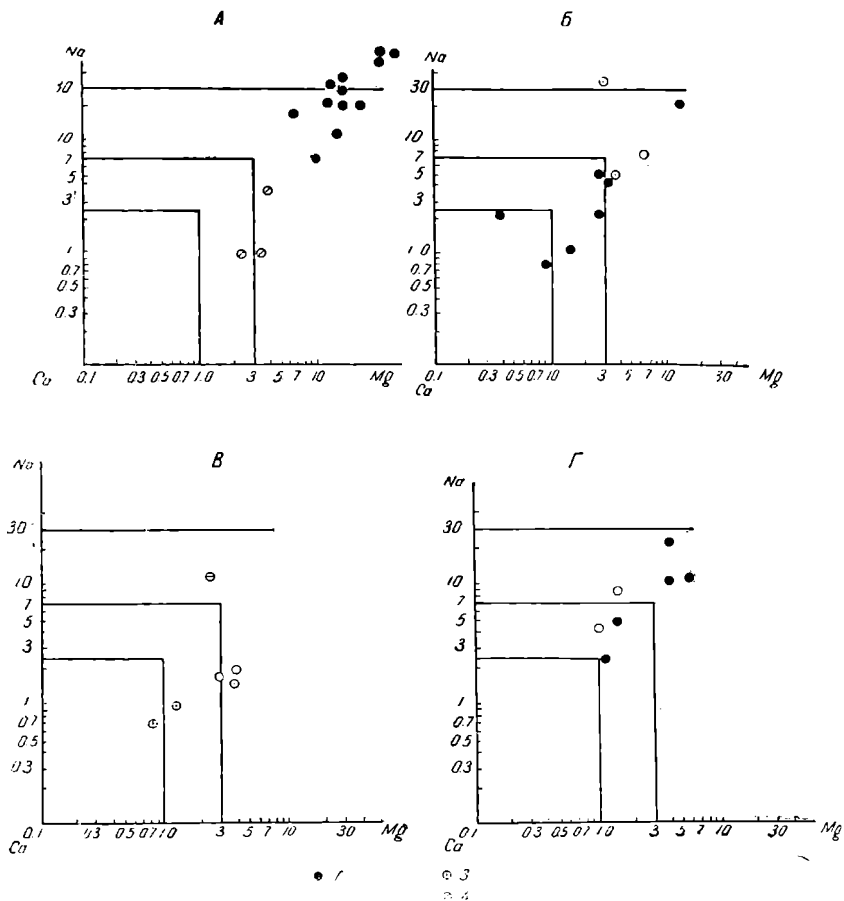


Рис. 16. Диаграмма соотношений поглощенных катионов в меловых отложениях:

А—Азнеска, Б—Коччи, В—Четтыка, Г—Аккудука.

Кокча, Торткудук, Кулкудук, Коскудук, Тамдыкудук и Тамдытау).

Для характеристики осадконакопления в древних водоемах мы выбрали величины $\frac{ENa}{ECa}$, или коэффициент солености по Г. Л. Стадникову, и $\frac{EMg}{ECa}$, значение которого обратно предложенному Стадниковым $\frac{ECa}{EMg}$. Такой выбор коэффици-

ентов продиктован желанием вложить в них одинаковый химический смысл с тем, чтобы числитель выражал содержание катионов, характерных для морских вод, а в знаменателе было количество заключенного в породе Са, обычно свойственного пресноводным отложениям. Тогда при значении $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa} < 1$ мы сможем говорить о заведомо пресноводных образованиях, а $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$, намного превышающие единицу, свидетельствуют о морском генезисе отложений.

Результаты изучения обменных способностей глинистых пород воркутской угленосной толщи Г. Л. Стадников свел в таблицу, где, наряду с наименованием, местом отбора образцов и геохимическими показателями, для сравнения помещены наблюдения палеонтологов. Другие исследователи предпочитают таблицам графическое обобщение данных анализа. Н. С. Спиро, И. С. Грамберг и Ц. Л. Вовк (1955) в своей работе приводят диаграмму, на которой нанесены числовые значения высчитанных ими коэффициентов $\frac{K \cdot Na}{Ca \cdot + Mg \cdot}$ и $\frac{Na}{Ca \cdot + Mg \cdot}$. Для геохимической характеристики разреза иногда параллельно литологической колонке наносят кривые изменения значений $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{ECa}{EMg}$ (Исматуллаев, 1961).

Мы предпочли построение диаграммы по данным пермутитовых реакций, так как нанесение кривых, показывающих изменение величин $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{ENg}{ECa}$, неудобно из-за неравномерного распределения слоев глинистых пород в общем комплексе меловых образований. Иногда глинистые слои в значительных по мощности толщах почти полностью отсутствуют, поэтому в таких разрезах нанесенные кривые носили бы прерывистый характер.

На нашей диаграмме (рис. 15) по оси абсцисс отложены значения $\frac{EMg}{ECa}$, а по оси ординат $\frac{ENa}{ECa}$. Исходя из величин, полученных Г. Л. Стадниковым для морских, опресненных морских и пресных вод, а также вычислив $\frac{Na}{Ca \cdot + Mg \cdot}$ для меловых отложений на диаграмме Н. С. Спиро, И. С. Грамберга и Ц. Л. Вовк (1955) и сравнив их со значениями для современных водоемов, мы условно выделили поля, где группируются точки образцов пород, отлагавшихся в континентальных (речные, озерные), морских и переходных (опресненные участки моря) условиях.

Поле пресноводных пород ограничено ординатой со значением $\frac{ENa}{ECa} = 2,5$ и абсциссой $\frac{EMg}{ECa} = 1$, поле солоноватоводных условий расположено между полем континентальных и морских образований. Значения $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$ здесь переходные: $\frac{ENa}{ECa}$ может изменяться от 2,5 до 7, $\frac{EMg}{ECa}$ от 1 до 3. Верхняя граница поля морских накоплений проводится по линии со значением $\frac{ENa}{ECa} = 30$, выше нее попадают точки образцов, связанных с лагунной седиментацией. Правая граница поля морских осадков остается пока открытой из-за недостатка данных для вычисления $\frac{EMg}{ECa}$.

Все точки, соответствующие отложениям сеномана, турона и сенона (рис. 15, А), располагаются в пределах полей пресноводных, морских и солоноватоводных осадков. При этом число образцов, приуроченных к полю пресноводных, солоноватоводных и нормальных морских осадков, выразится соответственно цифрами 6, 11 и 20 или в пересчете на процентные соотношения 17, 28 и 55. Как видно из статистического анализа, более половины всех образцов (55%) приходится на поле нормальных морских осадков и очень немного сосредоточено среди пресноводных образований (17%).

Промежуточное положение по количеству точек анализа, попавших в данное поле диаграммы, занимают породы, образцы которых указывают на связь их с опресненной морской водой.

Образцы, попавшие в поле морской воды, характеризуются высокими значениями коэффициентов солености $\frac{ENa}{ECa} = 28-30$ и $\frac{EMg}{ECa} = 10-11$, минимальные значения здесь $\frac{ENa}{ECa} = 8-9$, $\frac{EMg}{ECa} = 3-4$. Отложения в поле опресненной морской воды имеют низкие показатели коэффициентов $\frac{ENa}{ECa} = 2,5-5$ и $\frac{EMg}{ECa} = 1,2-2,8$.

В меловом разрезе района кол. Кулкудук для характеристики обменных свойств изучено 29 образцов глин. Точки анализа размещены здесь так же, как и для Торткудукского разреза, но тяготение пород к полю воды нормальной морской солености выражено более заметно. В общем количестве образцов 70% принадлежит осадкам, отложившимся в нор-

мальных морских условиях, 21% приходится на опресненную морскую воду и 9% на пресную.

Таким образом, фигуративные точки образцов меловых отложений района кол. Кулкудук сосредоточены в основном в пределах полей морской воды нормальной солености и опресненной морской воды. Исключение составляют два образца сеномана, которые показали низкие отношения $\frac{ENa}{ECa} = 0,8-0,9$, $\frac{EMg}{ECa} = 0,4-0,5$ и поэтому вышли за границы вышеуказанных полей и разместились в поле пресной воды.

По размещению фигуративных точек на диаграмме (рис. 15, Б) видно, как снизу вверх по разрезу происходит замена пресноводных образований отложениями, переходными к морским и нормально морскими. В самом деле, среди накоплений сеномана обнаружены образцы с невысокими коэффициентами $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$. Точки их анализа лежат в поле пресной воды. Туронские отложения занимают поле опресненной и нормально соленой морской воды.

Из описанного расположения фигуративных точек можно предположить постепенное вытеснение на рассматриваемой территории, от сеномана к сенону континентальных условий осадконакопления нормально морскими. К сенону, по-видимому, соленость морской воды возросла до нормальной. Подобная картина наблюдается и при анализе результатов исследования обменных свойств глинистых пород мелового разреза района Кокча. Здесь (рис. 16, Б) туронские отложения приурочиваются к полю опресненной морской воды. Они имеют коэффициент солености $\frac{ENa}{ECa} = 2,5-5$ и $\frac{EMg}{ECa} = 1,0-3,0$. Породы сенона располагаются на диаграмме выше и правее пород турона в поле морской воды нормальной солености. Для них определены следующие коэффициенты: $\frac{ENa}{ECa} = 8-30$, $\frac{EMg}{ECa} = 3,5-10$. Вероятно, в районе кол. Кокча в туронский век существовал бассейн с опресненной морской водой. В сене соленость воды возросла до нормальной.

Разрез меловых отложений района кол. Азек сложен туронскими и сенонскими образованиями. Глинистые прослои в основном приходятся на туронскую часть разреза. Исследованиями обменных способностей глин этого комплекса выявлено, что все они характеризуются высокими значениями $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$. Большинство точек тяготеет к верхней части

поля морской воды нормальной солености (рис. 16, А) или выходит за его пределы и попадает в зону лагунных условий осадконакопления. $\frac{ENa}{ECa}$ изменяется от 7 до 50, а $\frac{EMg}{ECa}$ от 4 до 40. Максимумы значений этих коэффициентов приходятся на поле морской воды повышенной минерализации. Интересно отметить компактность в размещении фигуративных точек образцов описываемого разреза на диаграмме. Лишь две точки, характеризующие глины палеогена, располагаются около границы с полем опресненной морской воды, остальные ложатся рядом друг с другом, образуя сплошную полосу, которая тянется из правого верхнего угла поля нормальной морской солености в поле лагунных осадков.

По высоким значениям коэффициентов $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$ мы можем судить о наличии на рассматриваемой территории в туронский век морского бассейна с водой повышенной минерализации. Временами даже нормальные морские условия осадконакопления сменялись лагунными, о чем свидетельствуют полученные коэффициенты — $\frac{ENa}{ECa} = 30-50$ и $\frac{EMg}{ECa} = 20-50$.

Разрез верхнемеловых отложений района кол. Четтык представлен сенонскими образованиями, где прослой глины немногочисленны и маломощны. В основании разреза вскрыты верхнетуронские накопления небольшой мощности. Анализ отобранных образцов из этих прослоев показал, что коэффициенты солености, особенно по сравнению с азнекскими, невелики. $\frac{ENa}{ECa}$ составляет 0,8—2. Только в одном образце из средней части разреза определен $\frac{EMg}{ECa} = 10$. Этот образец располагается на диаграмме в поле воды нормальной морской солености. В разрезе над глиной, из которой взят образец, находится слой известковистого песчаника с ядрами пеллеципод нормального морского облика. Подобное совпадение выводов, вытекающих из исследования обменных способностей глинистых пород, с данными палеонтологов дает возможность использовать результаты геохимического изучения для палеогеохимических расшифровок.

Коэффициент $\frac{EMg}{ECa}$ также характеризуется сравнительно высокими значениями (0,8—4).

Фигуративные точки анализа верхнетуронских пород попадают в поле опресненной морской воды, а сенонских — нормальной морской. Такое расположение на диаграмме

предполагает, как это уже наблюдалось в районе Кокчи, возрастание минерализации воды в морском бассейне ко времени накопления сенонских образований от несколько пониженной до нормальной.

В верхнемеловых отложениях Аккудука глины присутствуют в основном в туроне. Все проанализированные образцы размещаются в пределах полей нормальной морской солености и опресненной морской воды (рис. 16, Г). Значения полученных коэффициентов следующие: $\frac{ENa}{ECa} = 2-20$ и $\frac{EMg}{ECa} = 1-6$. Низы турона охарактеризованы более высокими числовыми выражениями интересующих нас коэффициентов: $\frac{ENa}{ECa} = 10-20$, $\frac{EMg}{ECa} = 5-6$. Вышележащая часть турона имеет более низкие коэффициенты солености: $\frac{ENa}{ECa} = 2-5$ и $\frac{EMg}{ECa} = 1-1,8$. Следовательно, образцы из низов турона попадают в поле нормальной морской солености, а из верхней части — в поле опресненной морской воды. Из этого можно сделать вывод о неодинаковых условиях осадконакопления во время отложения нижней и верхней частей турона. Его низы формировались в условиях нормального морского бассейна, а верхняя часть испытывала опресняющее воздействие речных вод.

Разрез верхнемеловых образований района кол. Коскудук представлен сеноманскими и нижнетуронскими отложениями. На диаграмме (рис. 15, з), построенной по данным пермутитовых реакций, видна приуроченность точек образцов из разных частей разреза к определенным полям. Так, образцы сеномана занимают поле опресненной морской воды. Коэффициенты солености сеноманских пород — обычные для этого участка диаграммы: $\frac{ENa}{ECa} = 2,5$ и $\frac{EMg}{ECa} = 1-2,5$.

Около 50% фигуративных точек приходится на поле нормальной морской солености, здесь они характеризуют образцы нижнего турона. Геохимические константы для нижнего турона: $\frac{ENa}{ECa} = 3,5-15$, $\frac{EMg}{ECa} = 4-30$. Часть образцов нижнего турона находится в пределах пресноводного поля. Полученный коэффициент $\frac{EMg}{ECa}$ равен 0,5—0,8. Собственно коэффициент солености $\frac{ENa}{ECa}$ определить не удалось из-за сильной загипсованности сенонских пород. В таких случаях на образец воздействуют раствором хлористого натрия, определяют количество всех перешедших в раствор интересующих нас катионов, кроме натрия. На примере -200 про-

анализированных проб можно заметить, что низким значениям $\frac{EMg}{ECa}$ (0,5—0,8) обычно соответствуют и невысокие соотношения $\frac{ENa}{ECa}$. Поэтому мы предполагаем, что и по второму показателю $\frac{ENa}{ECa}$ часть нижнетуронских образцов, для которых имеются значения $\frac{ENg}{ECa}$, попадут в пресноводное поле.

Если сравнить полученную картину для всего Коскудука в целом, то следует отметить формирование сеноманских пород в опресненных участках морского бассейна, а накопление нижнетуронских глин связывать с существованием нормальных морских условий. Однако важно и то, что гидрохимический режим туронского бассейна не оставался одинаковым, так как имеющиеся данные свидетельствуют о временном опреснении морских вод, вплоть до вытеснения в турон-сеноне морских вод нормальной солености пресными. Это опреснение, по-видимому, было вызвано существованием в районе кол. Коскудук в туронский и сеноманский века временных потоков, которые разбавляли морскую воду и привели к пониженной концентрации в ней минеральных солей.

Аналогичное расположение фигуративных точек получено и на диаграмме, построенной по результатам исследований обменных свойств верхнемеловых глин Тамдыкудука (рис. 15, В). Низы разреза (сеноманские отложения) тяготеют к полю пресных вод. Их коэффициенты $\frac{ENa}{ECa} = 1,5$ и $\frac{EMg}{ECa} = 0,7—1,0$. Для части сеноманских образцов, как это было с одноименными образованиями разреза Коскудук, нельзя определить количество перешедших в раствор катионов натрия из-за пермутирования их хлористым натрием, а следовательно, невозможно и найти коэффициент $\frac{ENa}{ECa}$. В этом случае, по изложенным соображениям о соотношениях $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$, породы с низкими значениями $\frac{EMg}{ECa} = 0,6—0,9$ отнесены к полю пресных вод.

Большинство образцов турона характеризуется коэффициентами, обычными для нормальной морской воды: $\frac{ENa}{ECa} = 10—15$ и $\frac{gME}{ECa} = 5—20$. Две точки, для которых определено только $\frac{EMg}{ECa} = 0,2—0,4$, отнесены к пресноводному полю.

Геохимическое изучение глин Тамдыкудука позволяет предполагать наличие в данном районе в верхнемеловую эпоху палеогеохимических условий осадконакопления, аналогичных Коскудукским. В сеноманский век в Тамдыкудуке, как и в Коскудуке, образование осадков происходило в опресненной морской воде (прибрежная часть моря, где сказывается разбавляющее действие впадающих в него рек). В туроне эти условия уступают место накоплению осадков в морском бассейне с водой нормальной солености. Но подобно Коскудуку в туронский век здесь не наблюдается стабильности в гидрохимическом режиме (иногда морские условия осадкообразования сменяются пресноводными).

Как отмечалось, меловые разрезы Кызылкумов бедны горизонтиами с фаунистическими остатками. Особенно редки случаи нахождения палеонтологических форм, четко датирующих возраст вмещающих пород. Поэтому при сопоставлении и расчленении разрезов, а также при палеогеографических построениях приходится опираться на данные других методов исследования. Анализ обменных способностей меловых глин, отобранных из естественных обнажений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов, показал, что эта геохимическая константа может иметь существенное значение при палеогеографических выводах.

Важное место в палеогеографии принадлежит вопросам палеогеохимии. Обычно высказывания по палеогеохимии основывались на изучении аутигенных минералов, которые не являются сингенетичными по отношению к заключающим их породам и не могут характеризовать геохимическую обстановку в момент накопления осадков. Соотношение различных аутигенных форм некоторых минералов использовать не всегда возможно, так как часто встречаются породы, в которых трудно обнаружить все интересующие нас минералы. Применяемый метод определения обменных способностей глинистых пород устраняет элемент эпигенетичности, потому что в данном случае мы имеем дело с катионами, попавшими в породу в момент накопления осадка и захороненными в ней при последующих изменениях.

Количества находящихся в породе натрия и калия, а также кальция и магния зависят от геохимической обстановки в бассейне седиментации. Коэффициенты солености, вычисленные по содержанию вышеперечисленных катионов, позволяют судить о степени минерализации воды в древних водоемах. В ходе исследования установлено, что на протяжении верхнемеловой эпохи на территории Юго-Западных и Центральных Кызылкумов палеогеохимические условия образования

осадков не оставались одинаковыми. Как правило, в сеноманский век бассейны седиментации характеризуются более спресненным составом вод (вплоть до пресных). В туроне и сеноне устойчиво сохранялись нормальные морские условия осадконакопления. Исключение составляет район кол. Азбек, где, исходя из высоких значений определенных коэффициентов солености $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$, предполагаются лагунная и близкая к ней обстановка седиментации.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО РАЗРЕЗУ И В ОСНОВНЫХ ТИПАХ ПОРОД

В меловых и частично в палеогеновых образованиях, залегающих непосредственно на меловых, изучено распределение Si, Al, Na, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Cr, V, Ni, Mn, Cu, Ti, Be и P, а по трем разрезам еще и Zr. Содержание всех элементов в 300 образцах определено полуколичественным спектральным анализом. Чтобы избежать малонаглядных табличных сведений о результатах анализа, мы все данные изобразили в виде графиков, на которых с помощью условных обозначений показан характер распределения обнаруженных элементов в стратиграфическом порядке. Кроме того, на отдельных рисунках приведено размещение некоторых рассеянных элементов в различных типах пород (рис. 17).

По содержанию элементы, установленные спектральным анализом в меловых породах, могут подразделяться на пять групп: 1—3% и выше — Si, Al, Mg, Fe; десятые доли процента до 1% — Na, Ca, Ti и Ba; сотые доли процента, вплоть до 0,1% — Mn, V, Sr; тысячные доли процента, вплоть до 0,01% — Cr, Ni, Cu, Zr; следы — Be, P.

Si, Al, Mg и Fe — наиболее постоянны и почти всегда встречаются в значительных количествах. По образному выражению А. Г. Бабаева (1959), они могут быть названы «породообразующими». Распределение их в образцах по стратиграфической колонке остается неизменным.

Другую группу образуют так называемые малые, или рассеянные элементы: V, Ni, Cr, Ti, Cu, Ba, Sr, Zr, Mn. Они часто встречаются в породах, но их содержание обычно не превышает тысячных и сотых долей процента. Исключение составляют Ti и Ba, количество которых в образцах обычно измеряется десятками долями процента. Прежде чем остановиться на размещении вышеназванных малых элементов в различных типах пород, проследим их распределение по разрезу.

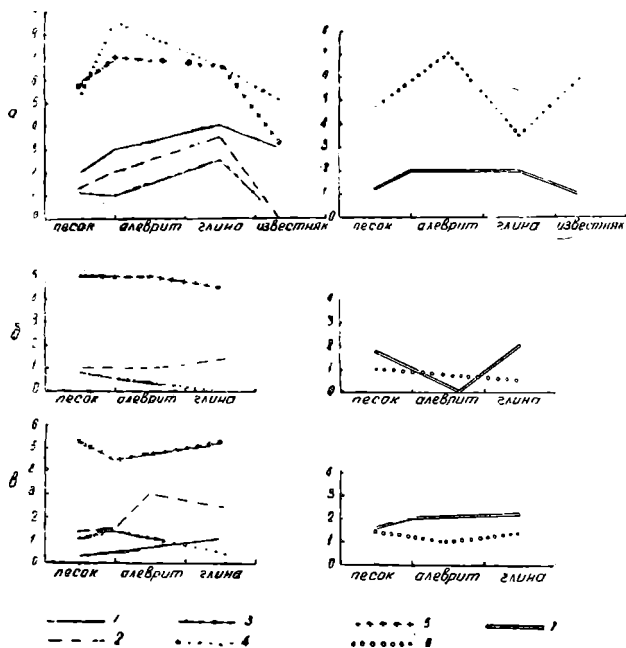


Рис. 17. Типы распределения малых элементов в меловых отложениях Кызылкумов:

а—упорядоченный, б—пестрый, в—переходный к упорядоченному.
 Содержание в породах. 1—Sr, ванадий 2—, 3—Ni, 4—Sr. 5—Ba
 6—Mn, 7—Cu

Для сеноманских пород характерно отсутствие Sr. Правда, он встречается в единичных горизонтах Кулкудукского разреза, но это, по-видимому, объясняется явлениями вторичной огипсованности. В сеноманской части разреза, по сравнению с вышележащими секциями, отмечается некоторое накопление Cu, Ti, а в некоторых районах (Тамдыкудук) и Ba. Среднее содержание Cu в образцах сеномана 0,006—0,01%, в туронских и сенонских отложениях — 0,003—0,005%. В сеномане Тамдыкудука Ba составляет 0,06—0,1%, а в туроне и сеноне этого разреза — 0,01—0,03%.

В туронских породах отмечается Sr, чего не наблюдалось в сеноманских образованиях. По-видимому, он в виде изоморфной примеси входит в состав гипса. Содержание Cu колеблется от 0,003 до 0,01%, Ba от 0,01 до 0,03%. По сравнению с сеноманом уменьшается количество Ti.

Сенонские отложения отличаются от туронских распределением в них малых элементов. Во-первых, Cu присутствует в них в виде следов, в отдельных случаях достигает 0,003%,

а нередко отсутствует. Как правило, исчезают V, Ni, уменьшается содержание Ba, Ti. Mn встречается в некоторых горизонтах. Чаще отмечается Sr. В верхах сенона V, Ba нет, количество Sr уменьшается до 0,001, а Ti до 0,01—0,03%. Этим верхняя часть сенонского разреза очень сходна с залегающими на ней палеогеновыми отложениями.

Как отмечалось, в породах палеогена, непосредственно контактирующих с меловыми, также рассматривалось распределение химических элементов. Имеющиеся данные свидетельствуют о качественном и количественном отличии размещения рассеянных элементов в породах мела и палеогена.

В незначительных количествах (0,006—0,01%) в палеогеновых образцах появляются Cu, Ni; уменьшается содержание Ba, Sr, Ti. Так, количество Sr снижается до 0,003—0,001%. В известняках с фауной и ракушечниках обнаружен P (0,3—0,6%). Часто встречается Sr. Кроме того, в палеогеновых породах исчезают V, Be, Zr.

И. М. Страхов (1960) указывает, что в континентальных и морских отложениях гумидных зон существуют пестрый и упорядоченный типы распределения Fe, Mn, P и малых элементов. Пестрый — характерен для континентальных отложений, его сущность «...заключается в отсутствии единой схемы распределения у разных элементов». Максимум содержания одних элементов приходится на одну петрографическую разность пород, например, песчаники, у других он наблюдается в алевролитах или глинах. «При этом не обнаруживается никакой уловимой связи между химическими свойствами элементов и характером кривых их распределения в породах», т. е. один и тот же элемент в нескольких районах развития определенной толщи может дать разные кривые распределения.

В пределах пестрого типа намечается переходный к упорядоченному подтип распределения, при котором содержания большинства элементов в ряду песчаник алевролит — глина известняк непрерывно нарастают от песчаников к глинам и заметно падают в известняках.

Наконец, при упорядоченном типе распределения содержания всех или подавляющей массы элементов в ряду основных петрографических типов пород (песчаники алевролиты глины известняки) нарастают при переходе от песчаников к глинам и уменьшаются в известняках.

Как показал анализ размещения элементов в меловых породах (рис. 17), здесь встречается упорядоченный и пестрый типы распределения. Для примера рассмотрим упорядоченный тип содержания Sr, V, Ni, Sr, Ba, Cu и Mn в морских

породах сенона Четтыкского района (рис. 17, а). Все названные элементы, за исключением Мп, имеют минимальные содержания в песчаниках, а максимальные в глинах, т. е. происходит, как отмечали Н. М. Страхов (1955, 1957, 1960) и И. Д. Зхус (1958), осадки обогащаются «малыми» элементами по мере уменьшения среднего диаметра зерен. При переходе от глин к известнякам содержания V, Cr, Ni, Sr, Ba, Cu заметно падают. Явную обогащенность глинистых пород рассеянными элементами отмечали многие исследователи, но только в последнее время выявлена четкая зависимость между минералогическим составом глин и количеством содержащихся в них рассеянных элементов, что, в свою очередь, обуславливается обменно-поглощительной способностью глинистых минералов (Грим, 1956; Зхус, 1956). Кривая распределения Мп в породах отличается от кривых для всех перечисленных выше элементов (рис. 17, а). Она имеет два максимума (в алевролитах и известняках). Содержание Мп в глинах не намного превышает содержание его в песчаниках. Повышенное количество Мп в алевролитах свидетельствует о том, что преобладающей формой миграции Мп являлась терригенная взвесь, а не раствор.

Накопление Мп в известняках можно объяснить тем, что в природе осаждение материала в морских водоемах не идет по идеальной схеме, согласно которой в направлении от прибрежной зоны к пелагической грубозернистые осадки сменяются более тонкозернистыми. При поступлении растворов в прибрежную зону островного моря элементы оседают «в тех прибрежных западинах дна, которые вообще являлись ловушками мелких частиц» (Страхов, 1954).

Упорядоченный тип распределения элементов в изученных нами меловых породах относится к модификации сглаженного распределения (Страхов, 1960), так как разница между минимальными и максимальными величинами процентных содержаний элементов в песчаниках и глинах незначительна.

Пестрый тип распределения характерен для пород сенона Тамдыкудука, прослоев континентального генезиса (рис. 17, б). Отложения здесь представлены ограниченным числом типов пород: песчаниками, алевролитами и глинами. Содержание V постепенно нарастает от песчаников к глинам. Диаметрально противоположно ведут себя Sr, Ba, Мп — их количества в породах убывают от песчаников к глинам. Содержание Cr (тысячные доли процента) практически постоянно в разных типах пород. Кривая распределения Cu имеет два максимума содержания, для песчаников и глин; в алевритах Cu ничтожно мало.

В сеноманских породах Кулкудука намечается переходный к упорядоченному подтип распределения (рис. 17, *в*). Большинство элементов (V, Ni, Cr) обнаруживает общую тенденцию к повышению содержаний в направлении песчаник — глина, и только Sr имеет максимум содержания в песчанике и минимум в глине. Кроме того, Mn и Ba, образуя максимальные концентрации в глине, имеют дополнительный максимум в песчанике. В алевролите их содержание минимальное.

Итак, по характеру распределения элементов в меловых породах Кызылкумов можно выделить (по классификации Страхова, 1960), следующие типы: упорядоченный, пестрый и как подтип в последнем — переходный к упорядоченному. Наиболее распространен упорядоченный; пестрый тип и переходный к упорядоченному подтип встречены лишь в породах сеномана, что, несомненно, является лишним доказательством наличия в сеноманских отложениях континентальных накоплений.

КОМПЛЕКСНОЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ О ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

При изучении данных по геохимии меловых отложений Кызылкумов установлено, что эти константы не остаются постоянными для всего мелового разреза. Поэтому мы приведем самые характерные в химическом отношении особенности для пород отдельных стратиграфических интервалов.

Сеноманские отложения принадлежат к окислительной геохимической фации Л. В. Пустовалова и Г. И. Теодоровича. Им свойственно практически полное отсутствие сульфидной серы и наличие значительных количеств гидратов окиси железа, что констатируется и при минералогическом анализе. На треугольной диаграмме, предложенной К. Ф. Родионовой (1960), подавляющее большинство фигуративных точек (рис. 14, *а*) располагается в пределах полей окислительной и глауконитовой фаций.

Коэффициенты солёности, как правило, говорят о пресноводном характере вод сеноманского бассейна седиментации. О континентальных условиях осадконакопления в этот период свидетельствует и выявленный для пород сеномана пестрый тип распределения малых элементов. Кроме того, характерной особенностью сеноманских отложений является полное отсутствие в их составе высококарбонатных и высокосульфатных типов осадков.

Следовательно, сеноманские породы образовались в основном в континентальных условиях.

Нижнетуронские слои формировались в окислительной и слабовосстановительной геохимической обстановке, а отдельные прослои даже в сероводородной. На треугольной диаграмме, иллюстрирующей соотношение различных форм железа в породах нижнего турона (рис. 14, б), большинство точек анализа приурочено к полю глауконитовой и шамозитовой геохимических фаций, а некоторые из них располагаются в поле сидеритовой и сероводородной фаций.

Коэффициенты солёности $\frac{ENa}{ECa}$ и $\frac{EMg}{ECa}$ указывают на образование нижнетуронских пород в бассейнах с морской водой нормальной минерализации и с опреснённой.

Для нижнетуронских отложений выявлен упорядоченный тип распределения малых элементов, свойственный, как показал Н. М. Страхов (1960), морским осадкам.

В нижнем туроне появляются прослои огипсованных глин. Этим следует объяснять повышенные содержания общей серы в нижнетуронских глинах некоторых разрезов (до 9%, например, в Тамдытау). Наличие гипса в глинах нижнего турона, возможно, связано с окислением пирита в естественных обнажениях (Бабаев, 1959).

Таким образом, нижнетуронские накопления, в отличие от сеноманских, обязаны своим происхождением морским условиям осадкообразования.

Верхнетуронские отложения — осадки окислительного типа геохимической обстановки. На треугольной диаграмме фигуративные точки анализа образцов верхнего турона расположены в пределах полей глауконитовой, окислительной, а также сидеритовой фаций (рис. 14, в).

Определения коэффициентов солёности свидетельствуют о накоплении верхнетуронских пород главным образом в бассейне с морской водой нормальной минерализации. Меньшая часть пород связана с образованием их в бассейне с опреснённой морской водой.

Тип распределения элементов в верхнетуронских отложениях упорядоченный, присущий породам морского генезиса.

В верхнетуронских образованиях появляются карбонатные типы осадков (известковистые и известковые песчаники) и высокосульфатные (гипсы).

Итак, верхнетуронские накопления в основном морского происхождения. Но среди них имеются прослои пород, образовавшихся в континентальных условиях (речные потоки, прибрежные лагуны).

Сенонские отложения принадлежат к окислительному и местами к слабовосстановительному типам окислительно-восстановительной геохимической обстановки. По соотношению различных форм железа точки анализа пород сенона размещаются в поле глауконитовой геохимической фации (рис. 14, з). Единичные образцы попадают в поле окислительной, сидеритовой и шамозитовой фаций.

Коэффициенты солености ($\frac{EMg}{ECa}$ и $\frac{ENa}{ECa}$) типичны для морских отложений, накапливавшихся в воде нормальной минерализации. В породах сенона обнаружен только упорядоченный тип распределения элементов.

К сенонской части разреза приурочены в основном все прослой высококарбонатных (известняки, доломиты) и высокосульфатных (гипсы) типов осадков.

Таким образом, морская обстановка осадконакопления устойчиво сохранялась на рассматриваемой территории в течение всего сенона, в отличие от верхнего турона, когда она уступала место континентальной седиментации.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Равнинные Кызылкумы достаточно четко расчленяются на ряд обособленных, хотя и неглубоких, впадин-котловин с оголенными поверхностями такыров или, очень часто, даже коренных пород третичного и мелового возраста. Рельеф поверхности Кызылкумов формировался в течение длительного периода, а основные черты геологии этой территории до сих пор не расшифрованы во всех деталях главным образом из-за почти сплошного покрова четвертичных и современных образований, перекрывающих более древние накопления.

Несомненно, что, как и в других регионах, рельеф рассматриваемой территории во многом свидетельствует об ее структуре. Это суждение сейчас может быть подкреплено результатами проведенных в последние годы геофизических исследований.

Достоверно установлено, что, по сравнению с областями, расположенными южнее, западнее, севернее и отчасти восточнее, Кызылкумы выделяются неглубоким залеганием палеозойских образований и контрастным расчленением доступных исследованию осадочных толщ на два этажа: палеозойский и мезо-кайнозойский. Максимальная суммарная мощность мезозоя и кайнозоя не превышает 1500 м, но на большей части Кызылкумов не превышает первых сотен, а местами и десятков метров.

Юрские отложения в Кызылкумах практически отсутствуют, но меловые и третичные образования развиты очень широко. Они образуют как бы сплошной покров над палеозоем. Несмотря на расхождения в понимании некоторых этапов истории геологического развития Кызылкумов в мезозое и кайнозое и в оценке их структуры, исследователи единодушно

ны во мнении, что мезозойские и кайнозойские толщи представляют собой осадочный покров, а палеозойские — складчатое основание.

Исследованиями В. И. Попова (1938, 1954), А. Г. Бабаева (1954, 1955, 1959), М. Эгамбердыева (1959), С. А. Кушнаря, А. С. Аделунга, П. К. Чихачева (1937), Р. Ю. Музафаровой (1952) и др. установлены непрерывные и закономерные фациальные изменения меловых и кайнозойских отложений от Кызылкумов в сторону Бухаро-Хивинской области. Это свидетельствует об общности геологических процессов, контролировавших образование меловых отложений этих областей. Различия в деталях легко объясняются климатической зональностью, степенью расчлененности источников питания обломочным материалом и фациальной зональностью бассейна седиментации.

Подробное исследование палеогеографических, палеогеохимических, фациальных и палеогидродинамических условий осадконакопления меловых отложений Кызылкумов позволяет дополнить и объективными фактами подкрепить и развить это заключение. Обобщение собранного материала выполнено в нескольких направлениях. Цель данной главы — серией фациально-палеогеографических карт реконструировать фациальную зональность бассейна седиментации, выяснить картину изменения условий осадконакопления во времени и на площади.

На мезозойско-кайнозойском этапе развития Кызылкумы только в альбе стали областью регионального осадконакопления. От триаса до апта включительно они представляли собой сушу, с которой обломочный материал сносился в расположенные южнее области осадконакопления.

На фациально-палеогеографической карте, построенной для отложений неокома-апта (рис. 18), видно, что граница зоны седиментации, полого изгибаясь, протягивается с юго-востока на северо-запад южнее Сукайты, Кульджуктау, Кошайтау и Султан-Уиз-Дага. По соотношению пород различной структуры здесь можно выделить три фациальные зоны. В первой, примыкающей к границе области осадконакопления, различаются два литологических комплекса. Один выражен песчаниками и песками различной структуры, иногда содержащими маломощные и разобщенные прослои мелкогалечных конгломератов, иногда же обогащенными примесью мелких угловато-окатанных галек. Другой сложен в основном красными и бурыми глинами с подчиненными прослоями красных песчаников, в меньшей мере — мелкогалечных конгломератов.

Оба указанных комплекса протягиваются узкими от Су-кайты до Кульджуктау и резко расширяющимися на запад полосами. Ширина их на меридиане Кошайтау составляет 110 км, тогда как на востоке не превышает 10—12 км. Это фациальная зона субаквальных осадков аллювиальной рав-

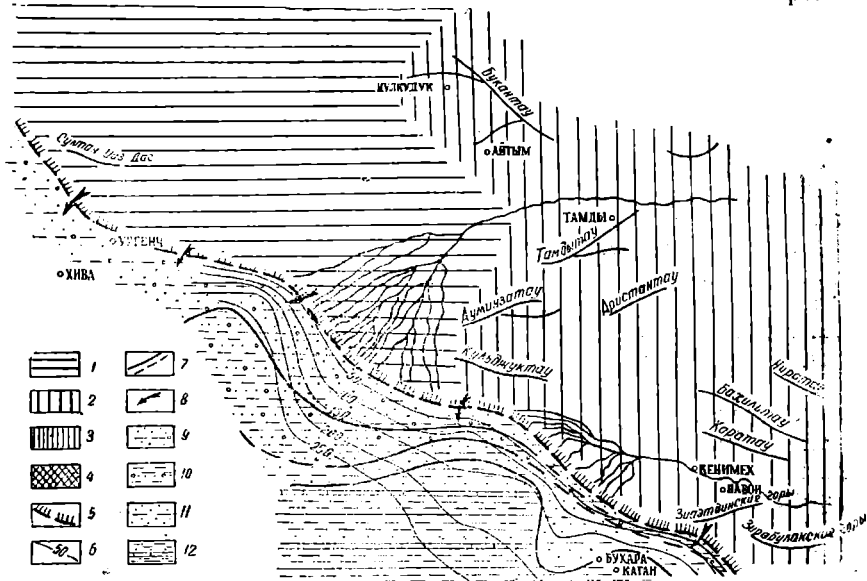


Рис. 18. Фациально-палеогеографическая карта неком-аптских отложений Кызылкумов:

1—суша, сложенная осадочными и метаморфическими породами палеозоя; 2—суша, сложенная осадочными и метаморфическими породами палеозоя, местами прорванными кислотными изверженными породами; 3—область последующего размыва (отмель); 4—острова; 5—граница седиментационного бассейна; 6—линии равных мощностей; 7—границы фациальных зон; 8—направление сноса обломочного материала; субаквальные накопления аллювиальной равнины; 9—печи с прослоями глин и с единичными горизонтами мелкогалечных конгломератов; 10—глины с прослоями песков и с единичными горизонтами мелкогалечных конгломератов; субаквальные накопления аллювиальной равнины с подчиненными прослоями прибрежно-морских образований; 11—пески с прослоями глин; прибрежно-морские образования с прослоями континентальных накоплений; 12—глины с прослоями песков и с единичными горизонтами выклинивающихся известняков и мергелей (условные обозначения 1—8 относятся к рисункам 18, 19, 20, 21, 22, 23).

нины. По данным Х. К. Исмагуллаева, породы из этой зоны характеризуются минимальными значениями коэффициента солености $\frac{E Na}{E Ca} (< 1; 1-2)$ и преобладанием окисных форм железа над закисными, сульфатных форм серы над сульфидными (Исмагуллаев, 1962). Южнее ее располагается следующая фациальная зона. На востоке она тянется от Караиза до Акджара. Далее проходит севернее Пролетарабада, затем отклоняется к югу, но западнее Атбакора изменяет свое на-

правление на меридиональное и далее прослеживается севернее Газли. На востоке и западе ширина ее 45—50 км. В этой зоне развиты красные, реже серые песчаники (общее их содержание в разрезе не менее 60%) и в значительно меньшей мере глины. В некоторых пунктах (Сарыташ, Джаркак и др.) в глинистых отложениях этой зоны обнаружены морские фораминиферы. В отдельных случаях коэффициенты солоности глинистых пород возрастают до 3—4, все чаще и чаще встречаются образцы, в которых закисные формы железа и сульфидная сера преобладают над окисными и сульфатной, появляются прослойки глин, обогащенных органическим углеродом (в особенности в глинистой пачке основания неокома-апта).

Следовательно, данная фациальная зона, как и первая, объединяет субаквальные осадки аллювиальной равнины, но в ней появляются прослойки пород прибрежно-морского генезиса. Вероятно, в моменты проникновения в эту зону морских вод среда осадкоотложения становилась нейтральной или даже слабовосстановительной.

Следующая фациальная зона показана лишь частично, так как основная площадь ее распространения лежит далеко за пределами района наших исследований. Осадки этой зоны представлены глинами и песчаниками, содержащими разбросанные и сгруппированные прослойки известняков, а иногда и ракушечников. Наличие в разрезе неокома-апта зоны прибрежно-морских образований уже не может вызывать сомнения, эти осадки распространены здесь намного больше, чем в предыдущей зоне, хотя породы пресных и опресненных водоемов (континентальных) по-прежнему преобладают в разрезе.

По мнению А. Г. Бабаева (1959), Х. К. Исматуллаева (1961), Х. Авазходжаева (1963), в основании разреза неокома-апта описываемой фациальной зоны находится пачка глин, которую можно рассматривать как нефтематеринскую. В это время Кызылкумы представляли собой сушу, рельеф которой в западной части был равнинный, а в восточной полого-расчлененный (рис. 18). На западе разрушались в основном осадочные и метаморфические образования палеозоя. Восточнее рельеф суши был полого-расчлененным, размыкались не только осадочные и метаморфические, но и изверженные породы.

Судя по конфигурации фациальных зон и изолиний мощностей обломочный материал в зону седиментации доставлялся в основном двумя реками. Следы конуса выноса одной из них слабо улазливаются в районе Рамитан — Атбакор, а

второй между западной оконечностью гор Кульджуктау и бугром Кошайтау. Первая река, по-видимому, была Палеозеравшаном, а вторая в дальнейшем будет именоваться Палеоджамандарьей.

Изолинии мощностей неоком-аптских отложений протягиваются почти параллельно границе зоны осадконакопления, свидетельствуя о закономерном возрастании мощностей к юго-западу.

Альбский век. Как отмечали исследователи (Луппов, 1933, 1945; Симаков, 1952, 1954; Борнеман, 1940; Архангельский, 1916, 1931; Петрушевский, 1948; Попов, 1938; Бабаев, 1953, 1959; Эгамбердыев, 1959; Акрамходжаев, 1960; Грушевой, 1961 и др.), с альбским веком связаны принципиальные перестройка условий осадконакопления, большое расширение области осадконакопления вообще и морского осадконакопления в особенности. Об этих изменениях можно судить по материалу, собранному в Кызылкумах. Достаточно взглянуть на предлагаемую фациально-палеогеографическую карту альбского века, чтобы убедиться в масштабах расширения зоны осадконакопления. Граница седиментационного бассейна переместилась далеко на север и запад, а южные районы Юго-западных Кызылкумов стали ареной морского осадконакопления (рис. 19).

В альбе произошло соединение водоемов Туркмении, Узбекистана, Таджикистана и Киргизии в огромный морской водоем, границы которого выходят далеко за пределы территории среднеазиатских республик. Таким образом, с альбским веком необходимо связывать первую из серии региональных трансгрессий меловых морей.

Последовательность размещения фациальных зон на фациально-палеогеографической карте альба совпадает с теоретической схемой развития литологических зон осадконакопления единой геологоструктурной системы. Это означает, что в альбе Кызылкумы вместе с Бухаро-Хивинской областью представляли часть единой платформенной области.

Граница между областями сноса и осадконакопления в альбе огибает с юга Зирабулакские и Знаэтдинские горы, далее проходит севернее Кульджуктау, восточнее Минбулакской котловины и протягивается до пос. Кулкудук. Местами она еще сохраняет субширотное направление, но в основном меняет его на субмеридиональное (рис. 19). Подобное изменение местоположения границ седиментационного бассейна связано с продвиганием моря далеко на север и частично на восток и затоплением низменностей, непосредственно прилегавших к зоне седиментации в неоком-апте.

и плохо окатанных зерен и галек палеозойских пород, что говорит об эрозионной работе моря, разрушающей осадочный покров до палеозойского основания и приведшей к появлению вдоль границы моря с суши полосы накоплений с прослоями грубообломочных пород. Появление в разрезе прибрежно-морских образований отдельных горизонтов грубообломочных пород, по-видимому, объясняется влиянием Палеозеравшана и Палеоджамандарьи, поставлявших обломочный материал с близрасположенных горных хребтов. К югу континентальные накопления сменяются прибрежно-морскими, узкой каймой оконтуривающими область морского осадконакопления на юго-востоке и весьма широкой (до 100—120 км) на северо-западе. Разрезы альба этой зоны в подавляющем большинстве случаев сложены песками и песчаниками, составляющими 80—100% от общей мощности колонки. Глинистые прослои редки.

Мощности альба в этой зоне распределены неравномерно. В юго-восточной части зоны они измеряются первыми десятками метров, но нигде не достигают 50 м. На северо-западе мощности возрастают до 100—140 м. Севернее Кульджуктау также отмечается некоторое нарастание мощности альбских отложений (до 50—80 м).

Следующая фациальная зона представляет собой область развития мелководных песчаных и глинистых образований. Она расположена южнее предыдущей зоны и имеет северо-запад-юго-восточное простираие. Ширина зоны на крайнем северо-западе составляет 30—35 км, постепенно по направлению на юго-восток она увеличивается до 50 (район Питнякских поднятий) и даже до 100—120 км (на меридиане Ташкудука).

По соотношению глинистого и песчаного материала в разрезах этой зоны можно выделить нижнюю и верхнюю части. В нижней преобладают пески и песчаники, в верхней — глины. Окраска пород в основном серая, темно-серая. Глины представлены относительно чистыми разностями, пески и песчаники мелкозернистые, хорошо отсортированные. Преобладающий размер фракции в составе песчаных образований 0,1—0,25 мм.

Мощности альбских отложений в рассматриваемой зоне равномерно нарастают с северо-востока на юго-запад от 50 до 300 м.

Указанная фациальная зона к югу сменяется относительно глубоководными отложениями. На карте (рис. 19) дана лишь ее северо-восточная граница, так как юго-западная выходит далеко за пределы рассматриваемой территории. Отло-

жения этой зоны представлены серыми и темно-серыми глинами, часто горизонтально-слоистыми, свободными от примеси песчаного и алевроитового материала. В глинах имеются включения пирита в виде отдельных кристаллов и в тонко-дисперсной распыленной форме.

Изолинии мощностей в этой зоне не проведены из-за отсутствия необходимого и достаточного количества нужных данных.

На карте (рис. 19) выделены подводные отмели, существовавшие в альбском море. Одна из них располагалась в прибрежной части, на месте современных гор Кульджуктау. Она контролировала поступление обломочного материала с близрасположенной суши и способствовала отложению на небольшом участке, примыкающем к ней с юга, тонкозернистых, относительно глубоководных осадков — глин с редкими прослоями маломощных ракушечников.

Вторая отмель существовала в районе Султан-Уиз-Дага. Она, по-видимому, поставляла обломочный материал для соседних районов, где разрезы альба на 97—100% сложены песками и песчаниками.

Наличие отмели в районе Султан-Уиз-Дага можно подтвердить и распределением мощностей альба на погружениях хребта. На северо-западном склоне, т. е. там, где отмель не препятствовала накоплению обломочного материала, поступавшего с суши, мощность альба измеряется 50 м, а на южном склоне, защищенном от суши предполагаемой отмелью, всего 7,3 м.

О геохимической обстановке, в которой происходило накопление альбских морских отложений к югу от Кызылкумов, можно судить по комплексу исследований, проведенных Х. К. Исмагуллаевым (1964) для структур Каганского поднятия, в частности определению форм серы и железа. При рассмотрении соотношения сульфатной и сульфидной серы в породах альба нетрудно заметить, что преобладающей формой является сульфидная. Местами содержание ее достигает 1,5% (в среднем 0,05—0,4%). Количество сульфатной серы редко превышает 0,03%, а часто снижается до следов или полностью отсутствует.

В соотношении определенных форм железа наблюдается сходная картина. Количество закисного железа явно преобладает над окисным. Так, минимальное содержание закисного равно 0,1% (максимальное — 2,5%), а окисного колеблется в пределах 0,1—0,8%. Максимумы содержания сульфидной серы и закисного железа приходятся на глинистую пачку аль-

ба. Исходя из подобного соотношения серы и железа, Х. К. Исмагуллаев приходит к выводу о восстановительном характере процессов, протекавших в альбском бассейне седиментации и резко восстановительном подтипе окислительно-восстановительных обстановок, с которыми связано накопление глинистой пачки альба.

Иная геохимическая картина наблюдается в области накопления субаквальных осадков аллювиальной равнины. В образцах, отобранных из альбских отложений района пос. Кулкудук, количество окисного железа явно преобладает над закисным. Содержание окисного изменяется от 0,4 до 3,25%, закисного от 0,2 до 0,85%. По соотношению форм серы выявляется подчиненное количество сульфидной серы (0,0—0,01%) по сравнению с сульфатной (0,06—0,5%).

Таким образом, имеющийся материал позволяет предположить окислительную обстановку, с которой было связано накопление континентальных субаквальных отложений в непосредственной близости от границы седиментационного бассейна в альбский век. К сожалению, мы не располагаем достаточным количеством аналитических данных по альбским осадкам Кызылкумов, чтобы воссоздать геохимические условия осадконакопления в альбский век на всей интересующей нас площади.

Очертания изолиний мощностей альбских образований свидетельствуют о постоянном и равномерном их нарастании от первых десятков метров на северо-востоке до 300 м и выше на юго-западе. Изолинии располагаются почти параллельно границе зоны седиментации.

Сеноманский век. Характеризуется проявлением восходящих движений, обусловивших некоторое воздымание Кызылкумов. Однако, в отличие от Г. В. Грушевого (1961), мы полагаем, что поднятия охватили не только область сноса, но с той же интенсивностью распространились и на зону седиментации. Правильнее, по-видимому, предполагать общее воздымание огромного блока складчатого основания, приведшее к некоторому обновлению рельефа суши и обмелению моря. Только такая трактовка хорошо объясняет расширение границ зоны осадконакопления. Граница между областью сноса и зоной седиментации на всем протяжении приобретает субмеридиональное простирание (рис. 20). Такое изменение ее возможно, так как обширная площадь Центральных и Юго-Западных Кызылкумов оказалась затопленной морем, окаймленным с востока узкой (до 5—10 км) или широкой (до 70—75 км) полосой прибрежной равнины. Затопленной морем оказалась, как и следовало ожидать, та часть альб-

ской суши, которая в предшествующие этапы представляла собой низменность (рис. 18 и 19).

Вдоль области сноса отчетливо прослеживается (рис. 20) зона развития субаквальных, в значительной мере грубообломочных образований прибрежной равнины. Ширина этой зоны колеблется от 5—10 до 70—75 км. Ее можно разделить на две полосы. В первой, примыкающей к области сноса, ши-

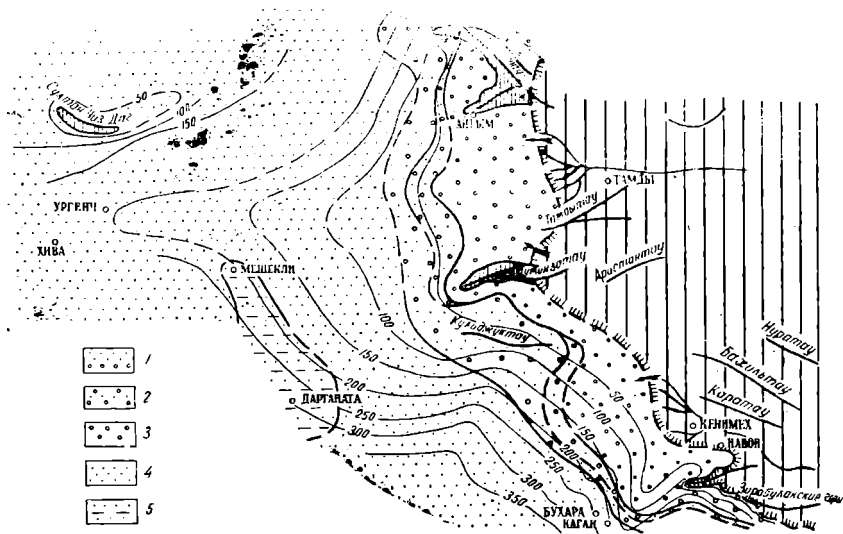


Рис. 20. Фациально-палеогеографическая карта сеноманских отложений Кызылкумов.

Субаквальные грубообломочные накопления прибрежной равнины: 1—гравелиты и мелкогалечные конгломераты (5—40 %), остальное песчаники; 2—гравелиты и мелкогалечные конгломераты (40—60%), остальное песчаники; 3—гравелиты и мелкогалечные конгломераты (60—100 %), прибрежно-морские образования; 4—пески (60—100 %), глины (0—40 %); мелководные морские образования: 5—пески (40—60 %), глины (60—40 %).

роко развиты белесые и пестрые мелкогалечные конгломераты, они слагают 60—100% общей мощности колонки, а суммарная мощность сеномана в этой полосе обычно менее 50 м. Во второй полосе соотношение пород различного петрографического состава менее выдержано. От 40 до 60% мощности колонки приходится на долю конгломератов, остальную часть слагают пески и песчаники, а общая мощность до 150—200 м (западное погружение Букантау, к северу от Рамитана).

Интересно отметить, что максимальная ширина отмеченной фациальной зоны наблюдается на участках между за-

падным погружением Зирабулак-Зиаэтдинских гор и Кульджуктау, а также между Ауминзатау и Букантау, т. е. там, где еще в апте и альбе намечены конусы выноса Палеозеравшана и Палеоджамандарьи. Вероятно, в сеномане интенсивность выноса этими реками возросла, и их подводные дельты прослеживаются далеко от прибрежной полосы.

Следующая фациальная зона представляет собой область развития прибрежно-морских образований. Разрезы сеномана здесь на 60—100% сложены мелко- и среднезернистыми обычно хорошо отсортированными песками и песчаниками; остальная часть приходится на долю глин. Окраска пород в основном серая. При исследовании гранулометрии песков сеномана этой зоны установлено, что главным транспортирующим агентом обломочного материала являлись подводные течения.

Единственный район, где разрез сеномана сложен преимущественно глинистыми породами,— Питнякский. Из-за малого объема имеющегося фактического материала трудно определить его границы.

Как показано выше, в прибрежной части альбского моря располагалась отмель, значительно позже преобразованная в горы Кульджуктау. Как структурный элемент эта отмель на участке между Кульджуктау и Ауминзатау обусловила частную фациальную зону. В сеномане этой зоны нет, это доказывает отсутствие отмели. Как и раньше, отмель сохранилась в районе Султан-Уиз-Дага. Вероятно, она явилась местным подводным источником питания, так как южнее, восточнее и западнее этой отмели прослеживаются участки, на которых сеноман на 100% выражен песками. Под уровень вод погрузились Кульджуктау (бывший в альбе прибрежной отмелью), западные оконечности гор Ауминзатау и Букантау, ставшие косообразными отмелями.

Геохимические исследования образцов сеномана Юго-Западных Кызылкумов показали, что формирование сеноманских образований протекало в окислительной среде. На это указывают количественные содержания форм серы и железа, а также их соотношения между собой. Содержание сульфатной серы в породах сеномана колеблется от 0,015 до 0,4—0,6% (в среднем 0,1—0,2%); сульфидной — равно 0,03—0,15%, а нередко снижается до следов или отсутствует. Таким образом, сульфатная форма заметно преобладает над сульфидной. Сходная картина наблюдается и в размещении форм железа. Здесь главную роль играет окисная форма (среднее ее содержание 0,1—1%, максимальные значения до-

ходят до 22—25%). Количество закисного железа значительно меньше — 0,03—0,4%.

По содержанию сульфатной серы и окисного железа сеноманские породы относятся к осадкам окислительной геохимической фации (Пустовалов, 1933; Гуляева, 1955).

Другие количественные характеристики и обратное соотношение для форм серы и железа наблюдаются в областях, находящихся южнее Кызылкумов. Так, исследованиями Х. К. Исматуллаева по Каганскому району установлено, что в сеноманских породах содержание сульфидной серы колеблется от 0,05 до 0,4%, сульфатной — от следов до 0,03%, закисного железа соответственно 1,5—2,0%, окисного — 0,4—0,6%. Здесь мы видим явное превосходство сульфидной формы серы над сульфатной, закисной формы железа над окисной. Это позволило Х. К. Исматуллаеву охарактеризовать обстановку накопления сеноманских пород как восстановительную (Исматуллаев, 1961, 1962). Следовательно, на юге рассматриваемой территории можно выделить восстановительную геохимическую фацию.

Мощности сеноманских отложений колеблются от первых десятков метров (в фациальной зоне прибрежной равнины) до 250 м (в Питнякском районе), причем они нарастают постепенно и равномерно по мере удаления от береговой линии. Эрозии подвергалась расчлененная суша, располагавшаяся в непосредственном соседстве с областью осадконакопления. Терригенный материал, поступавший с нее, возникал за счет дезинтеграции осадочных, метаморфических, изверженных и жильных образований палеозойского комплекса.

Туронский век. Начало туронского века характеризуется опусканиями, охватившими не только Кызылкумы, но и весь Среднеазиатский регион, мощной трансгрессией моря и весьма существенными изменениями границы седиментационного бассейна. С ранним туроном совпадает проявление одной из наиболее грандиозных трансгрессий меловых морей в Среднюю Азию. В раннем туроне в области осадконакопления вовлекаются районы гор Ауминзатау и Аристантау (рис. 21). В низменную полосу, отделявшую в сеноманском веке горы Тамдытау и Букантау, проникает море, изолировавшее в виде больших островов Букантау и Тамдытау. Под зеркало вод на юго-востоке погружается район Зирабулак-Зиаэтдинских гор. Полоса прибрежного осадконакопления достигает отрогов Нуратинских гор — Каратау и Бахильтау.

Судя по узкому шлейфу песчано-глинистых осадков, содержащих 2—5, а местами и 80% от общей мощности разреза прослоев мелкогалечных конгломератов с угловатой

галькой, опоясывающему непрерывной полосой Букантау и Тамдытау, последние, оказавшись в зоне осадконакопления, стали островами. Такой же шлейф, но с более выраженной пестроцветностью, худшей отсортированностью и окатанностью материала в виде узкой полосы прослеживается по южным

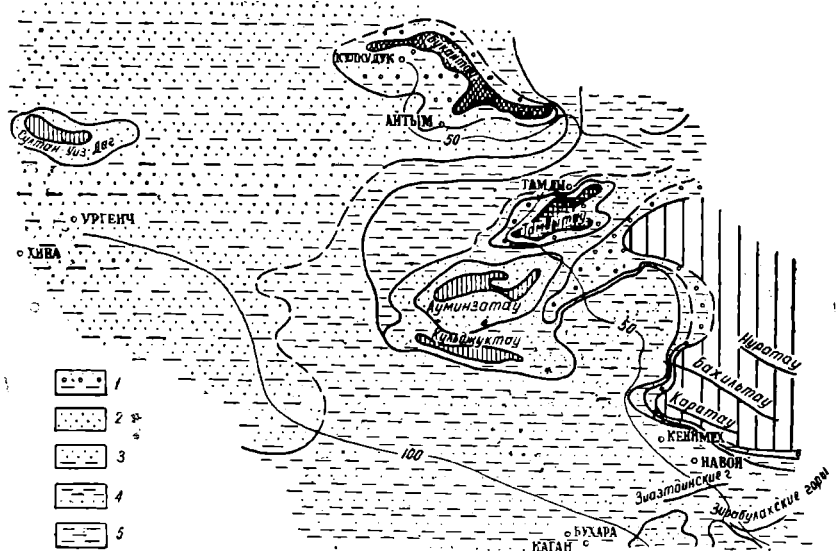


Рис. 21. Фациально-палеогеографическая карта отложений нижнего турона Кызылкумов.

Прибрежно-морские образования: 1—песчаники, глины с прослоями мелкогалечных конгломератов, в среднем составляющих 2—3 %, но местами увеличивающихся до 80 % от общей мощности колонки; 2—пески (90—100 %); 3—пески (50—80 %), глины (50—20 %); мелководные морские образования: 4—глины (50—80 %), пески (50—20 %); 5—глины (80—100 %).

предгорьям и западному погружению Нуратинских гор. По-видимому, возродилась отмель Кульджуктау.

Область разрушения в раннем туроне уже не представляла собой сушу, а являлась как бы полуостровом, сужающимся к востоку и протягивающимся в виде узкой полосы горных сооружений далеко на восток. Раннетуронское море Кызылкумов было непосредственно связано с морем Приташкентского района, Ферганы, Бухаро-Хивинской области и Туркмении.

В Окузкакской котловине накапливаются прибрежно-морские мелкозернистые глауконитовые пески. В виде узкой полосы между Аристантау на востоке, Ауминзатау и Тамдытау на западе отчетливо выделяется замкнутая фациальная зона;

в которой весь разрез раннего тулона выражен песками. Такая же зона овалом окаймляет Султан-Уиз-Дагскую отмель.

За шлейфом осадков с грубым материалом, опоясывающим острова Букантау и Тамдытау и тянущимся вдоль участка суши на востоке исследуемой области, располагается фациальная зона глинисто-песчаных пород, а западнее от системы названных отмелей — фациальная зона серых чистых глин, замкнутая на западе и раскрывающаяся к востоку между Тамдытау и Букантау. Кроме того, на карте (рис. 21) выделены фациальные зоны песчано-глинистых (в восточной половине области) и глинисто-песчаных накоплений раннего тулона (в западной части).

При изучении форм серы и железа установлено, что геохимическая обстановка в момент накопления нижнетулонских образований не была совершенно одинаковой во всем районе. Так, в непосредственной близости от границы суши и моря результаты определений по обнажениям Четтык, Аккудук, Кокча следующие, %: сера сульфидная отсутствует или ее количество не превышает 0,02—0,04; сульфатной содержится от 0,1 до 7 (в среднем 0,2—0,5); закисного железа заметно меньше окисного, среднее его содержание равно 0,04—0,3, окисного 0,1—2. Преобладание сульфатной серы и окисного железа выражено не так резко, как в образцах из других секций разреза. Принимая во внимание процессы вторичного окисления, можно предположить в этом районе нейтральный тип геохимической фации в окислительно-восстановительном отношении. А в районах, расположенных дальше от береговой линии (Торткудук, Азбек, Тамдытау), где разница в содержании сульфидной и сульфатной серы, закисного и окисного железа незначительна, возможно существование слабо-восстановительного типа окислительно-восстановительной геохимической обстановки.

Большая часть рассмотренных фациальных зон характеризует побережье и мелководье моря нормальной солености. Глубина его, по-видимому, не превышала 150—200 м, интенсивность осадконакопления была незначительной. Мощности нижнетулонских отложений колеблются в прибрежной зоне от 10—20 до 50 м, в мелководной — от 50 до 100 м.

В позднем тулоне проявились восходящие движения, произошло обмеление моря, вдоль островов и суши возникли местами узкие и широкие прибрежные равнины. Некоторые отмели, например Султан-Уиз-Даг, превратились в острова, дифференцировался солевой режим водоема. В северо-восточной и восточной частях описываемой области накапливаются песчаные образования аллювиальной равнины, которые

сужающейся полосой (до 10—15 км) протягиваются на юго-восток вдоль границы области сноса.

Литологически осадки аллювиальной равнины выражены красноцветными или пестроцветными песчаными отложениями, среди которых размещаются линзообразные тела мелкогалечных конгломератов. Песчаники обычно плохо отсортированные, косослоистые. С этим комплексом тесно связаны субаквальные песчаные накопления следующей фациальной зоны, где грубый материал встречается очень редко. Значительно шире развиты глины, но окраска пород, как и в первой зоне, аэроморфная. Они являются осадками крупных пресных водоемов, видимо, озер прибрежной равнины. Необходимо отметить, что в этой зоне среди преобладающего континентального (пресноводного) типа осадков встречаются редкие прослой глины и ракушечников морского генезиса, а также прослой слоистого гипса и горизонты огипсованных пород, свидетельствующие в первом случае о кратковременных вторжениях в данную фациальную зону морских вод, а во втором — о значительном повышении солености вод.

Размещение фациальных зон в принципе повторяет те взаимоотношения, которые сложились в раннем туроне. Различие заключается в большом распространении песчаных образований. Область развития глин смещается далеко на юго-запад. Причина этого — общее обмеление моря, повышение гипсометрических отметок суши, преобразование некоторых отмелей (Султан-Уиз-Даг) во внутренние острова.

Определение коэффициента солености древних водоемов в образцах пород, относимых к верхнему турону, дало интересные данные. Глинистые прослой, встречающиеся в разрезах верхнего турона, судя по высоким значениям коэффициентов солености (от 3—5 до 8—10), представляют собой образования водоемов с повышенной соленостью. Следовательно, в отдельные отрезки времени в верхнем туроне существовали лагунные водоемы.

Время накопления сенонских отложений. Различать в разрезе сенона осадки, составляющие его ярусы, трудно, хотя в некоторых пунктах и удается выделять отложения сантона, кампана и маастрихта; Г. В. Грушевой для этих отрезков времени даже построил карты фаций. Однако мы считаем, что любой вариант корреляции разрезов сенона в масштабе всего Кызылкумского региона с выделением сантона, кампана и маастрихта будет условным. Поэтому мы составили карту для всего сенона.

Режим колебательных движений на сенонском этапе отличался неустойчивостью. Временами проявлялись поднятия,

обуславливающие расширение площади островов, существующих в туроне, появление новых, а также значительное разрастание площади аллювиальной равнины, на которой накапливались субаквальные осадки то в пресных, то в соленых водоемах. С другой стороны, не менее определенно выявляются несомненно морские образования, соответствующие моментам проявления региональных трансгрессий. Наиболее достоверно подобные осадки фиксируются на интервале сантона, несколько шире верхнего кампана и регионально — маастрихта. Особо следует подчеркнуть грандиозный масштаб маастрихтской трансгрессии. Она была наиболее мощной из всех трансгрессий мезозойских морей. Именно в этот век появляются осадки тождественной или очень близкой структуры не только в Кызылкумах, но и в Бухаро-Хивинской области, Южно-Таджикской впадине, районах Алайского и Заалайского хребтов, хр. Петра I, Ферганской депрессии и Приташкентском районе. Маастрихтская трансгрессия соединила в единый бассейн не только моря этих областей, но также Туркмении, Северо-Кызылкумской синеклизы, Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности.

Таким образом, при сопоставлении масштабов проявления меловых трансгрессий выявляется последовательное их расширение во времени.

Как уже отмечалось, разработка фациально-палеогеографической карты сенона Кызылкумов сопряжена со значительными трудностями. Природа их двояка. Во-первых, далеко не везде удается достоверно выделить сантон, кампан и маастрихт; во-вторых, в ряде мест верхи мелового разреза размыты и от сенона остается лишь часть.

Следовательно, при построении карт в некоторых случаях приходится идти по пути восстановления состава и мощностей размытых секций разреза. Обобщение материала показывает, что в сеноне Кызылкумы, как и раньше, являлись обширной зоной преимущественно терригенного осадконакопления. На юго-востоке в область осадконакопления в виде полуострова вдавался массив Нуратинских гор, но западные его оконечности оказались ниже базиса эрозии (рис. 22). Вдоль этого полуострова узкой полосой протягивается фациальная зона развития неотсортированных разномощных песков и песчаников с маломощными линзами и выклинивающимися прослоями мелкогалечного конгломерата. Мощность отложений данной зоны не превышает 50 м. Вероятно, она представляла собою узкую прибрежную равнину — арену накопления пляжевых осадков. Ее вершина 5—7 км. Рельеф

этого полуострова был полого расчлененным, превышение над уровнем моря, по-видимому, составляло 300—500 м.

Такой же тип фациальной зоны прослеживается на месте Аристантау и вокруг массивов гор Букантау и Тамдытау, ставших в сеноне единым внутриморским поднятием. Вероятно, его абсолютные отметки также не превышали 300—500 м,

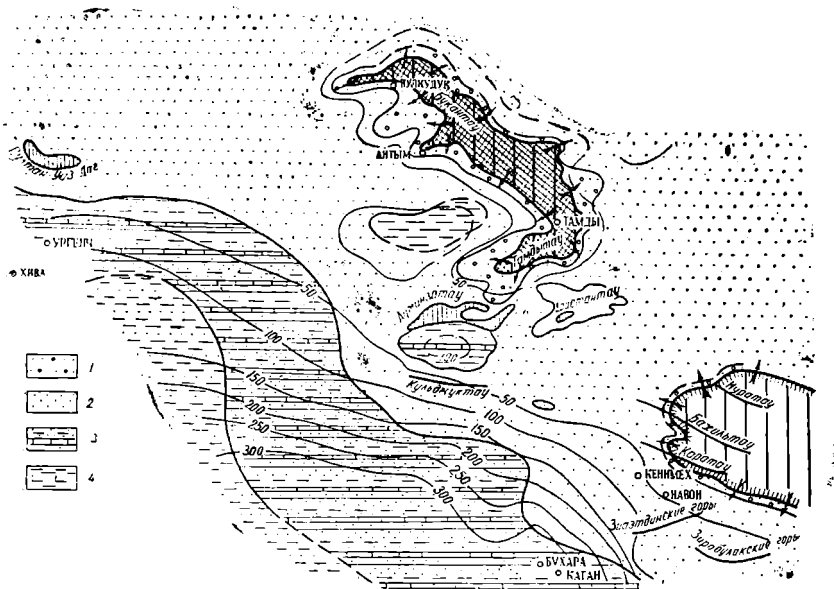


Рис. 22. Фациально-палеогеографическая карта сенонских отложений Кызылкумов.

1—пески с редкими и маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и местами глин; прибрежно-морские образования с прослоями пород опресненных и засоленных водоемов; 2—пески (60—100%), глины (40—0%), мелководные морские образования; 3—пески с прослоями глин и местами с маломощными горизонтами карбонатных пород, относительно глубоководные морские образования; 4—глины с прослоями песка.

но степень расчлененности была несколько более высокой. Подобное заключение можно сделать на основании того, что ширина пляжевых конгломерато-песчаных образований местами достигает 35—40 км; общая мощность сенона колеблется от 20 до 40 м, а иногда превышает 50 м.

Огромную площадь занимает фациальная зона песчаных образований, где общая мощность сенона, как правило, не превышает 50 м. На долю песков и песчаников приходится от 60 до 100% всей мощности. Внутри этой зоны, в районе кол. Тамдыкудук и в Окузкакской впадине, прослеживаются

участки повышенных мощностей сенонских отложений. В первом случае они выражены песками, во втором — глинами с маломощными прослоями песков, известняков и ракушечников.

Результаты геохимических исследований разрезов (Кул-кудук, Тамдыкудук, Азбек) следующие: сера сульфидная отсутствует или ее очень мало (максимум содержания не превышает 0,08%); сульфатная содержится в количестве 0,1—0,4%, иногда достигает 1,5%. Подобная картина наблюдается и в соотношении форм железа. Содержание закисного железа равно 0,15—0,3%, окисного 0,2—1,5%. По содержанию сульфатной серы и соотношению форм серы и железа здесь предполагается окислительная геохимическая фация.

Рассмотренная зона с юга сменяется другой, в которой сенон сложен песками и песчаниками с прослоями глин, известняков и ракушечников. Если в первой наряду с несомненно морскими образованиями различались прослой пород опресненных и засоленных водоемов, то во второй весь разрез сенона выражен мелководными морскими образованиями. Ширина этой фациальной зоны 75—100 км, она непрерывной полосой протягивается на юго-восток, где прослеживается и в северной половине Бухаро-Хивинской области. В этой зоне мощности сенона колеблются от 50 до 350—400 м и по мере продвижения на юго-запад последовательно нарастают.

Еще далее к юго-западу расположена зона накопления относительно глубоководных образований. Юго-западная ее граница не проведена из-за недостатка фактического материала, а северо-восточная проходит параллельно Амударье, по ее правому берегу, включая Питнякское и огибая с запада Дарганатинское поднятия. Разрезы этой зоны сложены глинами с прослоями песка и местами с маломощными горизонтами карбонатных пород. Ширина зоны не установлена, так как она продолжается, по-видимому, дальше на юго-запад за пределы рассматриваемой территории. Мощности сенона нарастают от 150 до 300 м непрерывно в юго-западном направлении.

Время накопления бухарских слоев. В конце сенона на территории всей Средней Азии и прилегающих стран произошли коренные изменения в условиях осадконакопления, связанные с тектоническими движениями ларамийской фазы, приведшими к перерыву в осадконакоплении и регрессии моря в датском веке.

В районе кол. Газли радиолитовый горизонт отсутствует, а бухарские слои начинаются конгломератами. В Кенимех-

ском районе разрез бухарских слоев нередко начинается конгломератами или грубозернистыми гравелитами. В Зиаэтинских горах радиолитовый горизонт, на котором залегают бухарские слои, часто размыт. В Зирабулакских горах эти слои лежат на различных горизонтах верхнего мела. В районе Карнапчульских степей над радиолитовым горизонтом прослеживаются косослоистые песчанки небольшой мощности, лишенный остатков фауны, с гнездами гипса.

Литологический состав бухарских слоев, особенно его карбонатно-гипсовой толщи, свидетельствует о лагунной обстановке времени накопления бухарских слоев, сменившей нормальный морской режим сенона. В литературе известно много примеров, указывающих на перерыв в отложениях на границе сенона и палеогена в других районах Средней Азии и на Кавказе.

Сенонское море, покрывавшее почти весь Западный Узбекистан в конце мела (в датском веке?) регрессировало к юго-востоку. А. А. Гойжевский (1949) указывает, что оно быстро исчезло из района, расположенного к северо-западу от линии Чарджоу — Бухара — Карнап — Шахрисабз. Только местами (Карасиир, Зиаэтинские горы) сохранились небольшие соленые озера, в которых накапливались маломощные пласты гипсов.

В первой половине бухарского времени пульсационная регрессия сменилась пульсационной трансгрессией. Лагунная область значительно продвинулась на север и запад и дошла до района современных Зиаэтинских и Зирабулакских гор, а также линии железной дороги Чарджоу—Каган.

Во второй половине бухарского времени вместо серии лагун на территории Западного Узбекистана возникает единый мелководный морской бассейн, доходивший до Кульджуктау и покрывавший своими водами Зиаэтинские и Зирабулакские горы, Зарафшанскую долину и южные склоны Каратау. Одновременно с этим в Кызылкумах существовал морской бассейн, тесно связанный с Кавказским, на что указывает общность встреченной фауны. Он постепенно расширял свои границы на восток, навстречу трансгрессирующему бухарскому морю (Гойжевский, 1949).

В конце бухарского времени произошло соединение двух бассейнов, в связи с чем резко понизилась соленость бухарского водоема и исчезла бухарская фауна, приспособленная к жизни в бассейне с повышенной соленостью.

Фациально-палеогеографическая карта (рис. 23) времени накопления бухарских слоев составлена для того, чтобы показать, как отразились на образовании и размещении осад-

ков те тектонические движения в конце сенона — начале палеогена, о которых говорилось выше.

Вся территория во второй половине бухарского времени представляла собой единый мелководный морской бассейн (рис. 23). На обширных участках, где нет бухарских слоев, предполагаются отмели бухарского моря, охватывающие северо-западную область (граница ее идет восточнее кол. Ите-

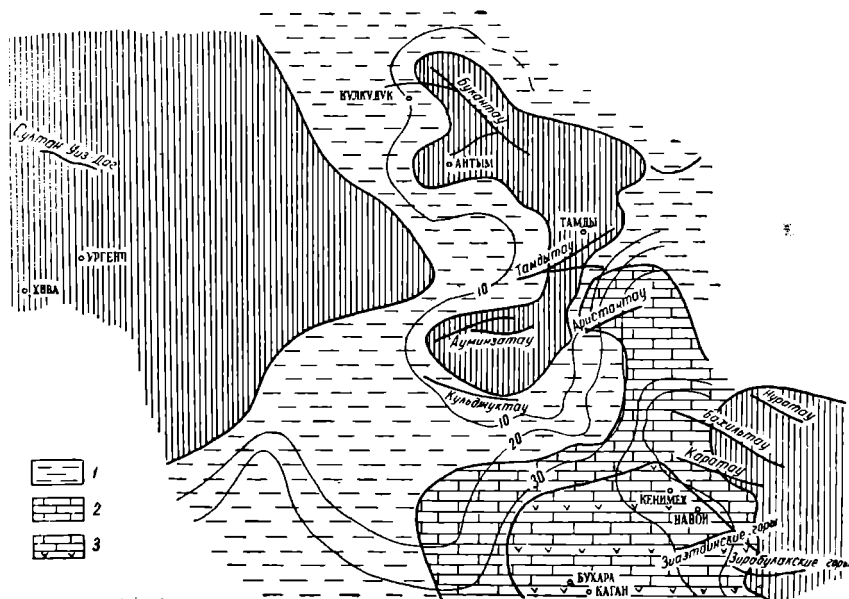


Рис. 23. Фациально-палеогеографическая карта бухарских отложений Кызылкумов.

Прибрежные образования: 1—глины; относительно глубоководные образования: 2—известняки; 3— известняки с гипсами.

мир, возвышенности Бузаубай, образуя выступ в сторону моря, спускается к Амударье и проходит южнее Кошабулака); область современных гор Букантау, Тамдытау, Ауминзатау и северных предгорий Кульджуктау (граница отмели оконтуривает названные хребты, за исключением западного окончания Букантау — хр. Тубаберген); крайнюю юго-восточную часть рассматриваемой территории (район современного хр. Нуратау, центральную и восточную часть Бахильтау, Зирабулакских гор, Каратау).

По характеру отложений выделяются три фациальные зоны, обязанные своим происхождением существованию двух бассейнов, о чем уже упоминалось. В юго-восточной части

территории прослеживаются зоны накопления известняков и доломитов, с одной стороны, известняков и доломитов с прослоями гипсов, с другой.

Севернее и западнее области распространения хемогенных осадков расположена зона развития глинистых пород. Граница между фациями глинистых и карбонатных пород проходит западнее Ташкудука, Газли, южнее Каракыра, восточнее Агитминской котловины, севернее кол. Азнек, пересекает Аристантау и опоясывает Аристантау с севера, захватывая и горы Сангрунтау. Восточная граница не проведена из-за отсутствия необходимого материала. К северу и западу от намеченной границы бухарские слои сложены зелеными и серыми глинами, в которых обнаружен комплекс фораминифер, характерных для соответствующих отложений Северного Кавказа.

В зоне накопления известняков и доломитов наряду с разрезами, полностью сложенными карбонатными породами, имеются разрезы, где 20—25% приходится на долю известковистых песчаников. На юге зона граничит с полосой накопления известняков, доломитов и гипсов. Граница между ними проходит западнее Рамитана, севернее Шафрикана (параллельно течению Зарафшана), у Янгикудука поворачивает на восток и прослеживается северо-восточнее Кенимеха и Навои, почти параллельно простиранию хр. Каратау. В этой зоне разрезы бухарских слоев сложены известняками мелко-среднезернистыми, белыми до серых и буроватыми, тонкоплитчатыми или массивными, кавернозными доломитами белыми, светло-серыми, оолитовыми, пелитоморфными, огипсованными, гипсами пластинчатыми, игольчатыми, зернистыми, часто с примесью песчаного материала.

В 30 км северо-западнее Рамитана скважиной вскрыты гипсы мощностью 34 м, относимые к бухарским слоям (по данным Н. Е. Минаковой). В некоторых разрезах вместе с карбонатами и гипсами наблюдаются глинистые прослои, которые могут составлять до 20% общей мощности колонки (разрез у кол. Сухой, на юго-западном погружении Каратау).

Мощности бухарских слоев невелики — от нескольких метров на северо-западе до первых десятков на юго-востоке (30 м).

В зоне накопления глинистых осадков максимальные мощности не превышают 5—10 м и лишь в юго-восточной части зоны местами доходят до 20 м. В зоне накопления хемогенных осадков мощности нарастают от нескольких метров до 30 м, причем постепенное нарастание происходит во всех

направлениях (к северу, западу и югу) от предполагаемой суши.

Данные по определению форм серы и железа в образцах, отобранных из бухарских слоев, свидетельствуют о том, что в отличие от результатов анализов меловых пород, в общем балансе серы и железа значительно большую роль играют сульфидная сера и закисное железо. Содержание сульфидной серы равно 0,1—0,2, местами 5%, закисного железа 0,2—0,4%.

Следовательно, окислительно-восстановительная обстановка во время накопления бухарских слоев изменилась по сравнению с сенонской: увеличилась восстановленность среды, вплоть до замены окислительного типа слабовосстановительным и восстановительным (Гуляева, 1955).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрезы меловых образований, слагающих в Кызылкумах мезозойский осадочный чехол, повсеместно отличаются стратиграфической неполнотой, которая для нижних секций разреза имеет сингенетичную природу, для верхних — эпигенетичную. Особенно сильно сокращаются мощности мелового разреза в восточном направлении.

В строении меловых отложений участвуют все типы осадочных пород, но ведущее место принадлежит терригенным, на долю которых иногда приходится до 90% от общей мощности мелового разреза. Неравномерное распределение отдельных типов пород по разрезу позволило выделить в нём по литологическим признакам следующие толщи: преимущественно грубообломочную — сеноманскую; песчано-глинистую — нижнетуронскую; песчаную — верхнетуронскую; песчаную с подчиненными прослоями карбонатных пород — сенонскую.

При изучении характера кривых распределения песчаных пород выявилась приуроченность их основных типов к определенным секциям разреза, что вскрывает немаловажное значение в расчленении и корреляции палеонтологически немых толщ.

Результаты детального анализа гранулометрического состава меловых пород использованы не только для определения их названия, но и для расшифровки динамических условий осадконакопления. Из данных гранулометрии, интерпретированных при помощи диаграмм Пассега, вытекают два положения: во-первых, на протяжении верхнемеловой эпохи динамические условия осадконакопления на рассматриваемой территории не оставались постоянными. В сеномане основным агентом транспортировки обломочного материала

были речные потоки, в туроне и сеноне — морские течения, а также приливы и отливы в прибрежной части морского бассейна. Во-вторых, очевидно, что на рубеже сеномана и турона произошла смена континентальной обстановки формирования пород морской. В течение турона и сенона, несмотря на сходность динамических условий среды, накапливались в целом генетически неоднотипные осадки. Эти различия объясняются пульсирующими колебательными движениями, неоднократно изменявшими в Кызылкумском регионе обстановку осадконакопления. Своеобразие геологической истории Кызылкумов в меловой период сказалось и на размещении терригенно-минералогических провинций, обусловленном влиянием нескольких источников питания обломочным материалом.

В результате изучения геохимических особенностей меловых отложений Кызылкумов установлено, что геохимические константы (формы серы, железа, коэффициенты солёности) не остаются постоянными для всего мелового разреза. Соотношения реакционно-способных форм серы и железа свидетельствуют о широком развитии в меловых отложениях осадков окислительной геохимической фации. Это, однако, не исключает формирования части нижнетуронских и сенонских накоплений в условиях слабо восстановительной геохимической обстановки. Наконец, отдельные прослои нижнетуронских пород могут быть отнесены к образованиям сероводородной окислительно-восстановительной среды.

Значения коэффициентов солёности хорошо увязываются с выводами, вытекающими из анализа палеогеографических условий осадконакопления и далее с палеогеографическими реконструкциями. Низкие значения, определенные в образцах из сеноманского яруса, свидетельствуют о пресноводном характере вод бассейна, что подтверждает существование в этом веке на рассматриваемой территории континентальной обстановки осадконакопления.

Коэффициенты солёности туронских и сенонских пород выше, чем сеноманских; они указывают на образование осадков в целом в морских бассейнах с водой нормальной минерализации, хотя отдельные прослои накапливались, по-видимому, в опресненной морской воде. Таким образом, смена континентальных условий формирования пород морскими на рубеже сеномана и турона находит свое отражение и в изменении по разрезу некоторых геохимических показателей.

Палеогеографическими построениями выявлены непрерывные и закономерные фациальные изменения меловых отложе-

ний от Кызылкумов в сторону Бухаро-Хивинской области, отчетливо отражающие фациальную зональность бассейна седиментации. Последовательность размещения фациальных зон на фациально-палеогеографических картах совпадает с теоретической схемой развития литологических зон осадконакопления единой геолого-структурной системы. Это означает, что на протяжении мелового периода Кызылкумы вместе с прилегающей к ним Бухаро-Хивинской областью представляли собой часть единой платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Авазходжаев Х. Х. Литология и геохимия меловых отложений Газлинского поднятия, Автореферат канд. дисс., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Авдусин П. П. Петрографические коррелятивы мезозойских отложений Южной Эмбы, «Нефтяное хозяйство», 1936, № 1.
- Авдусин П. П. Петрографические коррелятивы меловых и юрских пород юго-восточной части Урало-Эмбенского района, «Нефтяное хозяйство», 1938, № 2.
- Аделунг А. С., Кушнаръ С. А., Чихачев И. К. Юго-западные Кызыл-Кумы, В кн. «Геология Узбекской ССР», т. II, ОНТИ НКТП, Л.-М., 1937.
- Акрамходжаев А. М. Петрографо-минералогическая характеристика верхнемеловых отложений Юго-Восточной Ферганы, Тр. ИГ АН УзССР, вып. X, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Акрамходжаев А. М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана, вып. I, Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 151, 1916.
- Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи, Тр. ГГРУ, вып. 12, М.—Л., 1931.
- Бабаев А. Г. Некоторые результаты минералого-петрографических исследований меловых отложений бассейна р. Аму-Дарьи, ДАН УзССР, 1952, № 9.
- Бабаев А. Г. Глауконит в меловых отложениях Средней Азии, «Изв. АН УзССР», 1953, № 3.
- Бабаев А. Г. О некоторых красноцветных горизонтах мела Кызылкумов, ДАН УзССР, 1954, № 7.
- Бабаев А. Г. Типы разрезов меловых отложений Западного Узбекистана, ДАН УзССР, 1955, № 1.
- Бабаев А. Г. Фации и геологическая история Западного Узбекистана в меловой период, Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, № 3.
- Бабаев А. Г. Глауконит меловых отложений Западного Узбекистана и условия его образования, Материалы совещ. по исследов. и использов. глин в мае-июне 1957 г., Изд-во Львовского ун-та, 1958.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.

- Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Батурин В. П. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи, Тр. АЗНИИ, вып. I, Баку, 1931.
- Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам, Баку, Азнефтеиздат, 1937.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии, УзФАН СССР, 1940.
- Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. Материалы к стратиграфии меловых отложений Султануиздага, Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, Геология, Госгеолтехиздат, 1960.
- Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. Материалы к стратиграфии меловых отложений гор Кульджуктау, Тр. Главгеологии УзССР, В сб. 2, Геология, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Габрильян А. М. О вещественном составе карбонатных пород ряда известняк — доломит, Бюлл. АН УзССР, Ташкент, 1944, № 5—6.
- Габрильян А. М. Петрографо-минералогическая характеристика отложений риштанского и сумсарского ярусов Ферганской депрессии, Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1946.
- Габрильян А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.
- Габрильян Р. А. К характеристике гранулометрии песков и песчаников меловых отложений Кызылкумов, В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Габрильян Р. А. О топоморфных разностях циркона рутила, турмалина и ставролита меловых отложений западного погружения Нуратинских гор, В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 3, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Габрильян Р. А. Литология меловых отложений юго-западных и центральных Кызылкумов и палеогеографические условия их образования, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1964.
- Гойжевский А. А. Геологическое развитие Западного Узбекистана в бухарском веке, Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4, Изд-во АН УзССР, 1949.
- Грим Р. Е. Минералогия глин, М., ИЛ., 1956.
- Грушевой Г. В. Фации и история геологического развития района Кызылкумов в меловой период, В сб. «Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии», Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, 1961.
- Гуляева Л. А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого, ДАН СССР, т. 92, 1953, № 5.
- Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных условий осадкообразования морских терригенных образований, ДАН СССР, т. 9811, 1954, № 6.
- Гуляева Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород, «Сов. геология», сб. 47, 1955.
- Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья, М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Дубинский А. Я., Сытин Ю. Н., Чихачев П. К. Основные черты тектонического строения и геологическая история области герцинской складчатости юга СССР, Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Жукова Е. А. К стратиграфии верхнемеловых отложений Бухарской области, «Узб. геол. ж.», 1960, № 6.
- Жукова Е. А. Стратиграфия меловых отложений Гиссарского хребта по фауне фораминифер, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Жукова Е. А., Винокуров Е. Г. О возрасте пестроцветной свиты гор Кульджуктау, ДАН УзССР, 1956, № 4.
- Залманзон Э. С., Захарова Н. В., Шишова Е. С. Методы анализа железисто-карбонатных пород, БМОИП, отд. геол. т. XXX, вып. 2, 1955.
- Зернов С. А. Общая гидробиология, М.—Л., Гос. изд. биол. и мед. лит-ры, 1934.
- Зхус И. Д., Ильинская Г. Г. Глинистые минералы мезозойских отложений Белгородского железорудного района и распределение в них рассеянных элементов, Материалы совещания по исследованию и использованию глин в мае-июне 1957 г., Львов, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1958.
- Зхус И. Д. О некоторых особенностях изменения глинистых минералов в связи с нефтеобразованием, БМОИП, отд. геол., т. 35, вып. 4, 1960.
- Ибрагимов З. С. Физические параметры нефтегазоносных горизонтов мела и палеогена Ферганы, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Исматуллаев Х. К. Некоторые результаты геохимического изучения юрских и меловых нефтегазоносных отложений Каганской группы структур, «Узб. геол. ж.», 1961, № 1.
- Исматуллаев Х. К. Литология и геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Каганского района, Автореферат канд. дисс., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Казмина Т. И., Петрова Л. П., Рогачевская Ц. А. Химические показатели условий осадкообразования каменноугольных и пермских отложений Волго-Уральской области, Тр. ВНИГРИ, вып. 117, Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Кленова М. В. К вопросу о характере и значении мелкой фракции осадков, Тр. Гос. океанографич. ин-та, вып. 5(17), М.—Л., 1948.
- Кленова М. В., Попов П. Г. Интерпретация данных механического анализа, Тр. Гос. океанографич. ин-та, вып. 5 (17), М.—Л., 1948.
- Кузнецов А. В. Опыт применения генетической диаграммы Л. Б. Рухина в изучении песчаных отложений севера, северо-востока Татарии, В сб. «Материалы научной конференции молодых ученых в г. Казани», Геол. и геофиз., Изд. Казанского ун-та, 1960.
- Кушнарь С. А. К геологии Юго-Западных Кызыл-Кумов, Уч. зап. геогр. фак., т. III, вып. 1, М., Изд-во Моск. обл. пед. ин-та, 1940.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д. О распределении серы в киммерийских рудоносных отложениях Приазовского бассейна, ДАН СССР, т. 139, № 6, 1961.
- Логвиненко Н. В. К минералогии продуктивной толщи донецкого карбона, Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 3, 1949.

- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого бассейна, Изд. Харьковского Гос. ун-та, 1953.
- Луппов Н. П. К палеогеографии Среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху, Изв. АН СССР, сер. геол., 1933, № 3.
- Луппов Н. П. Новые данные по геологии Каракумов в связи с глубоким бурением в районе Северных Бугров, «Сов. геология», 1945, № 5.
- Методы изучения осадочных пород, т. I и II, М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Минакова Н. Е. К стратиграфии палеогеновых отложений Кызылкумов, Изв. АН УзССР, 1948, № 2.
- Миронова Л. В. Бухарская свита палеогена Средней Азии, Тр. ВСЕГЕИ, т. 38, М., 1960.
- Музафарова Р. В. Стратиграфия и ископаемые моллюски меловых отложений южной части Бухарской области, Тр. ИГ АН УзССР, вып. VII, сб. 2, 1952.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I и II, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время, БМОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 5, 1948.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Ташкент, Изд. ком. наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород, М., Гостоптехиздат, 1954.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их назначение для общей и прикладной геологии, «Проблемы сов. геологии», 1933, № 1.
- Пустовалов Л. В., Мир-Али Кашкай, Азизбеков В. А., Алиев А. Г., Саркисян А. Д., Султанов А. Д., Фукс-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования и о классификации и номенклатуре осадочных пород, Изд. АзербФАН СССР, 1944.
- Пяновская И. А., Пятков К. К. О нижнемеловых отложениях северной части Центральных Кызылкумов, Тр. Узб. геол. упр., сб. 1., М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Пяновская И. А. К истории геологического развития Кызылкумов в меловом и палеогеновом периодах, Тр. Узб. геол. упр., В сб. 2, Геология, Госгеолтехиздат, 1962.
- Ренгартен Н. В. Новообразование минералов титана в песчаных породах угленосных свит, ДАН СССР, т. 102, 1955, № 1.
- Родионова К. Ф. Некоторые вопросы методики геохимического исследования пород на примере изучения терригенного девона Ромашкинского и Шкаповского месторождений, Тр. ВНИГНИ, вып. XXVIII, 1960.
- Рухин Л. Б. Корреляция песков по их минералогическому составу, Науч. бюлл. ЛГУ, 1948, № 20.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков, Л., Изд-во ЛГУ, 1947.
- Рухин Л. Б. Основы литологии, М., Гостоптехиздат, 1961.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья, М., Изд-во, АН СССР, 1949.

- Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. Петрография майкопских и сарматских отложений восточной Грузии и палеогеография времени их образований, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области, 1952.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Ферганской депрессии, Алайского и Заалайского хребтов, Л., Госгонтехиздат, 1954.
- Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Состав поглощенных оснований глинистых пород и его связь с фациальными условиями, ДАН СССР, т. 105, 1955, № 4.
- Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород, Тр. Всесоюз. ин-та геологии Арктики, т. 86, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Спиро Н. С., Грамберг И. С. Состав адсорбированного комплекса глинистых пород как показатель ранней стадии условий осадкообразования «Геология и геофизика», 1961, № 9.
- Стадников Г. Л. Химический метод определения условий отложения глинистых осадочных пород, Бюлл. МОИП, 1956, № 2.
- Стадников Г. Л. Глинистые породы, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории земли, Тр. Ин-та геол. наук, вып. 73, сер. геол. (22), Изд-во АН СССР, 1947.
- Страхов Н. М. Распределение железа в озерных и морских илах и факторы его контролирующие, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 4.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Т. Образование осадков в современных водоемах, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. Геохимия нефтеносных отложений (нижефранские породы Второго Баку), Тр. ГИН АН СССР, вып. 155, геол. сер., 1955, № 66.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 1.
- Сулейманов И. С. Новый род *Gubkinella* и два новых вида семейства *Heterocidae* из верхнего сенона юго-западных Кызылкумов, ДАН СССР, т. 102, 1955, № 3.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана, Баку, Изд-во АН АзербССР, 1950.
- Теодорович Г. И. К вопросу о классификации глинисто-алевритопесчаных пород, «Сов. геология», 1938, № 8—9.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала и нефтепроизводящие их типы, «Сов. геология», сб. 47, 1955.
- Теодорович Г. И. О минералого-геохимических фациях и некоторых других основных вопросах древнего осадкообразования, ВМОИП, т. 62, отд. геол. (т. 32), вып. 4, 1957.
- Тихомирова Е. С. Распределение железа, марганца и фосфора в нижнеолигоценых отложениях Мангышлака, ДАН СССР, т. 143, 1962, № 3.
- Черников О. А. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного образования Западно-Сибирской низменности, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Чистяков П. А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IX, 1956.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, М., Госгеолтехиздат, 1948.

- Эгамбердыев М. В. Литология верхнемеловых осадочных формаций гор Ауминзатау (Кызылкумы), Автореферат канд. дисс., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Юркевич И. А. Исследования по методике фашиально-геохимического изучения осадочных пород, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Atterberg A. Die rationale Klassifikation der Sand, Die mechanische Bodenanalyse. Intern. Mitt. für Bodenkunde. Bd. 11. 1912.
- Krynine P. D. The Tourmaline Group in Sediments. The Journal of Geology, v, 54, num. 2, March., 1946.
- Passaga R. Texture as characteristic of clastic deposition, Bul. of the Amer. Assoc. of Petroleum Geologists, vol. 41, No 9, 1957.
- Passaga R. Problem of comparing ancient wit recent sedimentray deposit, Bul. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, v. 46, No 1. 1962.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Типы разрезов	6
Глава II. Петрографическая характеристика пород меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов	14
Глава III. Гранулометрический состав меловых отложений Юго— Западных и Центральных Кызылкумов	32
Глава IV. Минералогический состав меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов	60
Глава V. Геохимическая характеристика и условия образования меловых отложений Кызылкумов	73
Глава VI. Основные черты палеогеографической обстановки накопления меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызыл- кумов	99
Заключение	121
Литература.	124

Р. А. Габрильян

**Литология и геохимия меловых отложений Юго-Западных
и Центральных Кызылкумов**

Редактор *В. Я. Литинецкий*
Технический редактор *Э. П. Горьковая*
Художник *Ш. Булгаков*
Корректор *Е. И. Шер.*

Р01160. Сдано в набор 5/III—66 г. Подписано к печати 4/V—66 г. Формат 60×90¹/₁₆-4.125
бум. л. 8,25 печ. л. Уч изд. л. 8,0. Изд. № 373. Тираж 650. Цена 58 к.

Типография № 3 Госкомитета по печати. Заказ 173. Адрес Изд-ва: Фоголя, 70.