

**А.Р. КАРМЕР**

**ЛИТОЛОГИЯ  
И УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕЛОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОЧНОЙ  
ЧАСТИ  
ТАДЖИКСКОЙ  
ДЕПРЕССИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

А. Р. КАРИЕВ

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Ответственный редактор — В. Д. Босов

Издательство "Дониш"  
Душанбе — 1978



2662

Обобщаются результаты многолетних литологических исследований меловых отложений восточной части Таджикской депрессии. По комплексу литологических критериев обосновывается выделение типов разрезов, характеризующих определенные структурно-фациальные зоны. Рассматриваются петрографо-минералогические особенности меловых образований, позволившие установить закономерности распределения различных типов пород и минералогических ассоциаций в разрезе и по площади. Приводится характер распространения органического вещества, аутигенно-минералогических форм железа и малых химических элементов в литологических типах пород. Дается детальный литолого-фациальный анализ и характеристика условий формирования меловых отложений.

Книга предназначена для специалистов в области литологии и широкого круга геологов.

К  $\frac{20801 - 015}{M 502 - 78}$  10 - 77

Издательство "Дониш", 1978 г.



Посвящаю светлой памяти  
дорогого учителя и наставника  
Константина Всеволодовича  
БАБКОВА

## ОТ РЕДАКТОРА

На юго-востоке Средней Азии меловые отложения распространены повсеместно, с ними связана значительная часть известных месторождений нефти и газа. Однако разновозрастные образования в различных областях данного региона изучены неодинаково.

Восточная часть Таджикской депрессии относится к числу малоисследованных, но наиболее перспективных на нефть и газ районов. Поэтому в предлагаемой книге по существу впервые обобщаются результаты многолетних исследований автора по литологии и геохимии меловых отложений этой территории. В ней сконцентрирован и комплексом литологических методов обработан огромный фактический материал, который послужил основой для детального изучения петрографо-минералогического состава пород, выяснения особенностей распределения различных их типов в разрезе и по площади, определения роли терригенных компонентов в формировании минералогических ассоциаций и зон. Впервые для описанных отложений выявлены закономерности в распределении органического углерода, битуминозного вещества, форм железа и малых химических элементов в литологических типах пород. По полученным результатам выяснен характер геохимической среды, в которой накапливались осадки и восстановлена степень расчлененности рельефа древней суши. Литолого-фациальный анализ отложений дал полное представление об условиях осадконакопления и истории геологического развития района в меловое время.

Результаты, излагаемые в работе, имеют не только теоретическое значение, но и, несомненно, будут приме-

няться на практике при поисковых и разведочных работах на нефть и газ и другие полезные ископаемые.

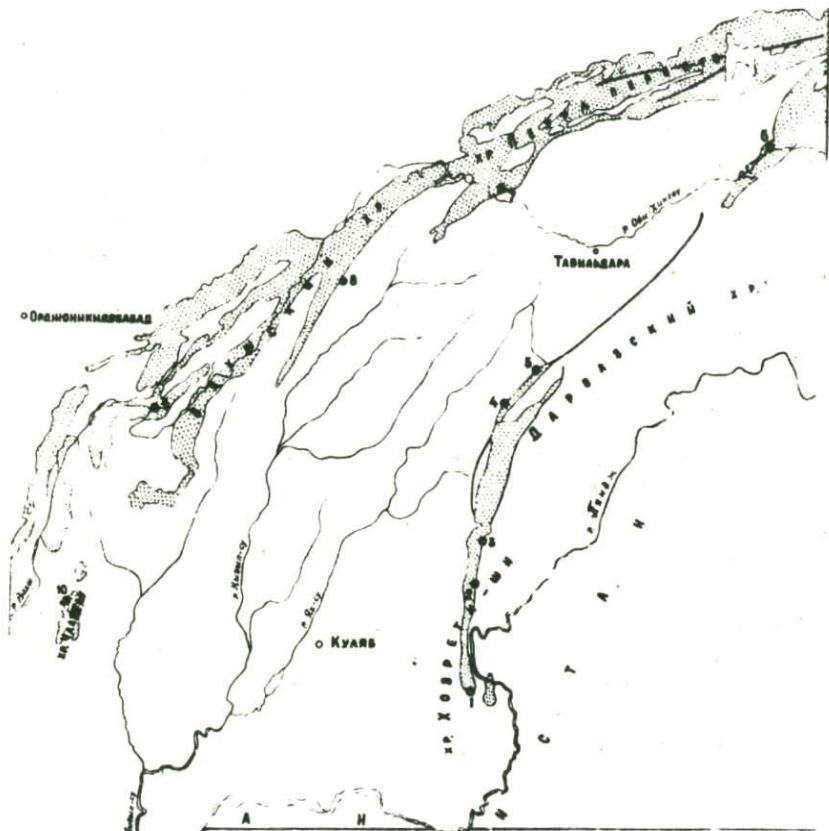
Монография А. Р. Кариева может быть использована широким кругом геологов, работающих в Средней Азии и занимающихся вопросами литологии, стратиграфии и нефтяной геологии.

В. Д. Босов

## В В Е Д Е Н И Е

В настоящее время в Вахшской, Предгиссарской, Сурхандарьинской зонах Таджикской депрессии и в соседних с ней районах (Бухаро-Хивинской области, Ферганской впадине, Северном Афганистане) в составе меловых отложений обнаружен целый ряд промышленно-нефтегазоносных горизонтов. Это предопределило необходимость проведения детальных литологических исследований меловых пород, так как основным условием прогнозирования их нефтегазоносности является выявление генетической связи распространения залежей нефти и газа с литологическими типами вмещающих пород, а также палеогеографическими, фациальными (в том числе геохимическими) и палеотектоническими условиями их образования. Для решения поставленных задач мы на основе всестороннего минералого-петрографического и фациального анализа попытались восстановить обстановку осадконакопления, рельефа областей сноса, а также тектонический режим зоны аккумуляции в течение мелового периода.

Район исследования (рис. 1) с запада ограничивают горы Тереклитау, Чалтау и Сарсарьяк, с севера и северо-востока — хр. Петра 1, с востока — горное сооружение Дарваза и с юга — государственная граница с Афганистаном. Ранее не был в достаточной степени изучен вещественный состав меловых отложений и почти не рассмотрены особенности геохимии разновозрастных образований. Настоящая работа выполнена на основе результатов исследований, проведенных автором в течение 1961-1971 гг. в пределах восточной части Таджикской депрессии. Было изучено 10



**Рис. 1. Обзорная схема района исследований.**

5 0 5 1 0 1 5 2 0 км

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Контурь выходов мелово-палеогенов
- 7-лазевые изученные автором и др. комары
- НАВЕРШИИ РАЗРЕЗОВ
- 1 - Аншироу; 2 - Ровина; 3 - Чичи; 4 - Ялу; 5 - Монтиньку
- 6 - Омьшитоу; 7 - Аштан; 8 - Дашти Гунга; 9 - Бугалару
- 10 - Тушкел; 11 - Ашкелан

характерных разрезов меловых отложений. В процессе камеральных работ было описано 820 петрографических шлифов, 730 иммерсионных препаратов, обработаны результаты 730 гранулометрических, 700 полуколичественных (в десятибалльной системе) спектральных, около 1000 люминесцентно-битуминологических, 75 химических, 55 рентгено-структурных, 10 электронно-микроскопических, 100 термических анализов, а также определены аутигенно-минералогические формы железа (91), органического углерода (442), коллекторских свойств (92) и растворимой части пород (924) и произведено окрашивание шлифов (166).

Аналитические исследования исходного материала были произведены в лабораториях Института геологии АН Таджикской ССР, Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР, Таджикского отделения ВНИГНИ и Института "Гипротюменьнефтегаз". Кроме того, некоторые контрольные анализы выполнены в лабораториях ВНИГРИ. Полученные данные использованы при составлении таблиц, графиков, схем, диаграмм, литограмм и карт.

Автор выражает искреннюю благодарность С. А. Захарову, М. М. Кухтикову, В. Б. Татарскому, М. Р. Джалилову, В. А. Бельскому, В. Д. Босову, А. Н. Мамонтову и Б. В. Полянскому за советы, конструктивные и критические замечания при подготовке работы.

## 1. К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Первые сведения о геологии Центральной Бухары были получены в конце XIX в. Ранние исследования носили общий, познавательный характер. Это работы Г. Д. Романовского (1878, 1884, 1890), И. В. Мушкетова (1886, 1906, 1912), А. Крафта (1900), Я. С. Эдельштейна (1909) и М. О. Клера (1909). В это же время начаты первые исследования в пределах восточной окраины Таджикской депрессии (Преддарвазье).

С. Н. Михайловский (1914), побывавший в ряде районов Преддарвазья, установил наличие меловых отложений, которые, по его мнению, могли быть расчленены на неом, апт-гольт, а также сеноман, турон, сенон. Несколько позднее границы отдельных стратиграфических подразделений мела были уточнены А. Д. Архангельским (1916).

В работе Д. В. Наливкина "Очерк геологии Туркестана" (1926) дано сопоставление меловых отложений Таджикской депрессии с такими же образованиями других районов Средней Азии и установлены некоторые черты сходства. Позднее Д. В. Наливкин (1935), рассматривая палеогеографию Средней Азии, пришел к выводу о преимущественно континентальных условиях накопления нижнемеловых осадков.

Следующий этап исследований начался в 30-х годах и связан с организацией Таджикской комплексной, а позднее Таджикско-Памирской экспедиций. В эти годы изучением меловых отложений занимались Б. А. Борнеман (1935,

1939), А. Р. Бурачек (1931), Н. П. Луппов (1934, 1938), П. К. Чихачев (1941) и др.

Значительный вклад в изучение меловых отложений вложен В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым (1936), выделившими в составе нижнемеловых осадков западной части Таджикской депрессии породы карабильской, альмурадской, кзылташской, окузбулакской, калигрекской и аулятской свит. Эти исследования в определенной степени послужили основанием для расчленения и сопоставления разновозрастных образований с разрезами восточных районов.

В 1937 г. было начато изучение геологии Юго-Западного Дарваза Н. П. Ермаковым (1940), описавшим несколько верхнемеловых разрезов и более обоснованно выделившим в них сеноманские, туронские, сенонские и датские (?) отложения, которые по литологическим признакам были расчленены на ряд свит.

Еще более детальные исследования меловых отложений всего юго-востока Средней Азии, в частности восточной окраины Таджикской депрессии, развернулись в 40-х годах. Б. А. Борнеманом (1940) описаны меловые образования юго-востока Средней Азии. Нижнемеловые отложения Б. А. Борнеман подразделил на валанжин-готерив, баррем-апт и альб, а верхнемеловые — на сеноман, турон, сенон и датский (?). Хотя меловые отложения восточной окраины депрессии Б. А. Борнеманом специально не изучались, однако выделенные им стратиграфические комплексы легли в основу корреляционных построений и на исследуемой территории. Он считал, что в восточных разрезах гипсы гаурдакской свиты замещаются красноцветными песчано-глинистыми образованиями и часть из них имеет титонский возраст.

В рассматриваемый период восточные районы стали интенсивно изучаться исследователями. Одним из тех, кто посетил Юго-Западный Дарваз, был И. Е. Губин (Чихачев и др., 1941), который впервые указал на наличие

двух полос развития меловых отложений. Одна из них простирается субмеридионально по восточному склону хр. Хазратишох, а другая — параллельно первой и обнажается в долине р. Обиниоу. В дальнейшем эти полосы выходов мела довольно детально изучались как в стратиграфическом, так и в литологическом аспекте.

В 1945 г. в Преддарвазье проводили исследования Т. Я. Бронштейн и А. Н. Наумов (1947), ими был описан меловой разрез по саю Ровика. Последний был расчленен на неоком—апт, альб, сеноман, турон и даний (?). Неоком—аптские образования, по их мнению, имеют четырех-, а альбские — двучленное строение.

Следующий этап изучения меловых отложений связан с региональными исследованиями С. Н. Симакова. В его монографии "Меловые отложения Бухаро-Таджикской области" (1952) обобщены результаты многолетних работ по юго-востоку Средней Азии. Изученные им меловые отложения были дробно расчленены и прослежены на большой территории, установлены закономерности изменения их литологического состава и сделаны выводы о палеогеографическом условии их образования. С. Н. Симаковым меловые отложения были подразделены на валанжин — нижний готерив, верхний готерив — апт, альб, сеноман, турон, сенон, даний (?), которые в свою очередь по литологическим и генетическим признакам были расчленены еще на 23 свиты, получившие обозначения от "а" до "и" (латинский алфавит). Созданная С. Н. Симаковым стратиграфическая схема расчленения меловых отложений Таджикской депрессии хотя и претерпела в последние годы некоторые изменения, но не потеряла своего значения до сих пор. Она принимается за основу всех стратиграфических, литологических, геолого-съёмочных и поисковых работ.

Большое значение для детального изучения геологии восточных районов депрессии, в частности Юго-Западного Дарваза, имела государственная геологическая съемка,

начатая в 1954 г. (Власов, 1959, 1962). Именно с этого времени начинается описание и изучение многочисленных разрезов меловых отложений. Последние всеми исследователями расчленялись по стратиграфической схеме С. Н. Симакова (1952). В результате удалось выделить два типа меловых разрезов, обнажающихся в виде двух параллельных полос субмеридионального простирания и соприкасающихся по разлому. Констатировалось, что меловые отложения западной полосы (хозретишинский, или, как называют в последнее время, хазратишохский, тип) характеризуются сравнительно большой мощностью, выдержанностью по простиранию и по своему составу и строению близки аналогичным отложениям Таджикской депрессии. Меловые образования восточной полосы (обиниоуский тип) имеют сокращенные мощности, относительно пестрый литологический и качественно отличный минералогический состав.

Необходимо отметить, что в процессе геологосъемочных работ при описании некоторых разрезов, в частности обиниоуского типа, были допущены неточности, например неправильно трактовано строение меловых отложений хр. Васмикух, на основе чего было сделано заключение о выпадении из разреза значительной части нижнемеловых отложений. Впоследствии эти ошибки были отмечены М. Р. Джалиловым (1961).

Существенный вклад в изучение верхнемеловых отложений внесла Н. Н. Бобкова (1960, 1961а, 1961б). Ее стратиграфическая схема, предложенная в 1953 г., создана на базе изучения различных групп ископаемых организмов. Н. Н. Бобковой также рассмотрены вопросы расчленения верхнемеловых отложений восточной части Таджикской депрессии, где, как и во всем Юго-Западном Таджикистане, сенонский надъярус был расчленен на ярусы.

Большая работа в познании стратиграфии верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза была проделана М. Р. Джалиловым (1961, 1962а, 1962б, 1963, 1968,

1971). Им были описаны верхнемеловые разрезы и дано описание брюхоногих моллюсков. В результате этих исследований автору удалось несколько детализировать стратиграфическую схему Н. Н. Бобковой. Он обосновал выделение внутри отдельных ярусов верхнемеловых отложений биостратиграфических зон с характерным для них набором ископаемых организмов. В случае отсутствия последних, толщи, отчетливо различающиеся по литологическим особенностям, были выделены в качестве свит. В отличие от С. Н. Симакова (1952) свиты, выделенные М. Р. Джалиловым, получили местные географические названия.

На основании изучения литологии, стратиграфии и палеогеографии нижнего мела Западного Таджикистана В. Н. Шванов (1960, 1961, 1962, 1963) вслед за В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве, Н. П. Херасковым (1936), С. Н. Симаковым (1952) и Н. П. Лупповым (1957) разработал совершенно новую стратиграфическую схему. Если другие схемы базировались главным образом на материале западных районов Таджикской депрессии, то В. Н. Шванову на основе большого количества разрезов в восточной части территории удалось создать довольно детальную схему расчленения отложений нижнего мела, отражающую характерные для этого района геологические особенности. Нижнемеловые отложения В. Н. Швановым были расчленены на валанжин-готерив, баррем-апт и альб. Из-за затруднительности выделения и для облегчения их корреляции среди однородной красноцветной толщи на востоке некоторые свиты С. Н. Симакова были объединены в свиты с географическими названиями. Так, в валанжин-готериве он выделит яванскую (свиты "а" и "в" С. Н. Симакова) и кзыл-ташскую (свита "с") свиты, в баррем-апте — обигармскую (свиты "d", "e", "f"), а в альбе — каракузскую (свиты "g", "h"), мингбатманскую (свита "i") и лятобанскую (свиты "j", "k"). Впервые в пределах Юго-Западного Таджикистана им проведена типизация ниже-

меловых разрезов. На основе литологических и стратиграфических исследований В. Н. Шванов выделил два типа разрезов, разделяющихся на семь подтипов. Изучение минералогического состава пород нижнего мела позволило автору выделить терригенно-минералогические провинции. Западный тип разрезов относится к гранатовой терригенно-минералогической провинции, а восточный характеризуется безгранатовой (или сфен-эпидотовой) и гранат-сфеновой, выделяющейся только в Юго-Западном Дарвазе, терригенно-минералогической провинцией.

В 1961-1963 гг. Ш. Бабаев (1964а, 1964б, 1965, 1966) в пределах Юго-Западного Таджикистана изучал петрографо-минералогический состав нижнемеловых отложений. Два из шести исследованных им разрезов (Ровика и Даштигург) расположены в восточной части Таджикской депрессии. В результате определения вещественного состава песчано-алевритовых пород, степени их дислоцированности и анализа мощностей нижнемеловых отложений Ш. Бабаев выделил 3 структурно-фациальные зоны, характеризующиеся определенными минералогическими ассоциациями песчано-алевритовых пород. Изучение распределения аксессуарных и в основном породообразующих минералов по разрезу и по площади позволило выявить 4 терригенно-минералогические провинции и дать некоторые черты палеогеографии нижнемелового периода. Выявленное различие в степени и характере структурно-минералогических преобразований терригенных пород позволило установить определенную эпигенетическую зональность в их преобразовании как по стратиграфическим интервалам, так и по площади. В нижнемеловых разрезах Юго-Западного Таджикистана выделены 3 (верхняя, средняя, нижняя) зоны эпигенеза, соответствующие зонам начального и глубинного эпигенеза и раннего метагенеза. Границы эпигенетических зон не совпадают с границами стратиграфических комплексов. Зона начального эпигенеза (верхняя) распространена только в западной структурно-фациальной террито-

рии, а зона глубинного эпигенеза (средняя) — по всей изученной площади. Зона раннего метагенеза (нижняя) характерна только для восточной части Юго-Западного Таджикистана.

Установленные Ш. Бабаевым зоны глубинного эпигенетического преобразования пород нижнего мела имеют большое практическое значение для выявления песчано-алевролитовых горизонтов как возможных коллекторов нефти и газа.

Одними из достижений последних лет в познании стратиграфии нижнемеловых отложений Таджикской депрессии являются исследования, проведенные Ю. Н. Андреевым (1965, 1969). В силу того что нижнемеловые отложения значительной части депрессии представлены красноцветными терригенными образованиями, стратиграфическое расчленение их затруднено из-за отсутствия ископаемых организмов. Поэтому до сих пор расчленение нижнемеловых отложений производилось по их литологическому составу, а также путем сопоставлений и корреляций с одновозрастными породами соседних районов. Отсутствие палеонтологически обоснованной схемы стратиграфии затрудняло до некоторой степени картирование и расчленение разрезов скважин. Ю. Н. Андреев на основе микрофаунистического и литологического изучения составил региональную корреляционную схему стратиграфии отложений нижнего мела, отличающуюся от аналогичных схем С. Н. Симакова (1952) и В. Н. Шванова (1961) большей детальностью. Изучение остракод и фораминифер позволило автору расчленить нижнемеловые отложения на Баланжин (карабийный горизонт), готерив — нижний баррем (альмурадский и кзылташский горизонты), верхний баррем — апт (окузбулакский и калигрекский горизонты) и альб (каракузский, бабатагский, аккапчигайский и ширабадский горизонты). На исследуемой территории им выделено 5 основных типов разрезов — Гаурдак-Кугитангский, Кафирниганский, Предгиссарский, Вахшский и Преддарвазский, ко-

торые отвечают одноименным структурно-фациальным зонам субмеридионального простирания.

Нами с 1961 г. изучаются минералого-петрографический состав и особенности геохимии меловых отложений восточной части Таджикской депрессии с целью выяснения условий их образования. На основе проведенных литологических исследований дана подробная петрографическая (1967а, 1968, 1970а, 1974а), минералогическая (1967а, 1967б, 1969, 1974б) и геохимическая (1966, 1970б, 1972б, 1974в) характеристика с описанием условий формирования одно-возрастных осадков. Детальным петрографическим изучением в составе меловых отложений выделены главнейшие группы обломочных и карбонатных пород, основные их типы и разновидности. Минералогическими исследованиями установлен ряд ассоциаций породообразующих и аксессуарных минералов, специфичных для отдельных участков рассматриваемой территории. На основе анализа распределения минералогических ассоциаций по площади выделены 3 терригенно-минералогические зоны. В результате геохимического изучения пород нам удалось восстановить соленость вод бассейна седиментации, рельеф областей сноса и характер выветривания материнских пород.

Существенный вклад в изучение геологического и тектонического строения региона, проблем его нефтегазоносности внесен С. А. Захаровым (1958, 1962, 1964, 1970), К. В. Бабковым (1959, 1964, 1966, 1972), А. А. Бакировым (1957, 1963а, 1963б), В. Я. Широковым (1964, 1965), С. Н. Симаковым (1959, 1966), Н. П. Туаевым (1966) и многими другими.

2662



## II. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах восточной части Таджикской депрессии выделяются три зоны развития меловых отложений, характеризующиеся различными особенностями их строения, литологического и вещественного состава, мощности разрезов и т. д. Первая зона включает бассейны рек Вахш и Обихингоу (разрезы Акмазар, Туткаул, Булгари, Даштигург), вторая — гр. Хазратишох (разрезы Анжируу, Ровика, Иджудара, Лайрун), а третья — бассейн р. Обиниоу (разрезы Иокунж, Обипитоуду).

Общими чертами для разрезов Вахш-Обихингоуской зоны являются стратиграфическая их полнота, большая мощность отложений, отсутствие крупнообломочных пород и относительно разнообразный состав осадков. Разрезы Хазратишинской зоны от вышеописанных отличаются значительной мощностью отложений, довольно однообразным их строением, погрубением состава пород за счет наличия крупнообломочных образований и увеличением роли песчаников.

Для разрезов Обиниоуской зоны характерно резкое сокращение мощности меловых отложений вообще и отдельных стратиграфических горизонтов в частности, отличие вещественного состава и строения разрезов по сравнению с двумя вышеотмеченными зонами.

Приводим литолого-стратиграфическую характеристику меловых отложений каждой зоны в отдельности. За основу расчленения разновозрастных образований приняты стратиграфические схемы В. Н. Шванова (1961), Н. Н. Бобковой (1961) и М. Р. Джалилова (1961).

### 1. Вахш-Обихингоуская зона

Валанжин-готерив (221-409 м) сложен в основном красноцветными песчано-алевроито-глинистыми отложениями, залегающими на глинистой толще верхней

юры. Согласно принятой схеме, описываемые осадки подразделяются на две свиты: яванскую и кызылташскую.

Яванская свита на западе территории представлена преимущественно глинисто-алевроитовыми породами. В направлении восток — северо-восток происходит некоторое погружение терригенного материала, выражающееся в увеличении песчано-алевроитовых пород за счет замещения ими глинистых отложений.

Кызылташская свита известна как более или менее однородная песчаная по своему составу толща. Однако изучение литологического состава отложений выявило изменчивый характер разреза, также меняющегося в восточном направлении. В разрезе Туткаул, осадки этой свиты почти целиком состоят из коричневато-красных алевролитов с редкими прослоями песчаников. Восточнее (разрез Булгари) в строении разреза в равной мере принимают участие как алевролиты, так и песчаные породы. Далее к северо-востоку кызылташская свита уже слагается песчаниками, содержащими иногда гальки размером до 2 см и отдельные прослои коричневато-красных алевролитов. Согласно данным табл. 1, 2, песчаники в пределах всего района в среднем составляют 24, 0% мощности разреза. Алевролиты пользуются сравнительно более широким распространением. На их долю приходится 36, 9% от общей мощности отложений. Глинистые породы являются наименее развитыми в данном районе. Они в среднем составляют 13, 0% мощности разреза. В составе изучаемых отложений встречаются (25, 9%) также смешанные разности пород — патумы.

Баррем — аптские отложения (190—247 м), содержащие в основании некоторых разрезов фауну *Exogyra ex. gr. localis* Murdv., *Astarte sp. ind.*, *Liostrea sp. ind.*, *Lucina (?) sp. ind.*, согласно налегают на нижележащие массивные песчано-алевроитовые породы кызылташской свиты и выделяются в обигармскую свиту. Последняя по своему строению и литологическому

Т а б л и ц а I

Распределение петрографических типов пород в различных зонах  
восточной части Таджикской депрессии

З о н а	Возраст	Мощ- ность м	Крупно- обломочные			Мелко- обломочные			Глинистые	Карбонаты			Сульфатные
			Конгло- мераты	Граве- литы	Песча- ники	Алевро- литы	Цеглу- мы	Мергели		Извест- няки	Доломиты		
Валн-Обшиноуская	Баланжин- готерив	221- 409	-	-	24,0	36,9	25,9	13,0	0,2	-	-	-	-
	Баррем- шт	190- 247	-	-	40,4	13,5	31,1	14,3	0,5	-	-	-	0,4
	Альб	385-689-	-	-	29,0	17,0	17,8	27,6	2,9	2,0	0,7	3,0	-
	Сеноман	205-242-	-	-	7,4	10,9	9,3	20,2	7,0	37,7	-	7,5	-
	Турон	153-175-	-	-	-	0,5+	-	68,4	7,6	15,9	1,4	6,2	-
	Коньяк	78-141-	-	-	-	4,4+	-	53,3	11,5	30,9	-	-	-
	Сантан	49-185-	-	-	-	23,6	1,7	35,0	10,0	5,1	1,5	19,1	-
	Кампан	120-250-	-	-	-	3,6	-	15,2	1,7	60,1	-	-	-
	Маастрихт	76-135-	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-
Озретшинская	Баланжин- готерив	358- 492	3,0	0,2	55,6	16,0	22,0	3,2	-	-	-	-	-
	Баррем- шт	294- 540	3,4	0,5	44,7	29,0	8,0	13,0	1,0	-	-	-	0,4
	Альб	356-583	0,9	0,4	13,9	31,1	7,4	39,7	4,0	1,0	0,3	1,3	-
	Сеноман	203-309	9,2+	0,1	17,5	15,2	12,4	15,9	3,6	24,4	1,7	-	-
	Турон	105-156	-	-	3,6+	1,0+	5,6+	50,0	12,2	26,5	1,0	0,1	-
	Коньяк	26-70	-	-	-	3,9+	-	4,2	0,8	90,7	0,4	-	-
	Сантон	67-116	-	-	-	26,9+	-	13,5	23,1	10,5	18,2	7,8	-
	Кампан	68-175	-	-	-	-	-	1,3	14,2	82,7	1,8	-	-
	Маастрихт	53-121	-	-	-	4,5+	-	1,4	0,3	93,8	-	-	-
Обшиноуская	Баланжин- готерив	207- 286	4,2	-	71,6	11,7	9,0	3,5	-	-	-	-	-
	Баррем- шт	243- 280	3,5	0,1	36,5	45,6	8,3	-	6,0	-	-	-	-
	Альб	138-139	-	-	31,3	15,4	1,5	45,0	3,1	1,5	-	5,2	-
	Сеноман	43-52	11,5	-	10,5	18,1	-	42,0	3,3	7,0	-	4,6	-
	Турон	69-77	3,2	-	15,0	4,8	3,5	53,6	3,7	16,2	-	-	-
	Сенон	45-77	-	1,0	-	4,0	-	20,7	12,4	56,2	5,7	-	-

+ Данные по одному разрезу.

Таблица 2

Распределение петрографических типов пород в разрезах Вахш-Обихингоуской зоны

Разрез	Возраст	Мощность, м	Крупно-обломочные			Мелко-обломочные			Карбонаты				
			Контгломераты	Гравелисты	Песчанки	Лесвралиты	Паттулы	Глинистые	Мергели	Известняки	Доломиты	Сульфатные	
Туттауз	Валанжин-готерив	409,6	-	-	1,0	34,8	34,7	28,9	0,6	-	-	-	-
	Баррем-апт	246,2	-	-	29,5	37,2	26,9	4,9	1,5	-	-	-	-
	Альб	542,7	-	-	19,5	17,3	28,0	26,4	2,3	2,7	0,6	3,2	-
	Сеноман	206,0	-	-	2,8	-	9,7	25,0	10,5	40,5	-	11,5	-
	Турон	175,0	-	-	-	1,5	-	64,4	13,0	14,4	1,4	5,3	-
	Коньяк	131,4	-	-	-	-	-	58,2	18,8	23,0	-	-	-
	Сантон	184,7	-	-	-	27,9	-	29,2	-	16,2	-	26,7	-
Кампан	119,8	-	-	-	-	-	10,5	-	89,5	-	-	-	
Маастрихт	76,0	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-	
Булгари	Валанжин-готерив	407,1	-	-	41,0	14,0	35,0	10,0	-	-	-	-	-
	Баррем-апт	190,4	-	-	37,2	30,0	25,8	6,5	-	-	-	0,5	-
	Альб	385,5	-	-	38,0	12,3	0,8	38,8	5,5	3,0	1,6	5,0	-
	Сеноман	242,0	-	-	13,2	13,8	3,1	17,7	10,4	36,8	-	5,0	-
	Турон	153,0	-	-	-	-	-	77,5	8,2	6,3	3,0	5,0	-
	Коньяк	141,0	-	-	-	0,0	-	36,4	15,6	40,0	-	-	-
	Сантон	142,0	-	-	-	-	5,2	32,4	27,1	8,6	4,6	22,1	-
Кампан	199,0	-	-	-	7,0	-	20,5	5,0	67,5	-	-	-	
Маастрихт	135,0	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-	
Даштагург	Валанжин-готерив	221,3	-	-	30,0	62,0	8,0	-	-	-	-	-	-
	Баррем-апт	246,8	-	-	54,6	3,3	40,5	1,6	-	-	-	-	-
	Альб	689,5	-	-	29,4	21,3	24,5	22,7	1,0	0,2	-	0,9	-
	Сеноман	217,7	-	-	6,2	18,8	15,2	18,0	-	35,8	-	6,0	-
	Турон	165,0	-	-	-	-	-	64,7	-	27,0	-	8,3	-
	Коньяк	78,2	-	-	-	5,2	-	65,2	-	29,6	-	-	-
	Сантон	49,4	-	-	-	42,9	-	43,5	3,0	2,5	-	8,1	-
Кампан	250,2	-	-	-	2,0	-	14,6	-	83,4	-	-	-	
Маастрихт	92,1	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-	

составу расчленяется на две пачки: нижнюю — пестроцветную глинисто-алевроитовую и верхнюю — красноцветную алевроито-песчаную. Нижняя в западных разрезах характеризуется наличием прослоев (0, 2–1, 0 м) зеленовато-серых мергелей, розовых и белых желваковидных гипсов и пестрой окраской. К востоку она преимущественно приобретает коричневатый цвет и вместе с тем исчезают указанные прослои сульфатно-карбонатных пород. Верхняя пачка представлена алевроито-песчаными отложениями, на западе — коричневато-серыми, нередко косослоистыми.

Песчаные породы широко развиты в разрезе (40, 4%) и приурочены в основном к верхней его части. Алевролиты пользуются значительно меньшей распространенностью. Их среднее содержание по всем разрезам составляет 13, 5%. Глины наиболее развиты в нижней части разреза — 14, 3%. Паттумные образования по степени распространения занимают второе после песчаников место (31, 1%). Они чаще всего встречаются в верхней части разреза среди алевроито-песчаных пород. Случаи нахождения карбонатных пород в баррем-аптских отложениях единичны. Они образуют редкие маломощные прослои неяснослоистых мергелей с обильным содержанием гидроокислов железа. Сульфатные породы очень редки (0, 2%) и представлены белыми и розовыми гипсами желваковидной формы.

Альбские отложения (385–689 м) расчленяются (снизу вверх) на каракузскую, мингбатманскую и лятобанскую свиты, каждая из которых охватывает определенный по своему составу и строению литологический комплекс.

Каракузская свита (140–250 м) представлена серыми, коричневыми, серовато-коричневыми песчано-алевроитовыми отложениями, содержащими прослои бурых, иногда загипсованных глин. В серых песчаниках часто встречаются доволь-

но крупные обуглившиеся растительные остатки, постоянное наличие которых для данной свиты очень характерно всей территории, включая и Юго-Западный Дарваз.

Мингбатманская свита сложена толщей (110-180 м) бурых и серо-фиолетовых алевролитов и песчаников. Количество последних с запада на восток и с юга на север постепенно увеличивается. Редки прослой коричнево-красной глины. Песчаные породы часто характеризуются косо-и горизонтально-слоистой текстурой, обусловленной различным структурным строением отдельных слоев. Алевролиты содержат мелкие серовато-зеленые известковистые включения, придающие им пятнистый облик. Отличаются они минералогическим составом цементирующего материала, представленного глинисто-железистым и кальцитовым веществом.

Лятобанская свита по литологическому составу и строению расчленяется на три пачки. Но трехчленное строение свиты наблюдается не повсеместно. По мере продвижения на северо-восток разрез принимает двучленный характер за счет замещения сероцветных глинистых и карбонатных пород красноцветными песчано-алевролитовыми образованиями.

Нижняя пачка (60-90 м) представлена чередующимися преимущественно серыми и зеленовато-серыми глинами, мергелями и известняками с редкими прослоями малиновых глин.

Средняя пачка (30-70 м) сложена коричневыми и коричневатобурными песчаниками и алевролитами, содержащими единичные прослой зеленых глин мощностью до 0,5 м. Две описанные пачки, довольно отчетливо различающиеся в более западных разрезах, в северо-восточной части района превращаются в однородную красноцветную песчано-глинистую толщу.

Верхняя пачка (40-75 м) состоит из чередующихся коричневатобурных, малиновых, зеленых и зеленовато-серых глин, мергелей, известняков и гипсов. Стратиграфически выше залегают песчано-глинистые известняковые отложения ровикинской свиты сеномана.

В разрезе песчаники приурочены к верхним частям каракузской и мингбатманской свит и являются одним из широко распространенных типов пород; в среднем составляют 29%. Алевролиты образуют 17% мощности альбских отложений и встречаются в нижних частях каракузской и мингбатманской, а также в средней пачке лятобанской свит. Глинистые породы главным образом слагают нижнюю и верхнюю пачки лятобанской свиты. На их долю приходится 27,6% от всей мощности альба. Наряду с вышеописанными типами пород в этой части разреза развиты также патумы (17,8%), которые приурочены к мингбатманской и отчасти к каракузской свитам. Карбонатные породы, представленные известняками и мергелями, встречаются только в лятобанской свите и слагают преимущественно нижнюю и верхнюю ее пачки. Доля их в общем разрезе альбских отложений невелика (5,6%). Среди известковых пород определены обломочные, пелитоморфные, глинистые и доломитовые разновидности. В северо-восточном направлении количество известняково-мергельных слоев резко уменьшается за счет замещения их терригенными красноцветными отложениями. Гипсы распространены только в верхней пачке лятобанской свиты (3,0%). Гипсы белые, иногда слегка розовые, рыхлые и загрязненные зеленой и малиновой глиной. В них часто наблюдается слоистость, обусловленная наличием глинистой примеси.

Сеноманский ярус (205-242 м) расчленяется на ровикинскую (слои с *Amphionta columba Lam.*), будальскую свиту и зону *Caprinula solani Bobkova* (Бобкова, 1961б; Джалилов, 1963).

Ровикинская свита, или слои с *Amphionta columba Lam.* (120-150 м), сложена глинисто-карбонатными отложениями с прослоями песчаников и алевролитов. Она в исследуемом районе имеет двучленное строение. Нижняя, преимущественно глинистая часть имеет сероцветную окраску слагающих пород и содержит отдельные маломощ-

ные прослои песчаников и алевролитов. Последние возрастают в северо-восточном направлении. В разрезах, расположенных юго-западнее, количество песчано-алевролитовых пород несколько убывает, замещаясь глинисто-гипсоносными пестроцветными образованиями. Верхняя часть свиты почти целиком образована серыми известняками с остатками рудистов и устриц.

Будалькская свита (30—40 м) сложена пестроцветными глинисто-гипсоносными и карбонатными отложениями. Внизу она состоит из белых, розовых и коричневых гипсов, зеленых глин. Верхняя же ее половина преимущественно карбонатная, представлена серыми мергелями и известняками с большой примесью терригенного материала.

Отложения, синхронные зоне *Carpinula soluni-Nexinea asiatica*, представлены в основном сероцветной известняковой толщей (50—60 м) с небольшим количеством прослоев глин. Последние встречаются в крайне западных и северо-восточных разрезах.

В составе сеноманских отложений песчаники слабо развиты (7, 4%). Немногочисленные слои песчаников чаще приурочены к ровикинской и отчасти будалькской свит. Алевролиты также незначительны в разрезе (10, 9%). Они обнаружены среди гипсоносных пород нижней части ровикинской свиты разрезов Булгари и Туткаул. Глины относительно широко (20, 2%) развиты. Ими во всех разрезах сложена нижняя глинистая часть ровикинской свиты и в некоторой степени отложения зоны (*Carpinula soluni-Nexinea asiatica*) крайне западных и восточных разрезов. Среди мелкообломочных пород сеномана частично распространены (9, 3%) паттумы. В разрезе они приурочены к нижним частям ровикинской и будалькской свит. Почти половину (44, 4%) разреза сеноманских отложений составляют карбонатные мергельно-известняковые породы, которые охватывают верхние части ровикинской и будалькской свит и всю толщу зоны *Carpinula soluni-Nexinea asiatica*. На северо-востоке известняки слагают и

всю будалькскую свиту. По петрографическим особенностям выделяются оолитовые, органогенно-детритовые, ступково-комковатые, пелитоморфные, глинистые и алевроитовые разновидности известковых пород. Сульфатные породы (7, 5%) приурочены к будалькской свите сеномана. Это гипсы белые, иногда сероватые, часто слоистые за счет большого содержания глинистой примеси.

Туронские сложения (153-176 м), представленные главным образом сероцветными карбонатно-глинистыми образованиями, по комплексу ископаемой фауны, а в отдельных случаях ее отсутствия по литологическому составу разделяются (снизу вверх) на четыре части.

Отложения зоны *Josscamius labiatus* повсеместно сложены мощной толщей (55-145 м) серых и темно-серых глин, содержащих прослой известняков-ракушечников, в которых находятся многочисленные остатки пелеципод. В глинистых породах встречаются ядра и раковины иноцерамов и аммонитов.

Отложения зоны *Fatina (Arva) costei-Prionotropis woolragi* представлены зеленовато-серыми глинистыми и серыми, темно-серыми известняково-ракушечниковыми породами (30-45 м), содержащими множество вышеуказанных ископаемых форм. Среди известняков часты глинистые прослой, количество которых к западу и северо-востоку несколько увеличивается.

Гармакская свита (20-55 м) сложена глинисто-гипсовыми отложениями. Это белые и розовато-белые гипсы, часто загрязненные примесью зеленых и малиновых глин, придающих им слоистую текстуру. Общая мощность гипсов в северо-восточном направлении постепенно возрастает. Глины зеленые и малиновые, нередко образуют рыхлую прогипсованную пестроцветную пачку, в которой встречаются отдельные маломощные прослой мергелей и известняков, а реже и алевролитов.

Отложения зоны *Exogyra turkestanensis* представлены сероцветными мергельно-известняковыми и ракушеч-

никовыми породами, содержащими в западных разрезах глинистые прослои (30–120 м), богаты раковинами и ядрами пелеципод, гастропод и морских ежей.

В строении туронских отложений в основном принимают участие глинистые, карбонатные и сульфатные породы. Среди них отмечено наличие единичных прослоев алевролитов, которые встречаются в виде маломощных (до 1.0 м) прослоев, приуроченных к гармакской свите. Глины принимают участие в строении всех стратиграфических горизонтов и слагают более половины (68,4%) мощности разреза. Карбонатные породы по степени своей распространенности занимают второе место (25%) после глинистых отложений. Они встречаются почти во всех стратиграфических подразделениях турона, в которых представлены органогенно-детритовыми, пелитоморфными и глинистыми петрографическими типами. Сульфатные породы, представленные белыми и розовато-белыми волокнистыми, иногда желваковидными гипсами, встречаются в гармакской свите. В общем балансе разновозрастных туронских отложений они составляют 6,2%.

Отложения коньякского яруса (78–141 м) данного района в отличие от разновозрастных образований Юго-Западного Дарваза представлены глинисто-карбонатными породами. По характеру строения разрезы расчленяются на две части: нижнюю — преимущественно глинистую (20–30 м) и верхнюю — в основном известковую (25–60 м).

Глинистые породы в разрезе составляют 53,3% и представлены алевритовыми и чистыми разностями. Карбонатные отложения состоят из органогенных, органогенно-детритовых и оолитовых известняков и мергелей (42,4%).

Сантонский ярус (49–185 м) в исследуемом районе также имеет двучленное строение. Нижняя часть сложена преимущественно породами сероцветной окраски. Верхняя половина образована в одних разрезах глинисто-а в других — алеврито-гипсоносными отложениями. В разрезе

зе Булгари в средней части яруса встречаются прослой мергелей и известняков. Органические остатки в рассматриваемых отложениях не обнаружены. Стратиграфическое положение последних определяется тем, что они подстилаются и перекрываются фаунистически охарактеризованными коньякскими и кампанскими образованиями.

В разрезе 23, 6% мощности сантонских отложений составляют алевриты, которые с запада на восток несколько возрастают. Глинистые породы в этом направлении уменьшаются от 35 до 15%. Карбонатные отложения (различные типы известняков — мелкозернистые, сгустковокомковатые, доломитовые) образуют 20% мощности разреза.

Кампанские отложения (120—250 м) представлены серыми и темно-серыми известняками, содержащими прослой ракушечников, а в основании со слоями зеленовато-серых алевритовых глин, богатых многочисленными органическими остатками. В составе карбонатных пород выделены органогенные, органогенно-детритовые, пелитоморфные и обломочные типы известняков. Особенно развиты мелкодетритовые фораминиферово-остракодовые разности, прослеживающиеся во всех разрезах исследуемой области.

Маастрихтский ярус (76—135 м) расчленяется на две биостратиграфические зоны, соответствующие развитию ископаемых форм *Praeneothyris subdepressa* и *Viradiolites Boldjuanensis* (Джалилов, 1963).

Нижняя зона *Praeneothyris subdepressa*, отвечающая по своему объему нижнему маастрихту, в исследуемом районе представлена серыми и темно-серыми массивнослоистыми известняками, содержащими редкие мало-мощные (0, 2—0, 3 м) прослой ракушечников. Известняки подразделяются на органогенно-детритовые, сгустковокомковатые и обломочные.

Верхняя зона *Biradiolites boldjuanensis*, определяющаяся по возрасту как позднемаастрихтская, сложена также известковыми образованиями, имеющими в крайне западных и северо-восточных разрезах сероцветную, а в промежутке, в разрезе Даштигүрг, красноцветную окраску с колониями одноименных рудистов. По своим петрографическим особенностям эти известняки отличаются от нижнемаастрихтских наличием органогенных и пелитоморфных разностей.

Условно датские отложения во всем районе сложены отложениями, характеризующимися в нижней части глинисто-гипсоносным составом, а в верхней — преимущественно гипсовым.

## 2. Хозретишинская зона

Меловые отложения рассматриваемой зоны прослеживаются по гребню хр. Хазратишох и юго-восточным склонам хр. Большой Теряй. Они изучены в разрезах Анжируу, Ровика, Иджудара, Лафрун и выделены в хозретишинский тип. Приводим характеристику меловых пород по материалам указанных и других обнажений.

Валанжин-готеривские отложения (358–432 м) в разрезах Хозретишинской зоны согласно залегают на гипсы и красноцветные гипсоносные глины верхней юры. В самом южном разрезе (Анжируу) эти отложения не обнажаются. По литологическому составу и взаимоотношению различных типов терригенных пород они расчленяются на две свиты (или пачки), которые по своему объему соответствуют яванской и кызылташской свитам В. Н. Шванова (1961).

Нижняя (яванская) преимущественно песчано-алевролитовая свита (120–280 м) представлена переслаивающимися серовато-фиолетовыми, коричневатобурными, иногда зеленоватосерыми и серыми песчаниками и алевролитами, содержащими в основании обуглившиеся растительные остатки.

Верхняя (кызылташская) песчаниковая свита (100–180 м)

сложена в основном серовато-коричневыми и коричневатобурными песчаниками с прослоями конгломератов. Слой конгломератов мощностью от 1, 0 до 8, 0 м. Среди них преобладают мелко- и среднегалечные разности. Для отложений валанжин-готерива Хозретишинской зоны характерно наличие большого количества катунов местных красноцветных песчаников, алевролитов и в значительной степени глин, образующих неотсортированные конгломератовые слои. В одних и тех же слоях катуны образуют различные скопления, что отражается на косослоистой текстуре крупнообломочных пород. Конгломераты составляют 3%.

Песчаные породы являются наиболее распространенным типом терригенных образований, составляющих 55, 6% валанжин-готеривских отложений (табл. 1, 3). Мощность отдельных слоев песчаников доходит до 60 м. Алевролиты встречаются в подчиненном количестве и в разрезе составляют 16%. Максимальная их мощность обнаружена в нижней песчано-алевролитовой пачке - 37 м. Глины не типичны для данных отложений. Они в среднем образуют 3, 2% мощности разреза. Редкие прослои глин маломощны (от 0, 3 до 4, 5 м). В составе описываемых отложений встречаются также неотсортированные смешанные породы - патумы. Доля их в разрезе не слишком велика - 22%.

Баррем-аптские отложения (294-540 м) представляют собой красноцветные песчано-алевролитовые образования, содержащие прослои конгломератов. В Юго-Западном Дарвазе В. Н. Швановым данные отложения выделены в обигармскую свиту, а в северной части хр. Хазратишох расчленены на нижние песчано-глинистые и верхние песчаные слои. Проведенные нами исследования действительно подтвердили двучленное строение баррем-апта не только на отдельном участке района. Такое строение наблюдается и в Обиниоуской зоне, и на северо-востоке территории (Лайрун).

Таблица 3  
Распределение петрографических типов пород в разрезах  
Хозрегинской зоны

Разрез	Возраст	Мощность м	Крупно-обломочные		Мелко-обломочные			Карбонаты			Сульфатные	
			Конгломераты	Гравелиты	Песчанники	Амфиболиты	Паттумы	Глинистые	Мергели	Известняки		Доломиты
Анжероу	Валанжин-готерив	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Баррем-апт	34,9	-	1,4	30,0	18,0	5,4	43,5	-	-	-	1,7
	Альб	493,8	3,3	0,1	20,8	35,8	6,8	29,7	3,0	0,2	-	0,3
	Сеноман	203,2	26,1	-	7,1	16,6	42,8	7,4	-	-	-	-
	Турон	105,2	-	-	10,0	3,9	19,0	30,0	4,7	32,4	-	-
	Коньяк	40,7	-	-	-	-	-	-	-	98,3	-	-
	Сантон	99,0	-	-	-	33,3	-	40,4	14,6	-	1,7	7,7
	Кампан	119,4	-	-	-	-	-	-	12,0	88,0	4,0	-
Маастрихт	80,3	-	-	-	10,0	-	1,9	1,2	86,9	-	-	
Ронанка	Валанжин-готерив	358,7	5,3	-	55,4	20,8	16,2	2,3	-	-	-	-
	Баррем-апт	293,6	-	-	34,2	59,2	6,6	-	-	-	-	-
	Альб	365,7	-	-	11,5	57,2	10,5	19,5	-	-	-	1,3
	Сеноман	215,5	-	-	20,0	35,4	7,0	6,3	-	24,3	2,0	-
	Турон	119,9	-	-	4,4	-	3,4	65,0	7,6	15,0	4,3	0,3
	Коньяк	65,1	-	-	-	-	-	8,3	3,0	75,0	-	-
	Сантон	67,5	-	-	-	15,7	-	-	11,8	-	-	36,6
	Кампан	68,2	-	-	-	47,4	-	5,1	14,8	72,9	7,2	4,2
Маастрихт	55,7	-	-	-	18,2	-	-	-	81,8	-	-	
Иккулара	Валанжин-готерив	492,0	1,5	0,2	55,8	18,0	15,6	8,9	-	-	-	-
	Баррем-апт	310,0	0,1	-	61,4	24,0	10,6	-	3,9	-	-	-
	Альб	583,0	0,3	1,3	14,6	28,4	8,3	41,2	5,0	0,9	-	-
	Сеноман	309,6	10,9	0,1	34,6	2,8	-	30,9	0,5	20,5	-	-
	Турон	127,5	-	-	-	-	-	27,5	25,1	47,4	-	-
	Коньяк	70,0	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-
	Сантон	95,0	-	-	-	-	-	-	43,0	31,6	14,0	11,4
	Кампан	85,3	-	-	-	-	-	-	30,0	70,0	-	-
Маастрихт	53,5	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	
Лайгун	Валанжин-готерив	447,0	2,0	0,5	55,6	9,4	34,1	0,5	-	-	-	-
	Баррем-апт	540,0	13,6	0,4	53,0	14,9	9,5	8,3	0,3	-	-	+
	Альб	510,0	-	0,2	8,5	3,2	4,2	68,4	8,0	3,1	1,0	3,4
	Сеноман	222,3	-	-	8,3	5,9	-	19,1	13,9	52,8	-	-
	Турон	156,0	-	-	-	-	-	77,2	11,3	11,5	-	-
	Коньяк	25,7	-	-	-	-	-	8,5	-	91,5	-	-
	Сантон	116,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Кампан	175,0	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-
Маастрихт	121,0	-	-	-	-	-	3,3	-	96,2	-	-	

Литолого—петрографическое изучение пород показало, что нижняя часть обигармской свиты сложена песчано-алевроитовыми с прослоями конгломератов образованиями, а верхняя — алевролитами, содержащими слои песчаных пород, что по составу отличает их от выделенных В. Н. Швановым нижних (песчано-глинистых) и верхних (песчаных) слоев.

Песчано-алевроитовые породы обигармской свиты имеют красновато-бурую и кирпично-красную окраску и массивнослоистую текстуру. Для верхней части свиты характерно наличие зеленовато-серых известковистых включений величиной до 15 см в поперечнике. Наличие аналогичных включений на таком стратиграфическом уровне является одной из характерных особенностей всех разрезов не только Хозретишинской, но и Обиниоуской зон.

Крупнообломочные породы представлены серовато-коричневыми, серыми гравелитами, средне- и мелкогалечными конгломератами, мощность слоев которых от 1, 0—10, 0 м на юге и увеличивается до 47 м на севере. В этом же направлении существенно меняется состав галечного материала. Если в южных разрезах наряду с гальками кварца присутствует большое количество зеленых эффузивных пород и темно-серых сланцев, то по мере продвижения на север кварцевые обломки начинают заметно преобладать над остальными, достигая до 70%. Повсюду отмечается наличие красноцветных песчано-алевроито-глинистых катунов. Степень окатанности кварцевых галек низкая, а обломков песчаников, алевролитов и глин — высокая. Среднее содержание крупнообломочных пород в разрезе 4%.

Песчаники, на долю которых от всей мощности отложений приходится 44, 7%, значительно превосходят над остальными типами пород. Мощность отдельных слоев песчаников иногда доходит до 80 м. Алевролиты составляют 29% разреза. Минимальная мощность слоев (5—15 м) характерна для нижней части свиты, а макси-

мальная—для верхней, где она доходит до 60 м. Глины в составе обигармской свиты незначительны (13%) и представлены алевроитовой разностью. Смешанные породы относительно менее распространены среди других типов терригенных пород (8, 0%).

А л ь б а (356—583 м) состоит из комплекс отложений, представленного снизу вверх пестроцветными песчано—алевроитовыми породами каракузской свиты, красно—цветными, преимущественно алевроитовыми отложениями мингбатманской свиты и сероцветными карбонатно—глинистыми образованиями лятобанской свиты. Трехчленность строения альба установлена во всех разрезах Хозретишинской зоны, но литологический состав каждого члена в какой—то степени зависит от общего положения разреза, определяющего его связь с областью сноса. В направлении с севера на юг можно наблюдать погрубение терригенного материала и изменение литологического состава отдельных частей разреза.

Анализ соотношения различных типов пород альба показывает, что на юге территории (разрез Анжируу) преобладают песчано—алевроитовые образования, нередко содержащие слои конгломератов мощностью от 3, 0 до 9, 0 м. Севернее, в районе разрезов Ровика и Иджудара, преобладают уже глинисто—алевроитовые отложения, составляющие совместно 80% разреза (25% глин и 55% алевролитов). Дальше на север мористость осадка становится еще более заметной и в составе альба получают преимущественное развитие карбонатно—алевроито—глинистые породы, вместе образующие 90% разреза, из них на долю глин приходится 60%.

Конгломераты встречены в южной части территории. Они залегают в виде отдельных линз в песчаных горизонтах и в слоях различной мощности (3, 0—9, 0 м) и представлены мелко— и среднегалечными, серо— и красноцветными (в зависимости от состава галек) разностями. Песчаные

породы в разрезе альба распространены слабо. Алевролиты широко развиты на юге района в разрезах Анжиру и Ровика и составляют 31% от всей мощности альбских отложений. Глины наиболее развиты на севере, где на их долю приходится 68,4% разреза (среднее 40%). Смешанные породы составляют 12,4%. Карбонатные породы (5,3%) встречаются в верхней карбонатно-глинистой пачке альба. Здесь они образуют слои мощностью от 1,0 до 5,0 м и представлены серыми мергелями и известняками. Мергели часто с рассеянным пиритом. Среди известняков обнаружены глинистые, пелитоморфные и комковатые их разновидности. Сульфатные породы (1,3%) развиты в верхней части разреза и представлены белым и розовым гипсом (часто загрязненным зеленовато-серой глиной), образующим небольшие прослои мощностью 0,4-1,0 м, редко 3,5-8,5 м.

Сеноманский ярус (203-309 м) представлен ровикинской и будалькской свитами и зоной развития *Carpinula soluni-Nerinea asiatica* (Джалилов, 1959). Этим свитам соответствуют три пачки различного литологического состава. В разрезах данной зоны роль терригенного материала по мере продвижения на юг резко возрастает и происходит некоторое изменение в литологическом составе всего разреза вообще и каждой пачки в отдельности.

Ровикинская свита (11,5 м) в южной части района представлена серыми алевролитами, к северу переходящими в карбонатно-алевроитовые и карбонатно-глинистые образования такого же цвета.

Будалькская свита (80-170 м) сложена красноцветными песчано-алевроитовыми породами, содержащими большое количество грубообломочного материала, постепенно убывающего в северном направлении, где описываемая свита становится глинисто-песчаной.

Отложения зоны *Carpinula soluni-Nerinea asiatica* в северной части района в основном представлены карбонатными породами (80 м), к югу замещающимися пестроцветными глинисто-алевроитовыми образованиями (25 м).

В разрезе сеномана из числа крупнообломочных пород развиты конгломераты, которые главным образом встречаются в будалыкской свите. Отдельные их слои на юге территории достигают 39 м. Представлены они красноцветными мелко- и среднегалечными разностями, состоящими из галек кварца, серых, реже и коричневых известняков, эффузивов, красноцветных песчаников и кремнистых пород. Мелкообломочные породы представлены песчаниками, алевролитами и паттумами. Первые составляют 17,5% мощности сеноманских отложений. Алевролиты по степени распространения почти аналогичны песчаникам (15,2%). Паттумы распространены несколько меньше (12,4%). Глинистые породы составляют близкие к песчаным и алевроитовым осадкам процентные содержания (16%). На долю известняков в разрезе приходится 24,4%, они приурочены к верхней части сеномана. По петрографическому составу известняки обломочные и органогенно-обломочные, пелитоморфные и с примесью алевроитового материала.

Туронские отложения (105-156 м) по комплексу ископаемой фауны М. Р. Джалиловым (1959, 1963) расчленяются на три зоны и фаунистически не охарактеризованную гармакскую свиту.

Отложения нижней зоны *Trosceramus labiatus* (45 м) сложены сероцветными известняково-глинистыми породами, которые нами выделены в одноименную пачку со множеством ископаемых форм.

Зона *Fatina (Avia) costei-Prionotropis woolgazi* представлена пачкой (15-30 м) мергелей, глин и доломитов, к северу района переходящих целиком в известняковую пачку. Мергельные и известняковые прослои содержат многочисленные органические остатки.

Гармакская свита (10-40 м) состоит из пестроцветных терригенно-карбонатных и сульфатных отложений, представленных песчаниками, алевролитами, доломитами и гипсами. Гипсы и доломиты характерны для разрезов северной части района. К югу они замещаются алевроито-пес-

чаными образованиями, содержащими линзы мелкогалечных гравелитов.

Зона *Exogyra turkestanensis* представлена пачкой (10–30 м) серых, зеленовато-серых глин и известняков, в которых найдено множество ядер и раковин экзогир и других форм.

Песчаники в туронских отложениях наименее распространены, на их долю приходится всего 3, 5% разреза и встречаются они в основном в гармакской свите. Алевролиты, так же как и песчаники, встречаются на юге и составляют до 3, 9% от всей мощности турона. Редкими прослоями встречаются в нижней пачке и в гармакской свите. Глины по сравнению с другими типами пород наиболее широко распространены. Они образуют 50% мощности разреза и приурочены к нижней и верхней частям турона. В составе туронских отложений в незначительном количестве (5, 6%) присутствуют паттумы, представленные песчаными и алевролитовыми разностями. Карбонатные породы по степени своего распространения занимают второе после глин место (40%). Это мергели, известняки и доломиты, приуроченные к нижней и верхней частям разреза. Мергели мелкозернистые, с рассеянным пиритом и зернами глауконита. Известняки органогенные, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные и обломочные. Доломиты обломочные.

Коньякский ярус (26–70 м) расчленяется на две зоны *Hemiaster fourneli-Tylostoma kischticum* и *Apicardia darwaseana Trochactaeon darwasensis*. Отложения каждой зоны, как и весь ярус, представлены серыми, зеленовато-серыми, коричневато-серыми и серовато-коричневыми карбонатными породами, содержащими большое количество ископаемых организмов.

Среди карбонатных пород выделяются известняки (90, 7%), доломиты (0, 4%) и мергели (0, 8%). Известняки обломочные, органогенно-обломочные и органогенно-

детритовые. Доломиты обломочные и перекристаллизованные, находящиеся на стадии дедоломитизации. Чаше приурочиваются к верхней части разреза. Мергели микро-слоистые, с рассеянным пиритом.

С а н т о н с к и й (?) я р у с (67-116 м) сложен пестроцветными алеврито-гипсоносными с прослоями карбонатных пород образованиями, залегающими между фаунистически охарактеризованными коньякскими и кампанскими отложениями. В строении разреза принимают участие как терригенные, так и сульфатные и карбонатные породы, в распределении которых можно наблюдать некоторые признаки сходства и отличия. Первое заключается в том, что сульфатные породы почти во всех разрезах приурочены к верхней половине данной толщи. А отличаются тем, что по мере продвижения на юг в составе отложений увеличивается роль терригенных пород. Одновременно здесь появляются неотсортированные их разности (паттумы).

Алевриты в разрезе сантона (27%) встречаются только в южной части района (Анжиру, Ровика). Глины (13, 5%) почти постоянно перемежаются с гипсами, часто образуя в них глинистую примесь.

Карбонатные породы неравномерно распределены по разрезу и представлены, в первую очередь, доломитами и доломитовыми мергелями (41, 3%), а также известняками (10, 5%). Последние отдельными прослоями залегают среди гипсов. Как среди известняков, так и среди доломитов выделяются обломочные их разности. Гипсы белые, иногда розоватые, часто загрязнены зеленовато-серой и коричневой глиной и составляют 7, 8% мощности разреза.

К а м п а н с к и й я р у с (68-175 м) сложен серыми и зеленовато-серыми карбонатными породами и редкими прослоями такого же цвета глин мощностью до 3, 5 м в средней части.

Известняки совместно с мергелями и доломитами составляют почти весь разрез (98, 7%). В составе известняков выделяются органогенные, органогенно-детритовые, орга-

ногенно-обломочные и алевритовые разности, в распределении которых наблюдается некоторая дифференцированность. В нижней части разреза наиболее развиты органогенные и органогенно-детритовые известняки. С переходом к верхней половине разреза появляются органогенно-обломочные, как правило, доломитизированные и алевритовые разности. Доломиты обломочные, состоят из мелкозернистого ромбоэдрального карбоната.

М а а с т р и х т с к и й я р у с (53-121 м) расчленяется на зоны развития *Praeaeothyrus sub-depressa* и *Biradiolites boldjuanensis*. Отложения *Praeaeothyrus sub-depressa* представлены серыми и серовато-желтыми массивными известняками, содержащими многочисленные раковины брахиопод и остатки пелещипод. Иногда в отдельных разрезах встречаются редкие прослои мелкогалечного конгломерата (до 2 м), содержащего гальки кварца, серых известняков и коричневых песчаников.

Отложения зоны *Biradiolites boldjuanensis* представлены плотными массивами коричневато-бурой окраски известняками с массовым развитием в них колониальных форм рудистов. Среди описанных известняков редки прослои коричневато-бурых глин и глинистых алевролитов, а также линзы (0, 1 м) мелкогалечного конгломерата с окатанными гальками кварца, эффузивных пород и темно-серых сланцев. Стратиграфически выше залегают красноцветные глинисто-гипсоносные отложения условно дат-палеоценового возраста, содержащие иногда прослои алевролитов, а в южных разрезах — мощные слои песчаников и конгломератов.

### 3. Обиниоуская зона

Отложения Обиниоуской зоны развиты в виде узкой полосы по руслу и правому борту одноименной реки и сжаты в Минатукскую синклинальную складку. В пределах этой полосы различают (Власов, 1959; Джалилов, 1963) три подтипа меловых разрезов (васмикухский, минатукский,

восточноиольский), она занимает северо-западные склоны хр. Васмикух, где нами было составлено два разреза по рекам Иокуньж и Обипитоуду. Здесь меловые отложения имеют северо-восточное простирание и опрокинутое на запад-северо-запад залегание. Необходимо отметить, что выделение отмеченных подтипов меловых отложений основано главным образом на данных, полученных в результате исследования осадков верхнего мела. Полные нижнемеловые разрезy известны лишь на западном склоне хр. Васмикух. В районе же к. Минатух и хр. Сиунг в основном обнажаются образования верхнемелового возраста. В этой связи общая характеристика меловых пород Обиниоуской зоны дается нами на основании изучения стратиграфически наиболее полных разрезов, представленных васмикухским подтипом (табл. 4).

Валанжин-готерив (207-286 м) согласно залегает на красновато-бурой загипсованной толще глин юрского возраста мощностью порядка 30 м, содержащей редкие маломощные (0, 2-0, 3 м) прослойки гипса, загрязненного глинистой примесью. Одновозрастные отложения представлены в основном песчаниками серого, серовато-коричневого и коричневатого-бурого цвета, содержащими обуглившиеся растительные остатки. Кроме того, здесь встречаются прослой (2, 0-15, 0 м) алевролитов и глин. Одной из характерных особенностей отложений валанжин-готерива является наличие в их составе редких слоев мощностью 0, 4-3, 0 м, целиком состоящих из мелких (0, 1-4, 0 см) катунов красноцветных песчано-глинистых пород, сцементированных мелкозернистым песчаным материалом.

Описываемую толщу по литологическому составу и строению можно разделить на две пачки: нижнюю - песчано-алевролитовую и верхнюю - преимущественно песчаную, соответствующие яванской и кызылташской свитам В. Н. Шванова.

Песчаники составляют 71, 6% разреза (табл. 1, 4) и представлены алевролитовыми и глинисто-алевролитовыми разностями.

Таблица 4

Распределение петрографических типов пород в разрезах  
Обиниоуской зоны

Разрез	Возраст	Мощность м	Крупнообломочные		Мелкообломочные			Глинистые	Карбонаты			Сульфидные
			Конгломераты	Гравелиты	Щебняки	Алевролиты	Патумы		Мергели	Известняки	Доломиты	
Иожуны	Валанжин-готерив	286,2	8,0	-	64,7	11,5	8,7	7,1	-	-	-	-
	Баррем-апт	243,3	2,1	-	23,0	73,7	-	-	1,2	-	-	-
	Альб	139,5	-	-	26,1	20,0	-	37,8	6,2	2,9	-	7,0
	Сеноман	43,0	23,0	-	20,0	32,5	-	4,0	6,5	14,0	-	-
	Турон	69,0	-	-	-	-	-	72,0	1,0	27,0	-	-
	Сенон	45,0	-	-	-	-	-	25,0	-	75,0	-	-
Обиниоулу	Валанжин-готерив	207,1	0,3	-	78,3	12,0	8,4	-	-	-	-	-
	Баррем-апт	280,2	5,0	0,1	50,0	28,3	16,6	-	-	-	-	-
	Альб	138,4	-	-	36,5	10,9	2,9	46,2	-	-	-	-
	Сеноман	52,0	-	-	1,0	3,7	-	86,1	-	-	-	3,5
	Турон	77,0	6,5	-	30,1	9,5	7,0	38,1	6,4	5,4	-	2,2
	Сенон	77,0	-	1,9	-	8,0	-	16,5	24,8	37,4	11,4	-

Алевролиты составляют 11, 7% от общей мощности разреза. Основными разновидностями являются песчаные и глинисто-песчаные алевролиты. Паттумы и глины в составе отложений валанжин-готерива имеют небольшое распространение - 11, 8% от всей мощности пород (8, 3 и 3, 5% соответственно). Глины представлены алевритовой разностью, а паттумы - песчаной.

Баррем-аптские отложения (243-280 м) со слоем конгломерата в основании залегают на толщу валанжин-готерива. По литологическому составу и распределению в разрезе петрографических типов пород они разделяются на нижнюю - песчано-конгломератовую и верхнюю - алеврито-песчаниковую пачки.

Нижняя (180 м) представлена массивнослоистыми, слабосцементированными, красновато-бурыми породами без каких-либо следов слоистости органических или растительных остатков. Верхняя (60-100 м) - более рыхлыми образованиями, характеризующимися наличием зеленовато-серых известковистых включений, слоистой текстурой и более яркой окраской отложений.

Крупнообломочные породы в разрезе баррем-апта представлены главным образом конгломератами (3, 5%) и приурочены к нижней его части в виде линз и прослоев мощностью от 1, 0- до 5, 0 м. В составе обломков встречаются гальки кварца, красноцветных песчаников, серых известняков, зеленых и серых эффузивов. На долю песчаников приходится 36, 5% мощности разреза. Алевролиты составляют 45, 6% всей этой толщи. Глинистые породы крайне редки. Единичные прослои имеют мощность не более 1, 0 м. Несколько больше в разрезе паттумов (8, 3%), среди них преимущественно развита алевритовая разность.

Альб (138-139 м) имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза сложена пестроцветными глинисто-гипсоносными отложениями каракузской свиты, средняя - красноцветными преимущественно песчано-алевритовыми

образованиями мингбатманской свиты; верхняя — сероцветными карбонатно-глинистыми породами лятобанской свиты.

Каракузская свита (40–50 м). Здесь в основном встречаются зеленовато-серые и коричневые глины, содержащие прослой 1, 4–4, 8 м белого гипса, часто загрязненного примесью зеленой и коричневой глины. Редки маломощные (0, 3–2, 5 м) прослой коричневатобурых мелкозернистых песчаников, коричневых алевролитов и зеленовато-серых мергелей.

Мингбатманская свита (40–45 м) состоит из темно-коричневых и красноватобурых мелкозернистых иногда слоистых песчаников и алевролитов.

Лятобанская свита (30–40 м) сложена преимущественно зеленовато-серыми глинами, известняками и мергелями, содержащими немногочисленную фауну гастропод и пеллеципод. Помимо глинистых и карбонатных пород встречаются также коричневые и зеленовато-серые мелкозернистые слоистые песчаники. В кровле альба залегает 4-метровый слой серого известняка. Песчаники составляют 8,1, 3% мощности разреза и характеризуются значительным содержанием пелитово-алевролитовой примеси. Алевролиты распространены значительно меньше (15,4%) по сравнению с песчаными породами. Глины (45%) образуют мощные (до 20 м) пачки, приуроченные к нижней и верхней частям альба. Карбонатные породы (4%) встречаются в верхней части разреза и представлены мергелями и известняками мощностью 1, 5–3, 0 м. Известняки пелитоморфные, с редкими обломками органических остатков. Редки также перекристаллизованные и глинистые разности. Мергели мелкозернистые, с тонкорассеянным пиритом. Сульфатные породы, составляющие в разрезе 5, 2%, представлены маломощными (1, 5–2, 0 м) прослоями белых и розоватых гипсов. Они часто содержат значительную примесь глин, переслаивающихся с ними.

Сеноманские отложения (43-52 м) представлены тремя свитами. Две нижние известны как ровикинская и будалыкская. Верхняя же совпадает с зоной развития *Carpinula soluni-Nerinea asiatica*. Этим свитам соответствуют три литологические пачки. Самая нижняя из них сложена пестроцветными глинисто-алевроитовыми породами, средняя — красноцветными песчано-конгломератовыми, а верхняя — серыми известняками, содержащими многочисленные обломки и раковины рудистов, плеципод и гастропод.

Крупнообломочные отложения (11,5%) образуют 1-5-метровые слои мелко-, средне- и крупногалечного конгломерата, состоящего из галек алевролитов, песчаников, известняков, реже — кварца и изверженных пород.

Песчаники развиты незначительно и составляют 10,5% мощности разреза. Алевролиты (18%) образуют небольшие (до 3,0 м) прослои. Глины в основном алевроитовые, составляют основную часть разреза (42%). Карбонатные породы (12,5%) с мелкими линзами угля, со значительной примесью терригенного материала и многочисленными остатками ископаемых организмов. Выделяются органогенно-детритовые, песчаные и алевроитовые известняки мощностью 3-6 м.

Туронский ярус (69-77 м) расчленяется на зону развития *Inoceramus labiatus*, соответствующую нижнему турону, зону *Fatina (Aria) costei-Prionotropis wolgaris*, гармскую свиту и зону *Exogyra turkestanensis*, входящие в верхний турон.

По литологическому составу в туроне можно выделить нижнюю глинистую (35-45 м) и верхнюю глинисто-карбонатную (20-40 м) пачки. Первая соответствует нижнему турону и низам верхнего турона, а вторая — верхней части верхнего турона, отвечающей гармакской свите и зоне *Exogyra turkestanensis*.

Глины (53,6%) резко преобладают над остальными типами пород. Они в разрезе образуют слои мощностью от

5, 0 до 33, 0 м с редкими прослоями глинисто-песчаных алевролитов. Карбонатные породы, представленные мергелями и известняками также довольно широко распространены (20, 0% мощности разреза). Мощность отдельных слоев карбонатных пород изменяется в пределах 0, 5-3, 0 м. Характерной особенностью известняков является наличие в них большого количества песчано-алевритового материала. Среди известняков выделены пелитоморфные, песчаные и органогенно-детритовые разновидности.

Сенонские отложения (45-77 м) представляют толщу карбонатно-глинистых пород, согласно налегающих на верхнетуронские фаунистически охарактеризованные образования. Недостаточная фаунистическая охарактеризованность сенонских отложений пока не позволяет расчленить их на отдельные ярусы. Однако по литолого-петрографическому составу они разделяются на две пачки. Нижняя (20-30 м) преимущественно карбонатная, состоит из слоев известняков с гравийным кварцевым материалом и крупными обломками раковин рудистов в основании. Верхняя - карбонатно-глинистая, представлена чередующимися между собой прослоями глин, мергелей и известняков.

## Ш. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

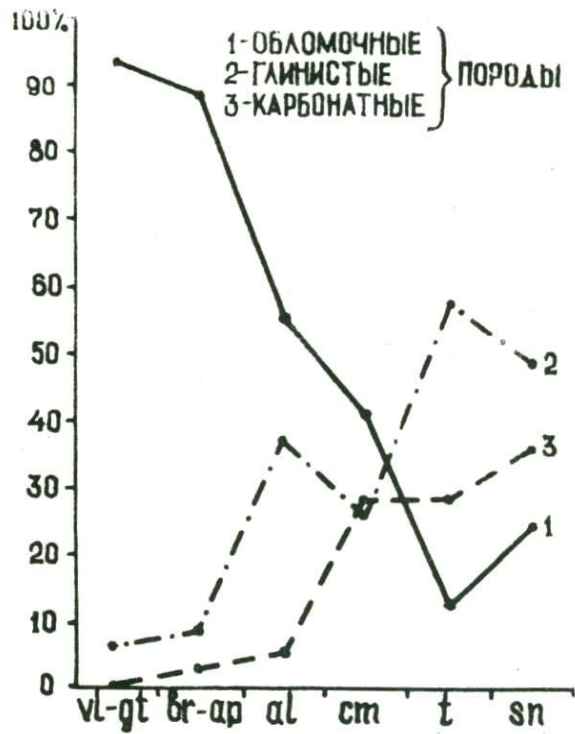
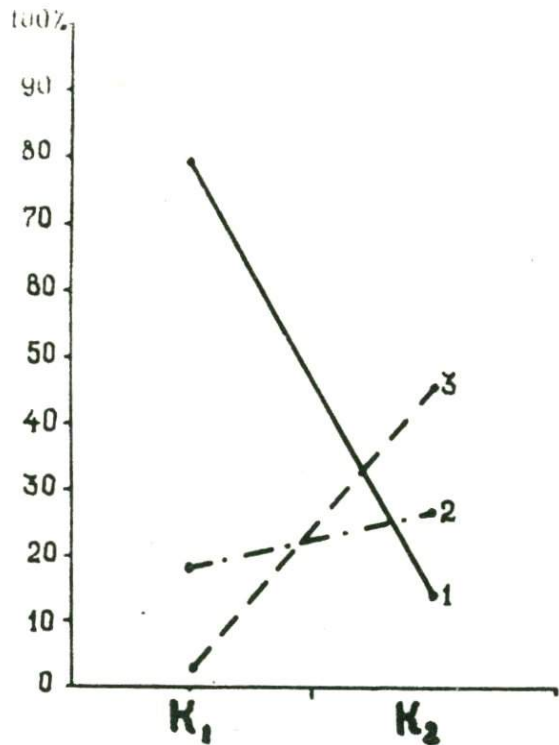
Рассматриваются вещественный состав, структурные и текстурные особенности различных типов пород, выявленных в меловых отложениях. Меловые образования подразделяются на обломочные, глинистые, карбонатные и сульфатные группы. В каждой из них по вещественному составу и структурным признакам выделяются отдельные типы пород.

### 1. Обломочные породы

Обломочные породы в меловых разрезах изученной территории широко распространены. Наибольшее их развитие наблюдается в отложениях нижнего мела, где основную часть составляют континентальные красноцветные осадки. В разрезе верхнего мела, представленного в основном сероцветными морскими образованиями, широко распространены глинистые и карбонатные породы (рис. 2,3).

Среди групп обломочных пород выделены крупнообломочные (А) (конгломераты и гравелиты) и мелкообломочные (песчаники, алевролиты и паттумы (хлидолиты)) (Б).

Наиболее грубый состав у отложений Хозретишинской и Обиниуской зон, расположенных в пределах Юго-Западного Дарваза. Здесь в разрезе резко преобладают песчано-алевритовые и паттумные породы с обязательным наличием конгломератов и гравелитов. В разрезах Вахш-Оби-



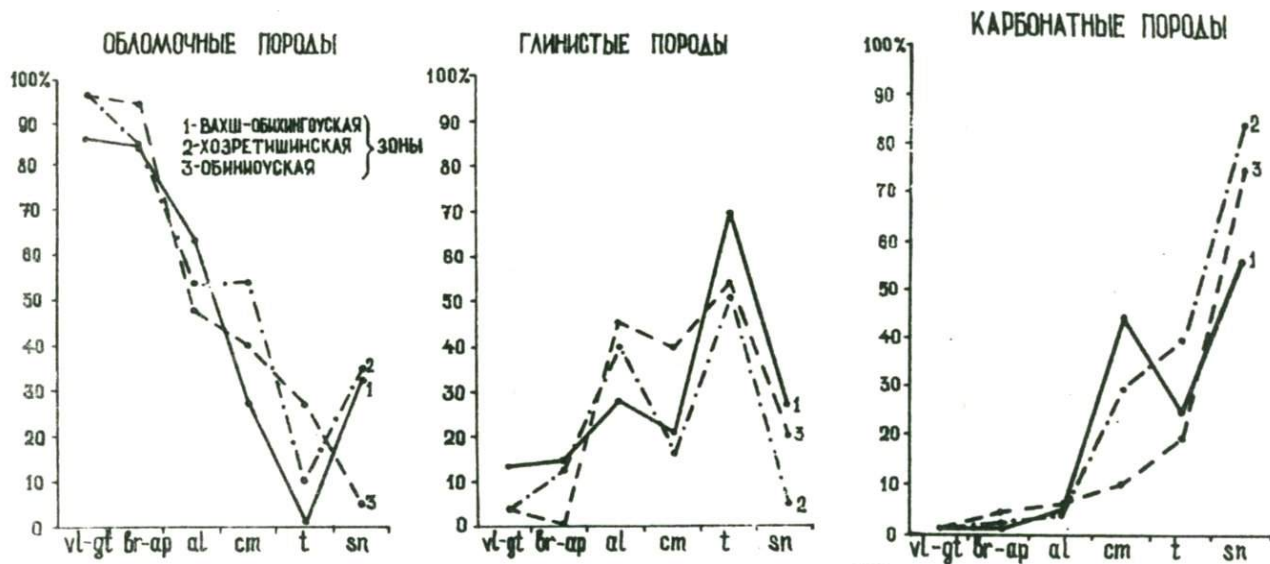


Рис. 3. Характер распределения основных групп пород в разрезе отдельных зон.

хингоуской зоны, во-первых, совершенно отсутствуют крупнообломочные породы и, во-вторых, сравнительно меньше распространены песчаники, алевролиты и паттумы.

#### А. Крупнообломочные породы

Конгломераты и гравелиты развиты исключительно в разрезах Хозретишинской и Обиниоуской зон Юго-Западного Дарваза и в основном приурочены к отложениям валанжин-готерива и баррем-апта. Однако на юге Хозретишинской зоны конгломераты обнаружены даже в сеномане, где они образуют довольно мощную (39 м) толщу. На северо-востоке той же зоны (Лайрун) конгломератные и вместе с ними гравелитовые слои встречаются в отложениях альба.

В пределах Обиниоуской зоны крупнообломочные породы неравномерно распределены по всему меловому разрезу. Хотя на юге района нижнемеловые отложения не обнажаются, об увеличении роли конгломератов можно судить по составу отложений верхнего мела. В них широко развиты крупнообломочные красноцветные породы.

Конгломераты и гравелиты по своему составу, величине слагающих галек, их окатанности, типу и веществу цементирующего материала не отличаются большим разнообразием. Среди них выделяются мелко- и среднегалечные существенно кварцевые, полимиктовые и катунные конгломераты. Общей чертой всех типов крупнообломочных пород является повсеместное наличие красноцветных галек песчаноглинистых пород.

Полимиктовые конгломераты являются самыми распространенными. Они состоят из обломков серых, темно-серых, иногда слюдистых зеленых эффузивов, кварца, известняков, кремнистых пород, коричневых песчаников и алевролитов. Цементирующим веществом полимиктовых конгломератов служит средне- и крупнозернистый песчаный и песчано-известковистый материал. Размер галек изменяется в пределах от 0,5 до 5,0 см, причем наблюдается относительное увеличение величины обломков в южном и северном направлениях. Степень окатанности галек различная в зависимости от их состава. Обычно лучше окатаны обломки песчаников, алевролитов, известняков и сланцев. Полимиктовый тип конгломератов в основном приурочен к отложениям нижнего мела и сеномана Хозретишинской и баррем-апта Обиниуской зон.

Существенно кварцевые крупнообломочные породы сравнительно менее распространены и чаще всего представлены гравелитами. Они приурочены к отложениям баррем-апта северной части Хозретишинской и средней части сенона (сантона?) Обиниуской зон. В составе галек заметно преобладают обломки кварца, образующие около 70% галечного материала. Других пород меньше, представлены они обломками известняков, коричневых песчаников и алевролитов, зеленовато-серых и серых глин. Кварцевые гальки низкой степени окатанности. Цемент конгломератов и гравелитов баррем-аптского возраста песчано-карбонатный, а сенона — глинисто-карбонатный.

Катуновые конгломераты преимущественно развиты в валанжин-готеривских отложениях Юго-Западного Дарваза. Они целиком состоят из красноцветных песчано-глинистых катунов местных пород. Преобладающая

часть катунного материала — это коричневые глины величиной от 0,5 до 4,0 см в поперечнике. Для них характерна высокая окатанность обломков, нередко приобретающих округлую и овальную форму и сцементированных глинистым веществом. В пределах одного и того же слоя катуны в большинстве случаев образуют четко отсортированные и ориентированные скопления.

## Б. Мелкообломочные породы

Мелкообломочные породы — одна из самых распространенных групп осадочных образований. Они особенно широко развиты в нижнемеловом разрезе, а в пределах зон Юго-Западного Дарваза ими сложена также значительная часть верхнемеловых отложений. Выделение структурных типов пород производилось на основе классификационной диаграммы Л. В. Пустовалова и др. (1944).

### 1. Песчаные породы

В составе меловых отложений песчаники являются одним из самых распространенных типов обломочных пород. Содержание их на всей территории снизу вверх по разрезу постепенно убывает. В пределах Вахш-Обихингоуской и Хозретишинской зон они выше сеномана не встречаются. Единственным районом, где песчаники в незначительном (3,6% количестве присутствуют среди отложений турона, является участок расположения разрезов Анжиру и Ровка на южной части Хозретишинской зоны Юго-Западного Дарваза. Но в меловых отложениях Обиниоуской зоны наблюдается почти повсеместно распространение песчаных пород. Они здесь обнаружены вплоть до сенона и составляют от 10,5% в сеномане до 71,6% мощности валанжин-Готерива (см. табл. 1). Следует отметить, что общее количество песчаников в среднем увеличивается с запада на восток от 25 до 33%. Среди песчаных пород преобладают гранулометрически двух- и трехкомпонентные разновидности, главным

образом состоящие из алевроитовых и глинисто-алевритовых песчаников, что свидетельствует о значительном содержании в них пелито-алевритовой примеси. На гранулометрических диаграммах такие песчаники приурочены к соответствующим одноименным полям (рис. 4-8).

Собственно песчаники с содержанием псаммитовой фракции более 80% встречаются очень редко. Псаммитовая фракция в подавляющем большинстве случаев представлена частицами размером 0, 25-0, 10 мм с подчиненным количеством зерен величиной 0, 5-0, 25 мм. Эта разность песчаных пород характеризуется малоступенчатостью типов гистограмм, резким скачком кумулятивной кривой в области фракции 0, 1-0, 25 мм и относительно простой, нерастянутой формой кривой гранулометрического состава, дающего хорошо выраженный максимум в том же интервале фракции (рис. 9, 10). Песчаники обладают сравнительно высокой сортировкой обломочных зерен, о чем указывает вычисленный коэффициент сортировки по Траску  $S_0 = 1, 7-2, 6$ . Определенной закономерности в распределении описываемой разновидности пород как в разрезе, так и по площади не наблюдается. Редкие случаи их нахождения связаны почти с каждым возрастным подразделением мела,

А л е в р и т о в ы е п е с ч а н и к и (рис. 11, 12) содержат алевроитовые частицы в пределах 12, 5-48, 0%, а пелитовые - от 2, 0 до 10, 0%. Кривая гранулометрического состава сглажена и несколько растянута в левой части в области развития тонкозернистых фракций и относится к одновышнему несимметричному типу. Коэффициент сортировки алевроитовых песчаников сравнительно низкий - 2, 7-3, 7.

Г л и н и с т о - а л е в р и т о в ы е п е с ч а н и к и содержат пелитовую примесь 10-15%, а алевроитовую - 10-40%. Кривая механического состава имеет несколько растянутый вид в сторону тонкозернистых фракций, откуда плавно воздымается в области фракции 0, 10-0, 25 мм. Коэффициент сортировки описываемых песчаников приобретает низкие значения - 2, 8-4, 1.

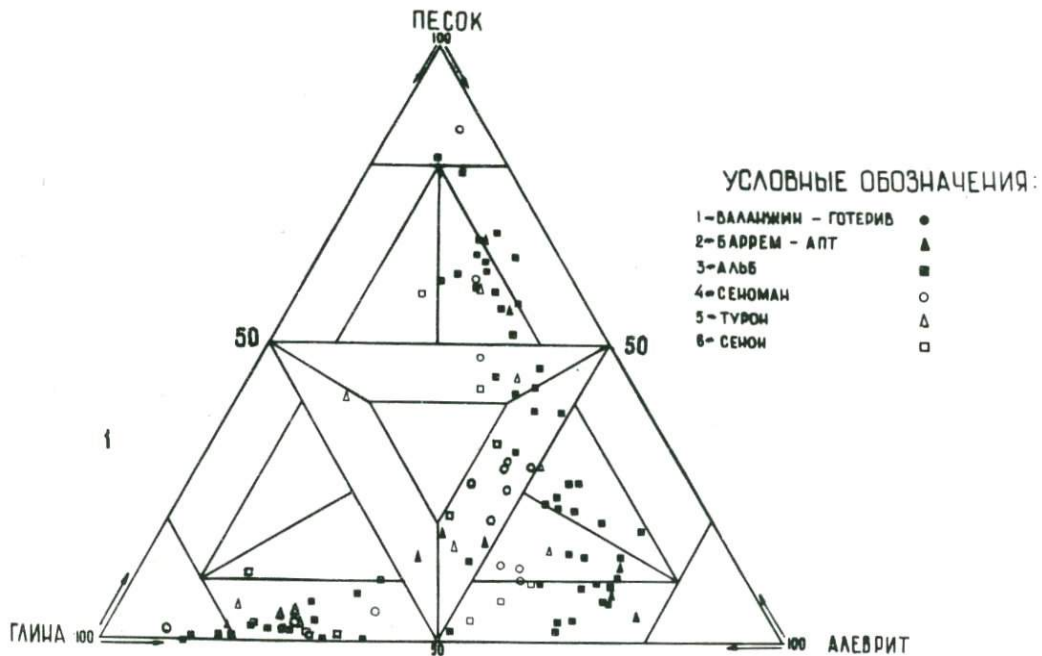


Рис. 4. Диаграмма гранулометрического состава обломочных пород разреза Анжироу.

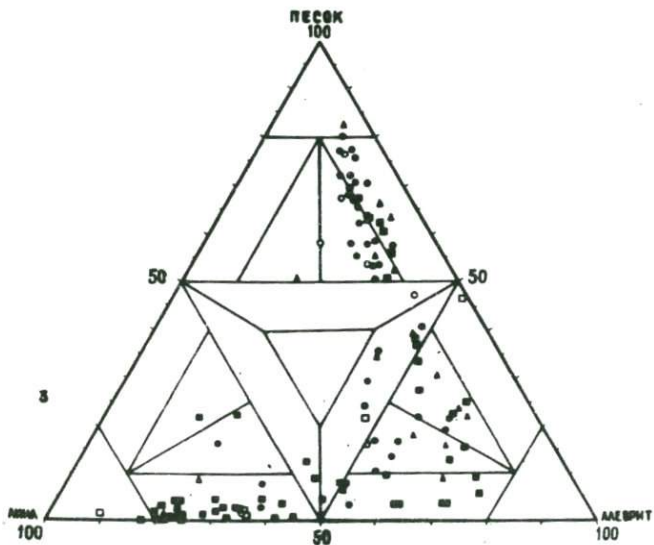
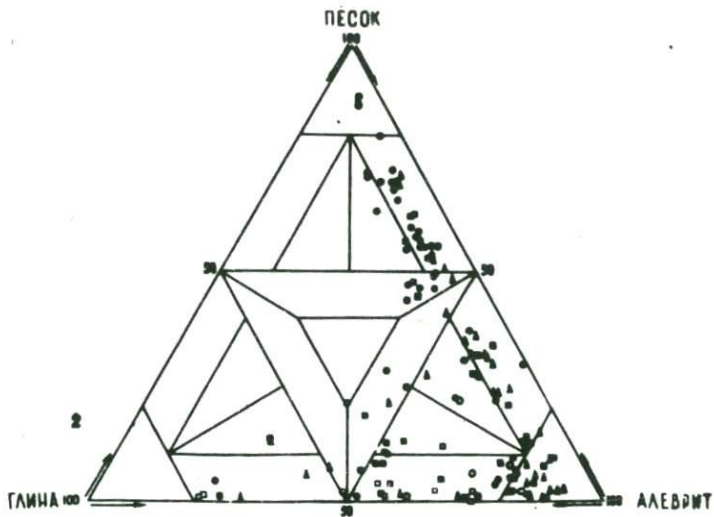


Рис. 5. Диаграмма гранулометрического состава обломочных пород разрезов Ровика (2) и Иджудара (3).

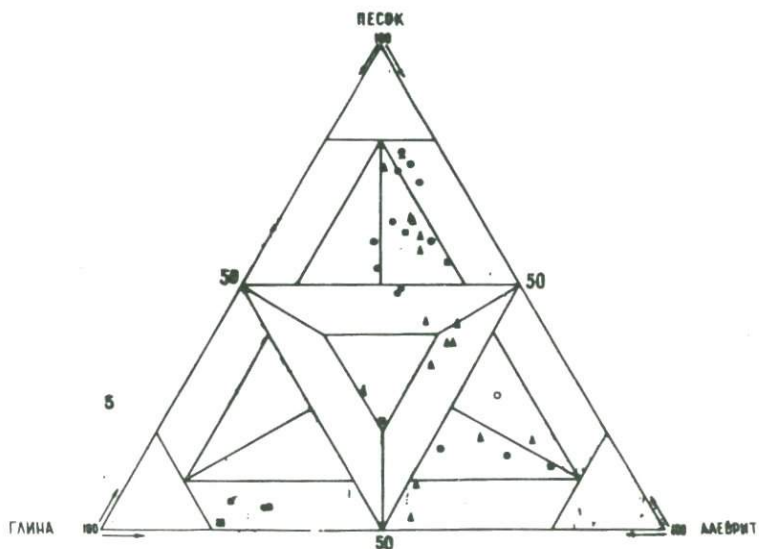
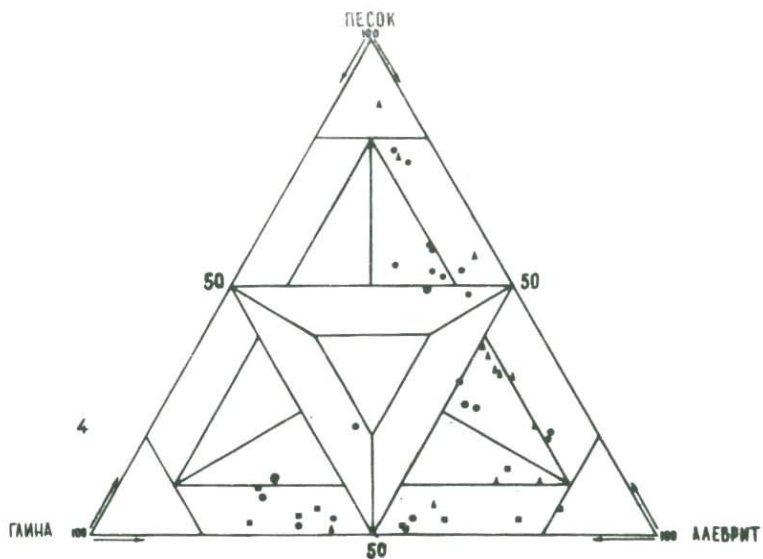


Рис. 6. Диаграмма гранулометрического состава обломочных пород разрезов Иокуньж (4) и Обяпитууду (5).

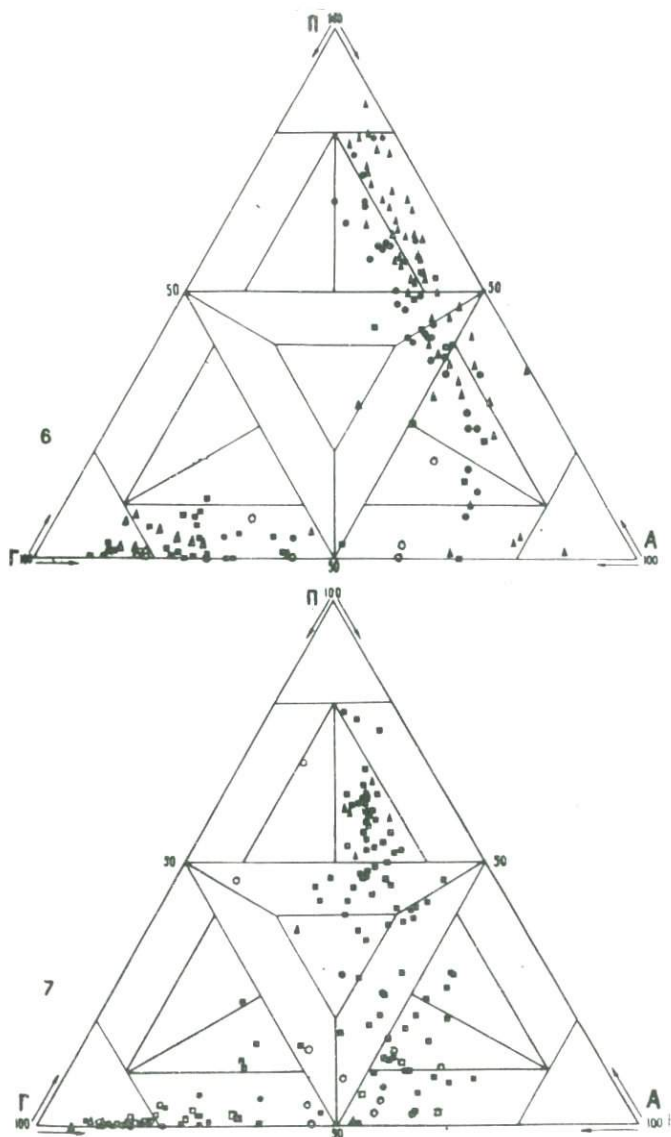


Рис. 7. Диаграмма гранулометрического состава обломочных пород разрезов Лайрун (6) и Даштигург (7).

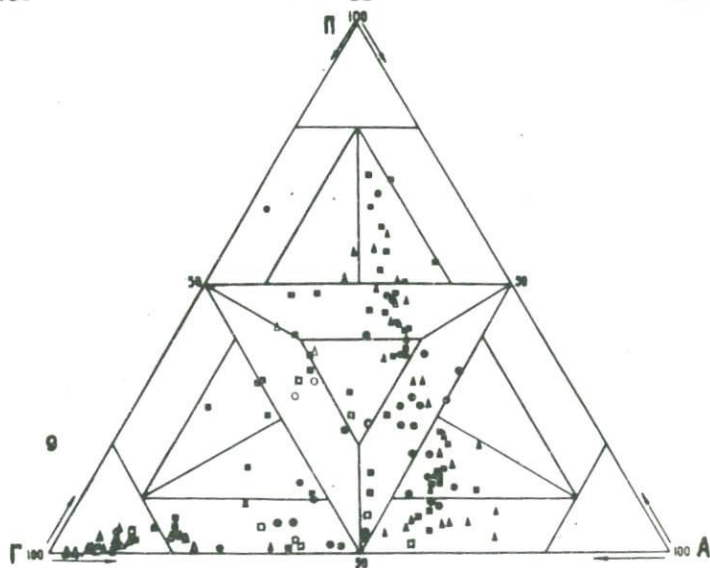
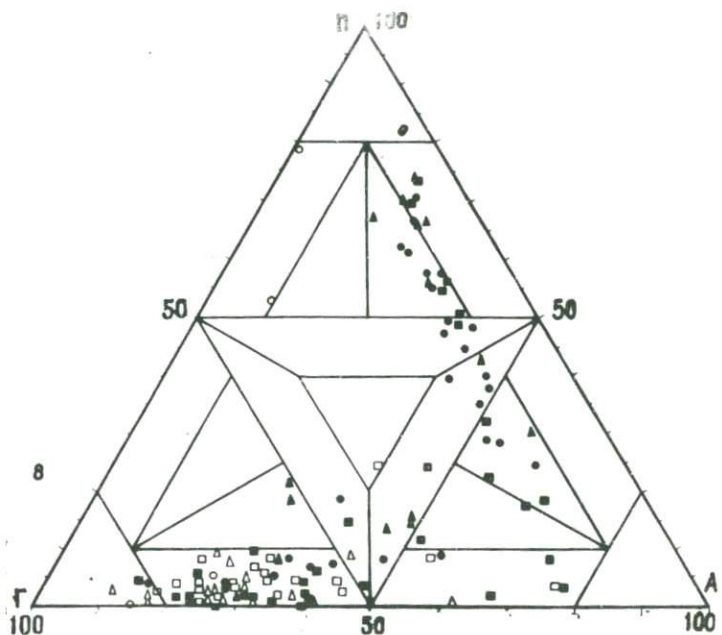


Рис. 8. Диаграмма гранулометрического состава обломочных пород разрезов Булгари (8) и Туткаул (9).

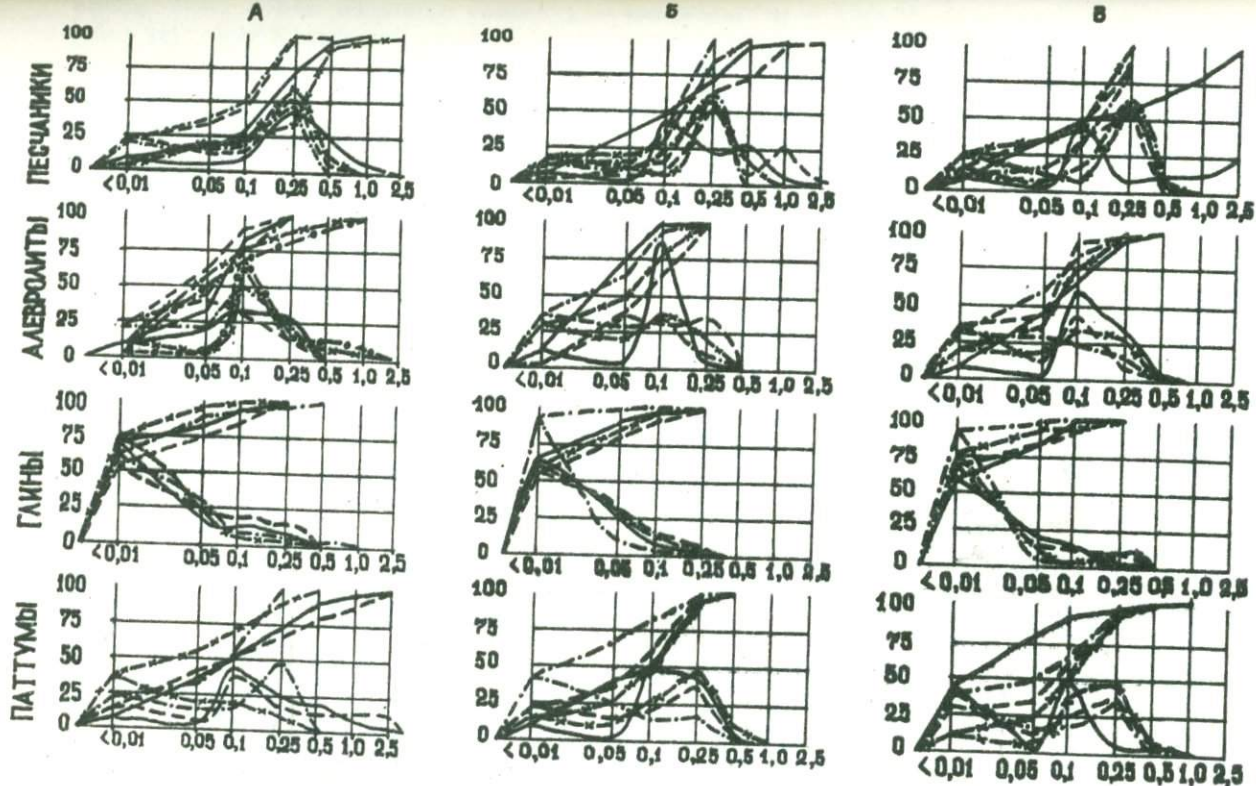


Рис. 9. Кумулятивные кривые и кривые распределения гранулометрического состава обломочных пород нижнего мела. А - валанжин-готерив; Б - баррем-апт; В - альб.

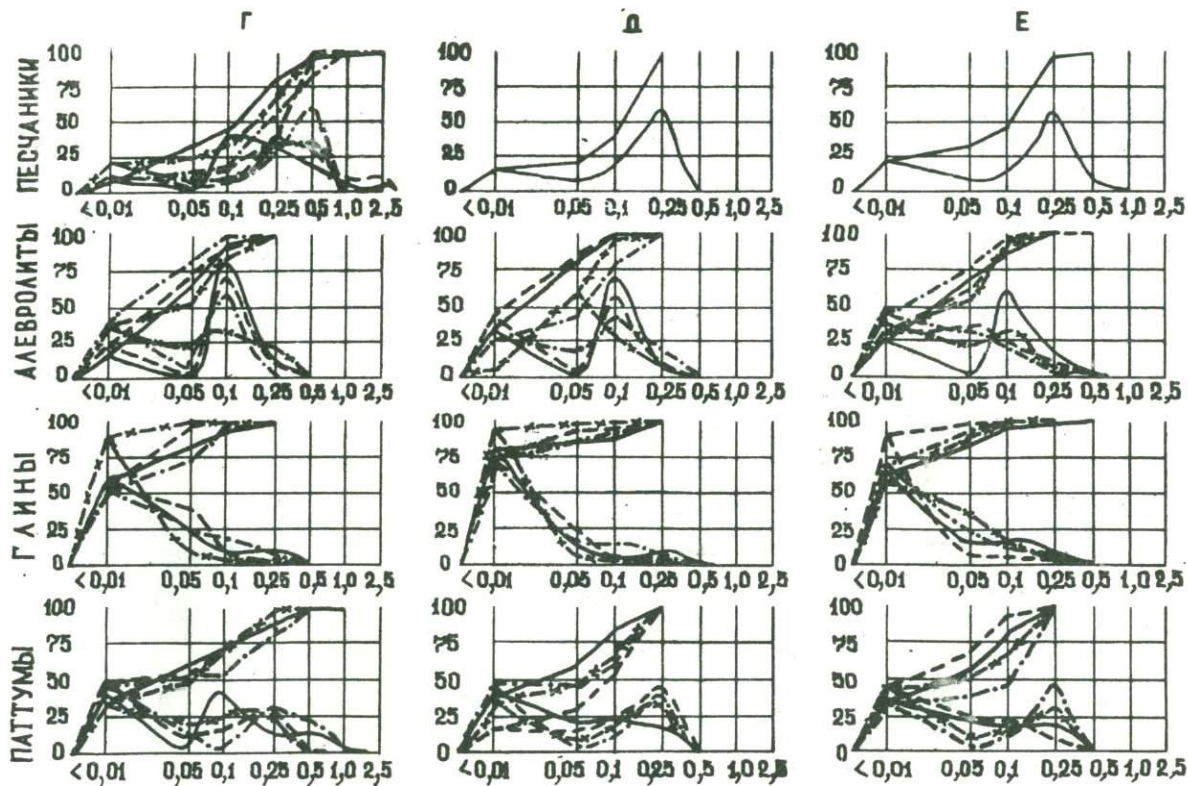


Рис. 10. Кумулятивные кривые и кривые распределения гранулометрического состава обломочных пород верхнего мела. Г — сеноман; Д — турон; Е — сенон.



Рис. 11. Песчаник алевритовый, полевошпатово-кварцевый полимиктовый, с хорошей окатанностью зерен. Шл. № 778. Даштигург, альб. Ув. 23, ник. II.

Из трех описанных гранулометрических типов песчаников в Вахш-Обихингоуской зоне в основном развиты трехкомпонентные глинисто-алевритовые, на долю которых приходится 80% анализированных пород, 18% алевритовых и 2% чистых разновидностей. Для обломочных пород Юго-Западного Дарваза характерно некоторое преобладание двухкомпонентных алевритовых песчаников (52,0%) над глинисто-алевритовыми (42,0%) с незначительным содержанием чистых разновидностей песчаных пород (5,0%). Алевритовые песчаники чаще всего приурочены к валанжин-готеривским и баррем-аптским отложениям. Выше по разрезу частота

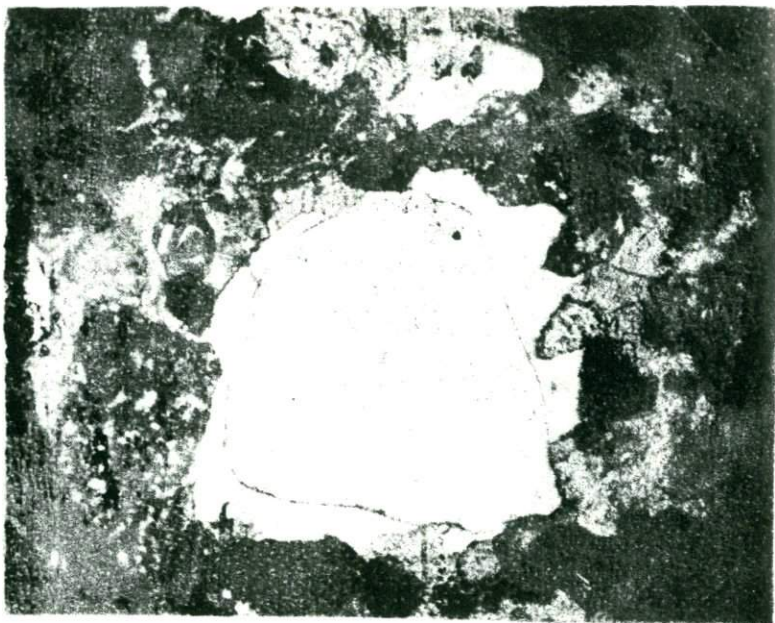


Рис. 12. Зерно кварца со следами регенерации. Шл. № 1068, Булгари, валанжин. Ув. 160, ник. X

их встречаемости падает до 3%. Несколько иная картина наблюдается в распределении глинисто-алевроитовых разновидностей пород, которые составляют довольно значительную часть альбских образований (43%), резко уменьшаясь в сеномане (5, 2%).

## 2. Алевроитовые породы

Стратиграфический диапазон встречаемости алевролитов довольно широк: они в том или ином количестве встреча-

ются почти во всех возрастных подразделениях меловых разрезов. Повышенное их количество наблюдается в отложениях валанжин-готерива (38%) и баррем-апта (46%), а также альба на хр. Хазратишох (31%).

Анализ гранулометрического состава алевроитовых пород свидетельствует о том, что чистой разновидности алевроитов с фракцией 0,1–0,01 мм более 30%, за исключением разреза Ровика, не встречается. Преобладающая часть пород, как правило, содержит значительное количество пелитовой и псаммитовой примеси. Величина частиц последней не превышает 0,10–0,25 мм (рис. 13).

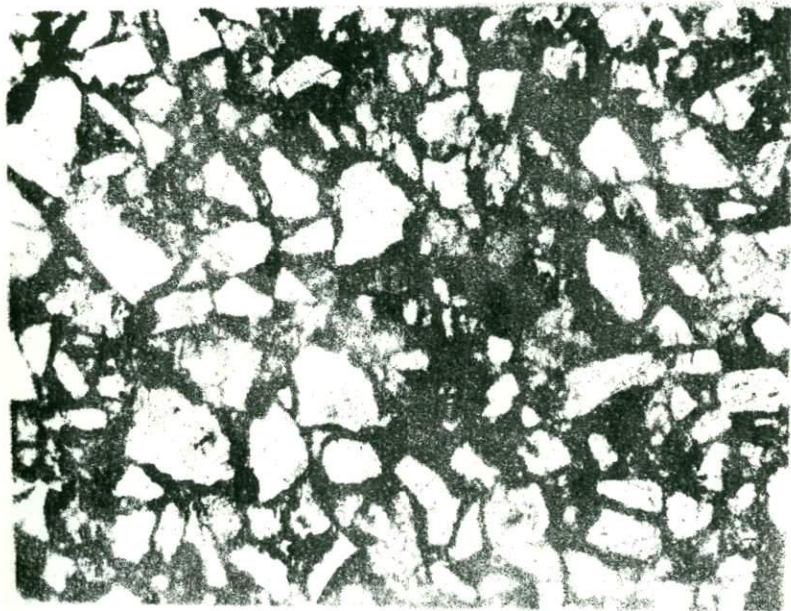


Рис. 13. Алевролит с базальным карбонатно-железистым цементом. Наблюдается замещение карбоната гидроокислами железа. Шл. 633, Ровика, апт. Ув. 110, ник. II.

Расположение точек на диаграммах показывает довольно пеструю картину гранулометрического состава алевроитовых пород. Для большей части разрезов (Анжироу, Туткаул, Даштигург, Обипитоуду и Иокуньж) характерна приуроченность точек к полям глинистых, песчано-глинистых и глинисто-песчаных алевролитов. В то же время для разрезов Ровика и Лайрун отмечается наличие и значительная роль песчаных алевролитов.

А л е в р о л и т ы ( ч и с т ы е ) в основном встречаются среди баррем-аптских отложений разреза Ровика, характеризуются невысоким коэффициентом сортировки - 3, 0. Кривая гранулометрического состава имеет резко выраженный максимум в области 0, 05-0, 10 мм.

Г л и н и с т ы е а л е в р о л и т ы - одна из наиболее часто встречаемых разновидностей. На их долю приходится 40% анализированных пород. В пределах изучаемой территории больше всего они развиты в Хозретишинской и Обиниоуской зонах Юго-Западного Дарваза (63%) и приурочены в основном (34%) к альбским отложениям. В Вахш-Обихингоуской зоне глинистые алевролиты составляют 37%, преобладающая их часть сосредоточена в альбе (15%) и баррем-апте (8%). Содержание пелитовой фракции колеблется от 20 до 45%, а псаммитовой - 10%. Гранулометрическая кривая глинистых алевролитов образует два небольших максимума в пелитовой и алевроитовой фракциях в интервале 0, 01-0, 10 мм. Коэффициент сортировки колеблется в пределах 3, 7-4, 1.

П е с ч а н ы е а л е в р о л и т ы имеют значительно меньшую распространенность (10%). Такие породы встречаются только среди нижнемеловых отложений юга (Ровика) и севера (Лайрун) Хозретишинской, а также Васмикухского блока Обиниоуской зон с преобладающим развитием в баррем-апте (61, 5%). Содержание пелитовой фракции в них достигает 5-10%, а псаммитовой - 25-35%. Кривая механического состава менее сложна по форме. Она

меет более или менее симметричную форму. Коэффициент сортировки изменяется от 3,4 до 4,7.

Глинисто-песчаные алевролиты в небольшом количестве (24%) встречаются почти во всех разрезах. При содержании 50-80% алевроитовой фракции псаммитовая примесь доходит до 12-35%, а пелитовая - до 10,25%. Кривая гранулометрического состава имеет несколько асимметричную форму. Коэффициент сортировки таких алевролитов довольно низкий и изменяется в пределах 5,0-7,7. Пространственно глинисто-песчаные алевролиты главным образом развиты на территории Юго-западного Дарваза, по разрезу они распространены в основном среди пород нижнемелового возраста. Случаи нахождения их в более молодых образованиях очень редки.

Песчано-глинистые алевролиты распространены более или менее равномерно. На востоке исследованной территории они составляют 52% анализированных пород, 48% - на западе, причем встречаются почти без исключения во всех стратиграфических подразделениях. В составе подчиненных фракций псаммитовая составляет 10-40%. Кривые песчано-глинистых алевролитов имеют асимметричную форму с пологой левой и резко крутой правой стороной. Коэффициент сортировки низкий и доходит до 9.

### 3. Паттумные породы

Изучение гранулометрического состава меловых отложений показало довольно широкое развитие паттумов - несортированных типов пород (рис. 9, 10, 14, 15). Они в том или ином количестве встречаются во всех разрезах исследованной территории, но диапазон встречаемости в основном связан с отложениями нижнего мела. На юге Козретишинской и северной части Обиниоуской зон они обнаружены также в сеномане и туроне (табл. 1-4). Са-

мыми распространенными в их составе являются песчаные (35%) и алевритовые (45%) их разновидности, значительно преобладает содержание чистых (10%) и глинистых (10%) разновидностей паттумов (рис. 4-8).

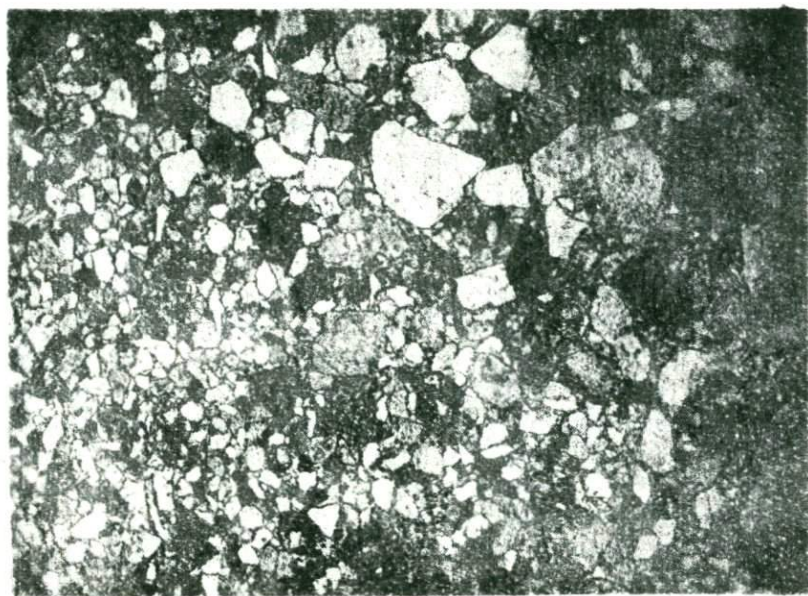


Рис. 14. Паттум песчаный, литито-кварцевый полимиктовый, с низкой степенью сортировки обломочного материала ( $S_o = 8, 7$ ). Шл. № 681, Ровика, сеноман. Ув. 23, ник. II.

П а т т у м ы ( ч и с т ы е ) содержат слагающие их компоненты от 20 до 40%. Гранулометрические кривые представлены двумя типами. Один из них имеет более или менее растянутую, плавно спадающую форму с максимумом в пелитовой и минимумом в псаммитовой области. Для такого вида кривых характерно содержание пелитовой фракции от 35 до 40%, алевритовой - 35-36% и псаммитовой -

11-20%. Другой тип двухвершинный, образующийся за счет пониженного содержания алевритовой фракции. Коэффициент сортировки паттумов (чистых) весьма низкий (11, 6-13, 4).



Рис. 15 Паттум полевошпатово-кварцевый полимиктовый, с конформно-инкорпорационным типом цемента. Шл. № 9, Туткаул, валанжин, Ув. 110, ник. X.

Песчаные паттумы как в пределах зон Юго-Западного Дарваза, так и в Вахш-Обихингоуской зоне распределены почти одинаково. При этом наблюдается, что ими несколько обогащены породы нижнего мела западной части территории, а к востоку их роль возрастает в составе верхнемеловых отложений.

Описываемые породы состоят из 40-50% псаммитовой фракции, 11-45% алевритовой и 6-23%

пелитовой. Точки в поле диаграммы расположены неравномерно и несколько сконцентрированы к правой стороне, соответствующей таким породам, в которых алевритовая примесь преобладает над глинистой. Это говорит о том, что породы такого типа по своему механическому составу более близки к песчано-алееритовым разностям, чем к песчано-глинистым.

Типы кривых гранулометрического состава в некоторой степени близки к таковым кривым глинисто-алееритовых и алеерито-глинистых песчаников. Песчаные паттумы, содержащие значительное количество алевритовой примеси, характеризуются асимметричной кривой с максимумом в интервале фракций 0, 10-0, 25 мм. В случае преобладания глинистой примеси над алевритовой гранулометрические кривые приобретают двухвершинную форму с довольно четким одним максимумом в области псаммитовой фракции и другим относительно слабым максимумом в области пелитовой фракции. Коэффициент сортировки песчаных паттумов меняется в широких пределах - от 2, 7 до 10, 0, причем наиболее высокое значение этого коэффициента (10, 0) имеют породы с одновершинной асимметричной гранулометрической кривой.

А л е в р и т о в ы е п а т т у м ы широко распространены в нижнемеловых отложениях. Что же касается наличия их в породах верхнего мела, то чаще всего они встречаются в сеномане. Содержание алевритовой фракции в них 40-50%. Подчиненная псаммитовая и пелитовая примеси составляют соответственно 4-44% и 6-44%. Расположение точек в поле диаграммы совершенно различное: в одних случаях приурочены к верхней его части, тогда псаммитовые частицы преобладают над пелитовыми. В других - сосредоточены в нижней части поля, тогда пелитовые преобладают над псаммитовыми. В третьих - наблюдается разбросанность точек по всему полю диаграммы. Кривые гранулометрического состава

алевроитовых паттумов двух типов: одна почти симметричная по форме с одним максимумом в области 0, 05-0, 10 мм, а другая с пологой частью (левой) и крутым обрывом в правой в интервале 0, 25-0, 50 мм. Коэффициент сортировки изменяется от высоких значений (1, 9) до низких (7, 0).

Глинистые паттумы на всей исследуемой территории распространены (10%) незначительно. Основная часть этих пород прослеживается только в разрезах Вахш-Обихингоуской зоны и приурочена к отложениям альба и верхнего мела (преимущественно сеномана). В составе нижнемеловых, особенно неоком-аптских пород, эти образования существенной роли не играют. Основная пелитовая фракция составляет 40-50%, алевроитовая и псаммитовая - 1-26% и 7-41% соответственно. Гранулометрическая кривая образует две формы распределения. Один тип с максимумом в пелитовой области неуклонно падает в сторону псаммитовой фракции. Другой - с двумя вершинами в интервале меньше 0, 01 мм и 0, 10-0, 25 мм. Коэффициент сортировки пород колеблется от 1, 3 до 7, 5.

## В. Глинистые породы

В составе меловых отложений глинистые породы наиболее распространены, особенно в верхнемеловых отложениях, где образуют мощные до 100-110 м толщи (см. табл. 1-4). Преобладающая часть глин представлена алевроитовыми (рис. 16) и чистыми разностями. Песчано-алевроитовые глины довольно редки, а еще реже встречаются алевроито-песчаные глины, которые обнаружены только в разрезах Иджудара, Даштигург и Туткаул (см. рис. 5, 7, 8).

Глины (чистые) являются одним из основных гранулометрических типов глинистых пород, среднее содержание которых для всей территории составляет 25%.

Они наиболее широко развиты в разрезах Вахш-Обихингоуской зоны и преимущественно сконцентрированы в отложениях альба и турона. В пределах Юго-Западного Дарваза

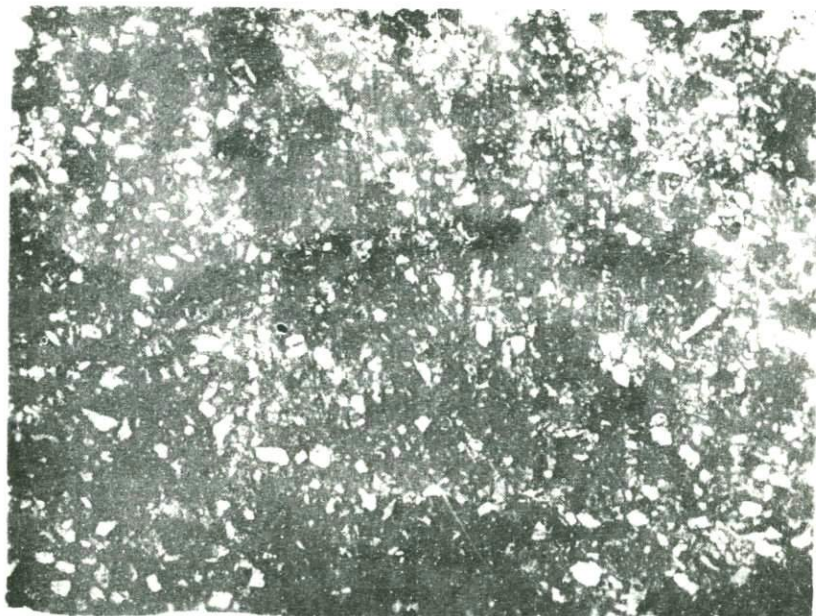


Рис. 16. Глина алевритовая пятнистоокрашенная, обусловленная неравномерным распределением глинистого и алевритового материала (соответственно темные и светлые участки). Шл. № 19, Туткаул, валанжин. Ув. 45, ник. II.

встречаются значительно реже, но также приурочены к отложениям того же возраста. В них алевритовая и псаммитовая примеси достигают соответственно 6-16 и 2-14%.

Гранулометрическая кривая имеет резкий максимум в области пелитовой фракции и круто снижается в алеврито-псаммитовую сторону. Гистограммы приобретают мало-ступенчатую упрощенную форму. Коэффициент сортировки варьирует в пределах 1, 2-1, 9.

А л е в р и т о в ы е г л и н ы по своему распространению занимают ведущее место среди всех типов глинистых пород (среднее 67%). В отличие от описанной разновидности алевритовые глины несколько более распространены на востоке данной области по сравнению с западной ее частью и больше всего встречаются в отложениях альба, турона и сантона. Они характеризуются также хорошей сортировкой обломочного материала ( $S_0 = 2, 1-2, 3$ ). Содержание подчиненных фракций доходит до 12-37% (алеварит) и 2-10% (псаммит). Характер кривой механического состава приобретает несколько сглаженную форму за счет увеличения примеси и убывания пелитовой фракции.

А л е в р и т о - п е с ч а н ы е г л и н ы крайне редки и в среднем составляют 2%, причем во всех случаях они приурочены к отложениям нижнего мела. Алевритовая фракция составляет 12-24%, а псаммитовая - 10 - 27%. Гранулометрическая кривая в сторону псаммитовой области начинает заметно растягиваться и выполаживаться. Сортировка алеврито-песчаных глин слабая, и ее значение колеблется в пределах 3, 2-5, 5.

П е с ч а н о - а л е в р и т о в ы е г л и н ы встречаются в несколько большем количестве (среднее 6%) и связаны также с нижнемеловыми образованиями. В пределах данного стратиграфического интервала наблюдается постепенное увеличение содержания описываемых пород снизу вверх. Кривая гранулометрического состава таких глин аналогична предыдущей. Содержание алевритовой фракции 25-45%, псаммитовой - 11-24%. Коэффициент сортировки существенных изменений не претерпевает.

Д и а г р а м м ы СМ. Построенные для обломоч-

ных и глинистых пород диаграммы довольно четко обособляют нижнемеловые отложения от верхнемеловых. Первые, судя по размещению точек на диаграмме, формировались в различных условиях седиментации (от речных до морских). Для них характерна разбросанность точек и отсутствие определенной приуроченности исследованных образцов к какому-либо полю (рис. 17). Правда, наблюдается тенденция к скоплению преобладающей части анализированных пород в промежуточную (между отложениями спокойных вод (поле Ш) и морскими осадками (УІІ)) область. Однако такая картина, по-видимому, свидетельствует о том, что нижнемеловые образования в значительной степени формировались в условиях подвижной среды осадконакопления, характерных для аллювиальных, пролювиальных, дельтовых и прибрежно-морских отложений. Небезынтересно констатировать здесь наличие речных и потоковых осадков, сравнительно широко представленных в разрезе нижнего мела. Породы такого происхождения характеризуются особым двухвершинным типом гранулометрической кривой, обогащенностью их железистым и пелитовым материалом. Верхнемеловые отложения, как видно из расположения точек на диаграмме СМ, представляют собой совершенно иные генетические образования. Анализированные образцы разновозрастных пород довольно четко концентрируются к двум полям, соответствующим осадкам спокойных вод (Ш) и приливно-отливным динамическим условиям (1). К полю Ш в основном приурочены образцы туронских и сенонских пород, а к полю 1 сосредоточены отложения сеноманского возраста. Таким образом, можно отметить, что диаграммы СМ и характер размещения на них точек исследованных образцов довольно четко отображают динамические, в том числе генетические условия, в которых происходило накопление осадков.

Результаты гранулометрического анализа меловых отложений показывают довольно пестрый их состав, обуслов-

## ДИАГРАММА СМ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯ

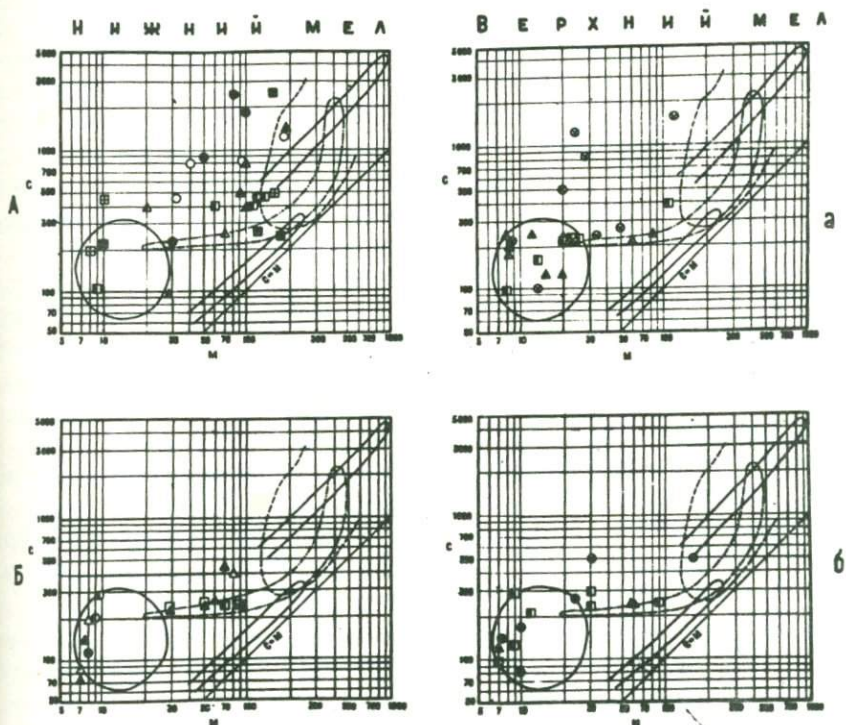


Рис. 17. Диаграмма СМ меловых отложений. А, а - Юго-Западный Дарваз; Б, б - Вахш-Обихингоуская зона.

ленный большим развитием двух- и трехкомпонентных пород. Среди множества разновидностей пород наиболее широко распространены алевритовые и глинисто-алевроитовые песчаники, глинистые, глинисто-песчаные и песчано-глинистые алевролиты, алевритовые глины, песчаные и алевритовые паттумы, которые определяют особенности изучаемых отложений. Расположение точек на диаграммах (см. рис. 4-8) показывает непрерывную их приуроченность вдоль линии песок - алеврит и алеврит - глина, в то время как по линии глина - песок они отсутствуют, и что, как указывают некоторые исследователи (Айзенштадт, 1951), не случайно. Очевидно, что эти отложения образовались в иных условиях по сравнению с теми породами, которые содержат крайне глинисто-песчаные фракции. Скопление точек в нижней части диаграммы, в области глинистых и алевритовых пород, по всей вероятности, свидетельствует о том, что эти осадки накопились в условиях мелководья, где сказывалось влияние крупных дельт.

Значительное количество точек сконцентрировано к полям песчаных и смешанных пород. Такие породы, по мнению Н. М. Страхова (1954), характерны для бассейнов с ограниченной (пониженной гидродинамической и энергетической) способностью, когда обломочный материал, быстро отлагаясь, не подвергается достаточной обработке. Неравенство между массой поступающего в водоем материала и возможностью его механической дифференциации существенным образом влияет на весь ход процесса седиментации.

Часто в песчаных прослоях меловых отложений встречаются обуглившиеся растительные остатки. Кроме того, здесь наблюдается сложность аллювиального и типа временных потоков, наличие которых подтверждает, что нередко усиленно поступавший материал отлагался без заметной переработки в силу пониженной динамической активности водоема.

Особое внимание привлекают породы, характеризующиеся двухвершинными гранулометрическими кривыми (см. рис.

9, 10). Последние выделяются двумя максимумами в области псаммитовой и пелитовой фракций. Такого типа кривые могут возникнуть лишь в том случае, если алевроитовые частицы выносятся (удаляются) из осадка быстрее (раньше), чем пелитовые. По мнению отдельных исследователей (Кленова, 1956), двухвершинные кривые образуются в результате размывания осадка, когда отсутствует равновесие между гидродинамическим режимом и составом осадка. Но, как показывает Н. М. Страхов (1954), двухвершинные кривые при размывании осадка возникают и реализуются в природе крайне редко.

Обнаруженные в меловых отложениях исследуемой области случаи появления двухвершинных кривых, вероятно, связаны не с размыванием осадка, а с особенностями поступления в бассейн терригенного материала. В большинстве случаев двухвершинными гранулометрическими кривыми характеризуются красноцветные песчаники, чаще встречающиеся среди нижнемеловых отложений. Наблюдения, проведенные в шлифах, показывают, что густота окраски красноцветных пород находится в прямой зависимости от содержания в них окислов и гидроокислов железа и глинистой фракции. Увеличение последней обычно сопровождается широким развитием соединений железа и усилением густоты окраски. По составу терригенных минералов красноцветные отложения идентичны с породами светлых сероцветных тонов, которые отличаются повышенным содержанием аутигенных компонентов. Такие же различия наблюдаются между зеленовато-серыми включениями и вмещающими их песчано-глинистыми образованиями красновато-коричневого цвета.

Многие исследователи считают, что источником красной окраски пород являются окислы и гидроокислы железа в различных модификациях. К такому же выводу пришли Н. В. Фролова (1955) и В. Л. Либрович (1960), изучавшие кембрийские и ордовикские красноцветы Иркутского амфите-

атра. По их мнению, гидроокислы железа в породах представлены в виде железистых оболочек вокруг обломочных зерен и в виде железисто-глинистого цемента. Как указывает В. Л. Либрович (1960), Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1955) пришли к выводу об образовании бурых гидроокислов железа за счет разложения и окисления терригенных зерен рудных минералов, таких как ильменит, магнетит, гематит, лимонит и лейкоксен. Минералогический состав меловых отложений исследуемого района не дает основания для аналогичного заключения, хотя в составе тяжелой фракции преобладающая роль принадлежит рудным железосодержащим минералам, составляющим порою 90 и более процентов. Однако вероятна зависимость между содержанием тонкозернистой ( $< 0,01$  мм) глинистой фракции и соединений железа. Как указано в литературе (Яхнин, 1961), К. Томлинсон, изучавший красноцветные пермоtriasовые отложения США, а В. Л. Либрович, — красноцветные толщи ордовика Иркутского амфитеатра, пришли к выводу о том, что такое явление может произойти при допущении приноса железистой мути с континента и отложении ее вместе с мельчайшими глинистыми частицами. Установлено также, что эти красноцветные отложения в большинстве случаев имеют двухвершинные гранулометрические кривые. Такая особенность механического состава красноцветных пород связывается с потоками, несущими во время сильных дождей и ливней большое количество железистой мути — массу взвешенного красного ила. Такие селевые потоки, особенно в эпоху активизации механического выветривания (что характерно для нижнемелового времени), вносили в бассейн смежный обломочный материал, в котором за счет железистой мути глинистые частицы преобладали над алевритовыми. Слабая подвижность среды отложения при интенсивном приносе осадка не могла способствовать какой-либо существенной дифференциации материала.

Подтверждением вышесказанному может служить и кра

няя бедность красноцветных пород органическими остатками. Это и естественно, если предположить, что подобные бурные потоки могли протекать по местности, бедной растительностью, то, очевидно, они могли нести лишь очень незначительное количество органических веществ. Примером накопления красноцветных илов в современную эпоху являются отложения красных осадков в устьях рек Амазонка, Ориноко, Колорадо и мелких потоках на о. Цейлон (Либрович, 1960), которые во время сильных дождей несут массу взвешенного красного ила, и воды становятся ярко-красными. Бедность красноцветов органическим веществом объясняется и интенсивностью накопления терригенного материала. Как отмечают многие исследователи, красноцветные толщи отличаются большой скоростью накопления. Наличие же в изучаемых красноцветных отложениях зеленовато-серых включений говорит, по-видимому, о диагенетическом их образовании за счет разложения локальных скоплений органических веществ в осадке.

## 2. Карбонатные породы

Карбонатные породы исключительно широко развиты среди отложений верхнего мела. Они представлены различными типами известняков, доломитов и мергелей, из которых самыми распространенными являются известняки, слагающие в отдельных районах целые стратиграфические подразделения (см. табл. 1-4). Доломитовые породы имеют резко ограниченное развитие. В разрезе они распределены весьма неравномерно, приурочиваясь в основном к гипсоносным отложениям. Мергели по степени своего распространения занимают промежуточное положение между известняками и доломитами и составляют от 0,5 до 43,0% от мощности той части разреза, в которой они представлены.

Карбонатные породы в зависимости от состава и структуры образующего их органогенного или минерального ве-

щества классифицируются на соответствующие типы. Классификация известняков и доломитов, лишенных остатков ископаемых организмов, производится, как это было предложено В. Б. Татарским (1959), по размеру слагающих зерен. Среди пород органогенного происхождения (в основном известняков), согласно М. С. Швецову (1958), выделяются различные типы по преобладающей роли ископаемых форм. Переходные группы пород между карбонатами и глинами подразделяются по классификации Г. И. Теодоровича (1958).

По количественному отношению кальцитовой и доломитовой минеральных частей карбонатные породы подразделяются на известняки и доломиты, а среди мергелей различаются известковые и доломитовые разности. Для этой цели производился химический анализ и окрашивание петрографических шлифов по методу Митчелла (*Mitchell*, 1956).

### И з в е с т н я к и

Как было отмечено выше, известняки преимущественно развиты в разрезе верхнемеловых отложений, но наиболее широко они представлены в сеномане, коньяке, кампане и маастрихте. По вещественному составу, структурным и текстурным признакам эти породы подразделяются на тонкозернистые, сгустково-комковатые, обломочные и органогенно-обломочные, органогенные и оолитовые типы, в каждом из которых выделяется ряд их разновидностей.

#### Тонкозернистые известняки

Известняки рассматриваемого типа относительно широко распространены в разрезе меловых отложений. Они встречаются и образуют самостоятельные слои в альбе, сеномане, туроне, коньяке, кампане и маастрихте. Среди описываемых известняков выделяются следующие разновидности: соб-

ственно тонкозернистые, глинистые и известняки с примесью алевроито-псаммитового материала.

Собственно тонкозернистые и известняки часто развиты совместно с органично-детритовыми и сгустково-комковатыми известняками. Под микроскопом обычно наблюдается однородная масса, состоящая из мельчайших, не поддающихся измерению кристаллов кальцита. Химический анализ показывает, что такие известняки являются наиболее чистыми разновидностями карбонатных пород. Содержание в них нерастворимого остатка колеблется в пределах 3-8%, а доломита - 2-3%. Нерастворимый остаток почти всегда составляет глинистое вещество, а иногда алевроитовые зерна кварца.

Среди аутигенных минералов развиты мелкие сферолиты и агрегаты пирита, образующие единичные или частые микроскопические скопления, а также рассеянные в основной кальцитовой массе породы. Иногда пирит замещает кальцит органического детрита. Эти известняки сравнительно бедны органическими остатками. Последние представлены небольшим количеством раковин фораминифер и ракушнячкового детрита. Это преимущественно обломки и обрывки морских ежей и мшанок, редких фрагментов пелешипод и брахиопод. Для известняков характерна микротрещиноватость. Микротрещинки слабо извилистые, почти прямые по форме, однонаправленные, с шириной раскрытости от 0,01 до 0,25 мм, редко до 0,5 мм. В основном встречаются открытые и выполненные мелкозернистым кальцитом микротрещинки. Редки случаи заполнения их гидроокислами железа. Описанная разновидность тонкозернистых известняков, по-видимому, образовалась при химическом осаждении карбоната кальция в сравнительно отдаленных частях бассейна, где привнос терригенного материала был ничтожен. В пользу такого заключения свидетельствует чистота состава пород, незначительная примесь терригенного материала и относительно малое содержание остатков ископаемых организмов.

Тонковолокнистые глинистые известняки в меловых отложениях менее распространены. Встречаются обычно среди глинистых пачек верхней части альба, сеномана и турона. Как визуально, так и микроскопически они мало чем отличаются от типичных тонкозернистых известняков, но содержат значительную (до 40%) примесь тонкозернистого глинистого вещества. Изучение глинистой части нерастворимого остатка породы методом термического анализа показало, что глинистые минералы представлены гидрослюдами. В этих известняках отмечается наличие редких зерен аутигенного глауконита, характеризующегося неправильно угловатой формой и ярко-зеленым цветом. Глинистые известняки содержат и некоторое количество мелкой алевритовой примеси, состоящей из угловатых обломков кварца. Такие породы очень бедны органическими остатками. Среди них можно отметить редкий мелкий раковинный детрит.

Однородность состава, тонкозернистая структура, наличие ничтожно малого количества органических остатков и присутствие аутигенного глауконита говорит о том, что глинистые известняки, так же как и собственно тонкозернистые породы, образовались в сравнительно глубоких частях седиментационного бассейна.

Тонкозернистые известняки с примесью алеврито-псаммитового материала встречаются исключительно в разрезах, расположенных в пределах Хозретишинской и Обинюуской зон Юго-Западного Дарваза. Это серые плотные тонкослоенные породы, состоящие из основной массы тонкозернистого кальцита. Характерной особенностью описываемых известняков является наличие существенной примеси терригенного алевритового и псаммитового материала в количестве 25-30%.

Алевритовые зерна величиной 0, 01-0, 05 мм, а псаммитовые обломки имеют размер не более 0, 25 мм и бес-

порядочно распределены в карбонатной массе породы. Терригенная примесь обычно представлена свежими, чистыми неокатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломками кварцита и карбонатных пород. Как правило, преобладают кварц и полевые шпаты.

В известняках присутствуют редкие фрагменты мшанок, водорослей и пелещипод, брахиопод и иглокожих размером от 0,1 до 1,6 мм. В некоторых случаях были обнаружены округлые и неправильной формы оолиты с одним кальцитовым концентром, ядром которых служат комочки пелитоморфного кальцита и зерна кварца. Величина оолитов 0,11–0,20 мм.

Описываемые известняки, судя по обильной примеси кластического материала, возникли в относительной близости от континента, служившего источником сноса. Наличие же оолитов указывает на мелководный характер среды осадконакопления.

Сгустково-комковатые известняки в полевых условиях не отличаются от вышеописанного типа. В шлифах они хорошо опознаются по комковатому строению, представляющему скопление сгустков или комочков округлой или неправильной форм, которые состоят из тонкозернистого кальцита, промежутками выполненного прозрачным, обычно перекристаллизованным в мелко- и среднезернистую структуру кальцитом. Среди мелко-отложений такая разновидность известняков обнаружена только в сеномане и маастрихте Вахш-Обихингоуской зоны (рис. 18).

В одних случаях комочки представляют гранулированные по периферии обломки раковин, в других – просто результат начавшейся раскристаллизации основного пелитоморфного кальцита. По химическому составу такие известняки отличаются довольно существенным содержанием доломита (17–27%). Кальцит и нерастворимый остаток соответствен-

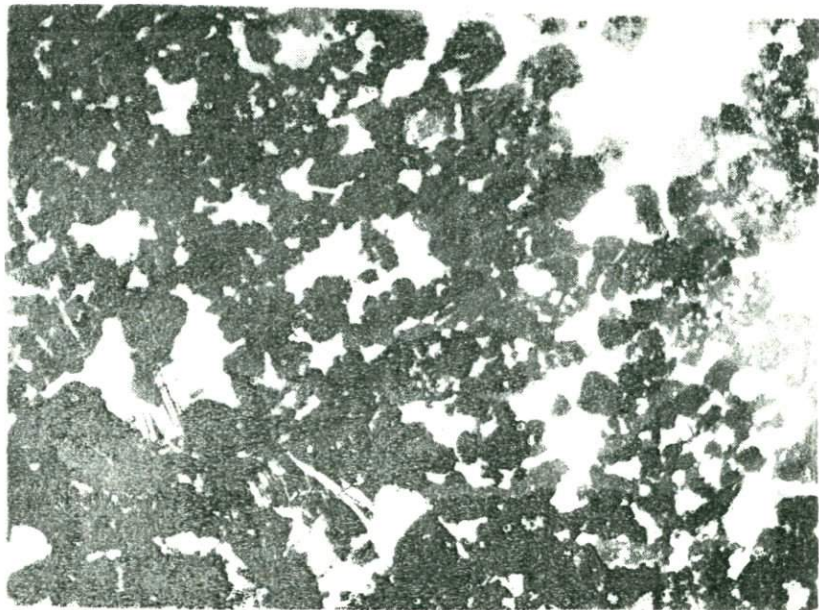


Рис. 18. Известняк сгустково-комковатый.  
Шл. № 122, Туткаул, сеноман. Ув. 23,  
ник. П.

но составляют 63-73 и 3-4%. Эти известняки, по всей вероятности, могли возникнуть в результате жизнедеятельности сверлящих организмов, разложения мелких раковин, процессов перекристаллизации и грануляции, образования тонких скоплений карбоната и взмучивания рыхлого илювого осадка. Судя по некоторым исследованиям (Швецов, 1958), аналогичные породы нередки в природе.

#### Обломочные известняки

Породы данного типа в меловых отложениях исследуемой области развиты незначительно. Рассматриваемые известняки характерны для разрезов Юго-Западного Дарваза и обнаружены только в осадках коньяка и сантона. Среди них выделяются обломочные и органогенно-обломочные петрографические разновидности.

Обломочные известняки обычно сложены терригенными зёрнами кальцита. Размеры обломков от 0,2 до 0,6 мм. Они слабо окатаны и нередко имеют неправильную форму. В зависимости от величины обломочного карбонатного материала различаются мелко-, средне- и крупнообломочные разновидности известняков. Цементирующая масса в основном представлена тонкозернистым (пелитоморфным) кальцитом типа порового выполнения в количестве 10-20%. Кальцита в породах содержится 75-90%, доломита - 3, 5-4, 5%, нерастворимого остатка - 3-15%. Последний чаще состоит из алевритовых и псаммитовых зёрен, главным образом кварца и полевых шпатов, и частично кварцита, которые равномерно распределены в породе, а иногда приурочены к породам и микротрещинам, довольно широко развитым в известняках. Поры и микротрещины, соответственно имеющие величину 1, 0x3, 7x0, 02-0, 16 мм, выполнены среднезернистым кальцитом и разложившимися агрегатами пирита. Известняки содержат пирит также в тонкорассеянном виде. Кроме того, в отдельных случаях

порода целиком пронизана гелефицированным углистым веществом (витреном) и кутикулами, представляющими вытянутую удлиненную форму по напластованию. Нередко в данной разновидности пород развиты оолиты и органогенный детрит, представленный остатками пелещипод и иглокожих, раковинами фораминифер, остракод и скелетными образованиями мшанок.

Органогенно — обломочные известняки, как и вышеописанные собственно обломочные разновидности, типичны для дарвазских разрезов, где они встречаются среди сеноманских, туронских, кампанских отложений и представлены серыми плотными породами. В своем составе содержат от 30 до 60% органических остатков, состоящих из обломков, скелетных образований и раковин фораминифер, остракод, пелещипод, мшанок, реже брахиопод, иглокожих и водорослей (рис. 19). Размеры остатков организмов варьируют в широких пределах — от 0,1 до 4,34 мм. Эти обломки беспорядочно распределены в цементирующей тонкозернистой кальцитовой массе базального типа. Содержание кальцита в органогенно-обломочных известняках — 71,4—89,3%. Примесь доломита составляет 4,5 и нерастворимого остатка — 3,3—17,7%. Как видно из химического состава пород, последние не лишены терригенной примеси, в основном представленной кварцем, зерна которого часто подвержены коррозии кальцитовым цементом. В большинстве случаев известнякиобладают некоторой микротрещиноватостью и пористостью. Поры и пустоты характеризуются размером до 1,9 x 0,53 мм. Микротрещинки имеют сечение до 0,25 мм и извилисты по форме. Пустотно-пористые участки породы всегда выполнены различными минеральными видами, к которым относятся перекристаллизованный кальцит, барит, углистые вещества и пирит. Пирит нередко тонко рассеян в породе или выполняет камеры раковин фораминифер и образует отдельные микроскопические скопления. Характерно также наличие в известняках глауконита, представ-

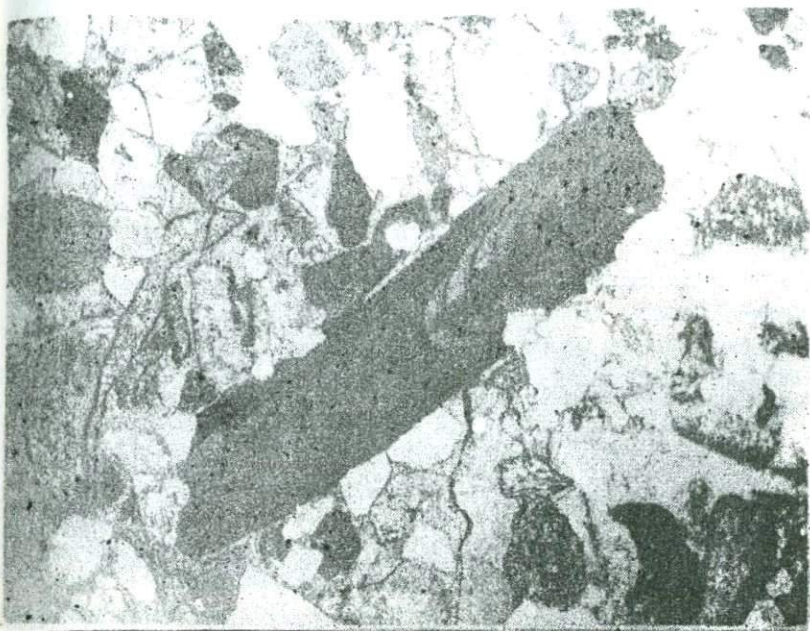


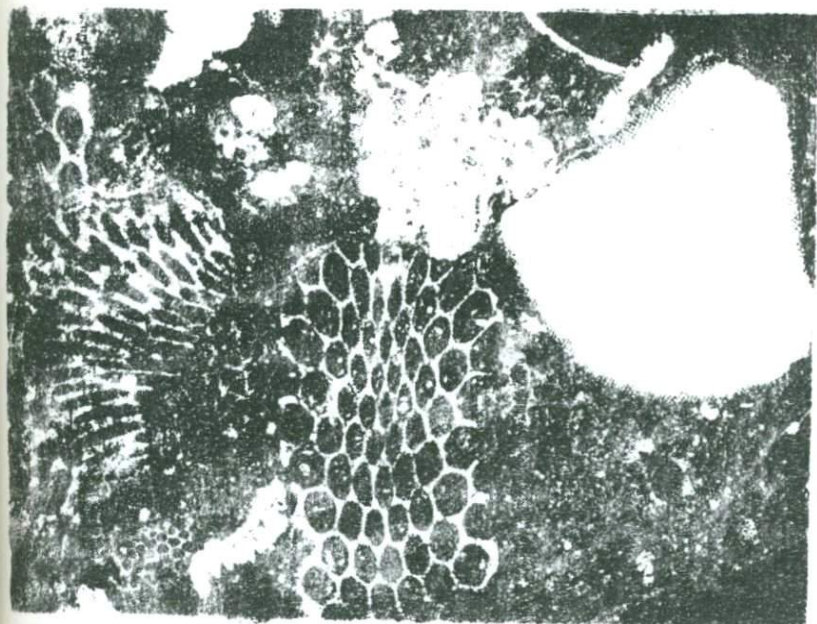
Рис. 19. Известняк органогенно-обломочный,  
с редкими остатками водорослей. Шл. № 674,  
Ровика, сеноман. Ув. 23; ник. II.

ленного как в виде терригенных зерен, так и заполняющего ячейки ветвистых мшанок. По всей видимости, обломочные и органогенно-обломочные известняки образовались в условиях мелководья, о чем свидетельствует наличие терригенного карбоната, плохо окатанного органогенного детрита и примеси алевритовых и псаммитовых частиц.

### Органогенные известняки

Описываемые известняки широко распространены в меловых отложениях. По составу слагающих органических остатков среди них выделяются мшанковые, мшанково-эхинодерматовые, мшанково-водорослевые, рудистовые, пелещиподово-мшанковые, пелещиподово-фораминиферовые, эхинодерматовые, фораминиферовые и фораминиферово-орбитоидные.

Мшанковые известняки наиболее развиты в кампанских и маастрихтских отложениях. Обычно мшанковый состав пород узнается под микроскопом. Обломки мшанок величиной от 0,1 до 2,6 мм. Почти всегда наблюдаются остатки пелещипод, брахиопод, иглокожих и раковин фораминифер (рис. 20). Нередко присутствуют оолиты. Органические остатки сравнительно хорошей сохранности, которая в редких случаях ухудшается за счет перекристаллизации цементирующего тонко- и мелкозернистого карбонатного материала. Последний в известняках составляет 76-95%. Количество доломита и нерастворимого остатка соответственно 4-7 и 1-11,5%. Терригенная примесь представлена кварцем, кварцитом и полевыми шпатами. Иногда в известняках встречаются глауконит и рассеянный пирит. Глауконит часто выполняет ячейки и сетки обломков мшанок. В мшанковых известняках развита микротрещиноватость. Микротрещинки шириной от 0,01 до 0,5 мм секут породу как в одном, так и в разных направлениях, имеют в основном слабо извилистую форму. Они в большинстве случаев открытые, не заполненные минеральным веществом.

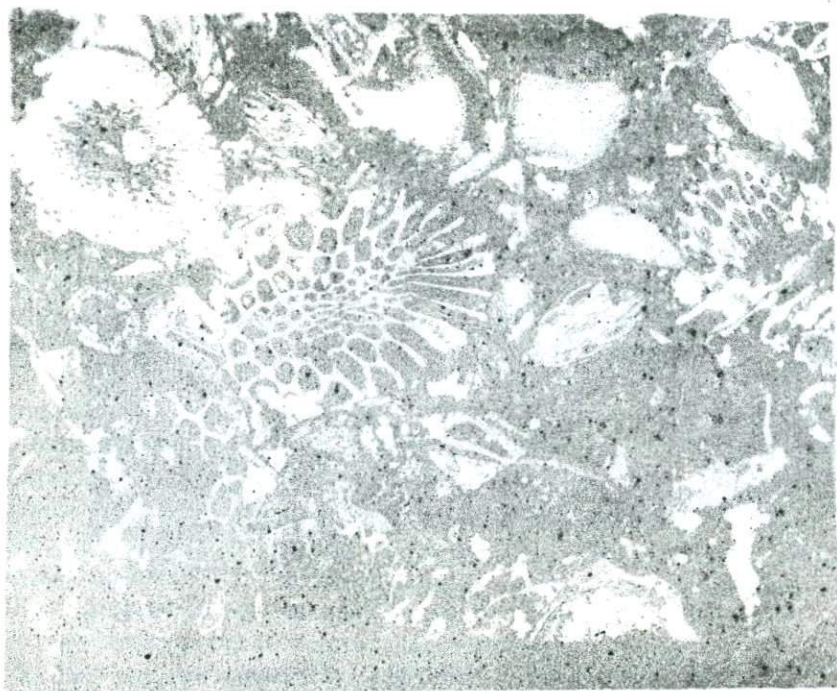


**Рис. 20.** Известняк мшанковый. Шл. № 900, Дашти-гург, маастрихт. Ув. 23, ник. II.

Мшанковые известняки, вероятно, образовались в открытом бассейне с донными течениями. Мшанки, являющиеся хорошими рифостроителями, по мнению В. М. Реймана (1964), в сеноманское, кампанское и маастрихтское время в пределах исследуемого района образовывали крупные биогермы и рифы. По определению этого исследователя, мшанковые и рудистовые известняки маастрихта Юго-Западного Дарваза представляют собой редко встречающийся риф типа берегового.

Мшанково - эхинодерматовые известняки (рис. 21) большей частью приурочены к сеноманским отложениям и с вышеописанными породами по составу связаны постепенными переходами. В из-

вестняках наряду с остатками мшанок в значительном количестве встречаются иглы и обломки иглокожих. В ка-



У Гр. 21. Известняк мшанково-эхинодерматовый. Шд. № 127, Туткауз, сеноман. Ув. 23, ник. П.

честве примеси присутствуют обломки пелеципод, редкие одиночные кораллы, обрывки водорослей и раковин фораминифер. Почти повсеместно обнаруживаются оолиты. Размеры этих организмов от 0,1 до 1,6 мм. Часто они переполняют породу и составляют ее основную массу, промежуток которых выполнен тонкозернистым кальцитом.

Кальцита в описываемой разновидности известняков содержится 83-92%, доломита - 3, 4-4, 5%, терригенной примеси - 3, 5-9, 5%. Последняя представлена алевроито-псаммитовым материалом кварц-полевошпатового состава. Из аутигенных минералов нередко присутствует глауконит, который выполняет камеры редких фораминифер и ячейки мшанок.

Известняки микротрещиноватые. Микротрещинки сечением 0, 01-0, 2 мм, слабо извилистые, иногда прямые по форме, однонаправленные, выполненные мелко- и среднезернистым кальцитом и битумом. Эти известняки, по-видимому, образовались на небольших глубинах, в условиях, аналогичных тем, в которых формировалась предыдущая разновидность пород.

Мшанково - водорослевые известняки (рис. 22) встречаются на тех же стратиграфических уровнях, что и мшанковые разновидности пород, с которыми имеют постепенные переходы. Под микроскопом в породе наблюдаются многочисленные остатки ветвистых и сетчатых мшанок и кораллиновых водорослей (?). Обрывки мшанок по величине крупные - 0, 25-1, 17 мм. Водоросли размером от 0, 11 до 1, 03 мм. Среди органических остатков в известняках часто представлены раковины фораминифер, детрит брахиопод, пелещипод, иглокожих и кораллов. Сравнительно редко обнаруживаются следы роющих организмов, оолитовые и онколитовые образования, а также иглы морских ежей и мелкие обломки остракод. Цементирующая часть породы состоит из тонкозернистого, иногда перекристаллизованного кальцита типа выполнения. По химическому составу описываемые известняки характеризуются содержанием кальцита в количестве 80-90%, доломита - 7% и терригенной нерастворимой примеси не более 4%. Порода имеет частичную трещиноватость. Трещинки узкие (0, 01-0, 05 мм), неизвилистые, однонаправленные, как открытого, так и выполненного мелкозернистым кальцитом типа.



Рис. 22. Известняк мшанково-водорослевый. Шл. № 856, Даштигург, сенман. Ув. 23, ник. II.

Мшанково-водорослевые известняки, вероятно, образовались на небольшой глубине бассейна, в участках с периодическим движением воды.

Рудистовые известняки наиболее широко развиты в кампанских и маастрихтских отложениях Юго-Западного Дарваза, где они образуют массивнослоистые биогермы. По внешнему виду породы зеленовато-серые, коричневые, крепкие, массивные, с колониями рудистов.

Под микроскопом эти остатки занимают почти все поле шлифа (рис. 23). Совместно с рудистами встречаются обломки брахиопод, иглокожих, обрывки мшанок, водорослей, раковин фораминифер и редкие остатки одиночных кораллов. Коричневые рудистовые известняки, в отличие от зеленовато-

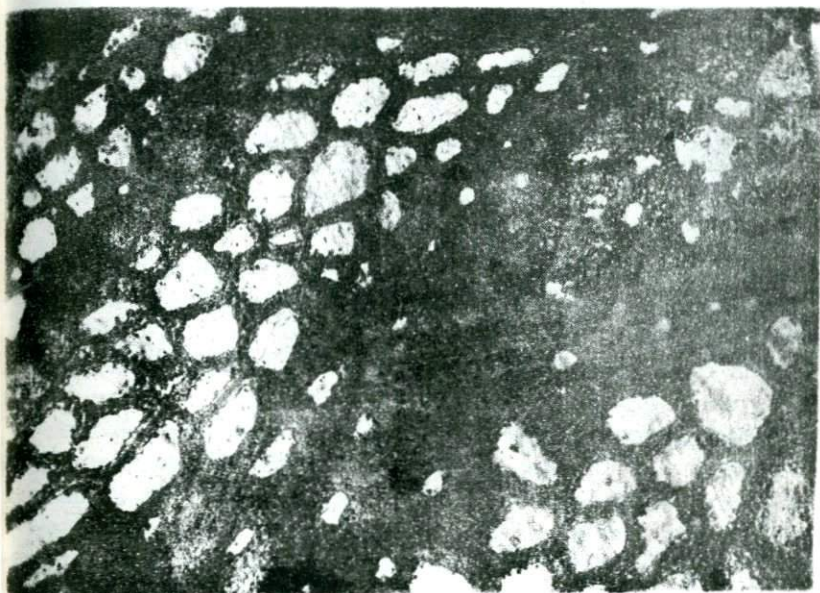


Рис. 23. Известняк рудистовый. Фрагмент ячеистой сетки рудиста. Шл. б/№, Анжиру, маастрихт. Ув. 23, ник. II.

серых пород, содержат значительную примесь глинисто-железистого вещества, которое заполняет пространство между органическими остатками и тем самым выполняет роль цемента. Содержание кальцита в этих известняках 52, 5, доломита — 3%, а нерастворимый остаток и общее количество гидроокислов железа соответственно составляют 33 и 3%. Сероцветные разновидности известняков содержат каль-

цита 87, 5-94%, доломита - 1-5 и нерастворимого остатка 2-4%. В них нередко встречаются аутигенный глауконит и пирит, в большинстве случаев выполняющие ячейки мшанок, камерки фораминифер и сетки водорослей.

Рудистовые известняки характеризуются микротрещиноватостью. Микротрещинки от узких извилистых (0, 01 мм и менее) до относительно широких (0, 25 мм), почти прямых. Преобладающая часть из них открытого типа. Редко они выполнены мелкозернистым кальцитом и гидроокислами железа.

Описываемая разновидность известняков представляет собой биогерм бассейна, по-видимому, образовавшегося на сравнительно небольшой глубине в условиях, благоприятных для обитания колониальных организмов.

Пеллециподово - мшанковые и известняки встречаются небольшими прослоями в отложениях сеномана, турона, коньяка и кампана. В шлифах этих пород обнаружено множество (до 70-80%) разнообразных остатков мелких (0, 03 мм) и крупных (3, 25 мм) организмов, представленных обломками пеллеципод, брахиопод, иглокожих, гастропод, раковинами фораминифер и остракод, обрывками водорослей, одиночных кораллов и редкими иглами морских ежей и морских лилий (рис. 24). Преобладающими среди многочисленных перечисленных форм в известняках являются пеллециподы и мшанки. Цементирующая масса породы состоит из кальцитового пелитоморфного вещества типа выполнения. Иногда наблюдается перекристаллизация карбонатного материала породы, в результате чего сохранность органических остатков довольно резко ухудшается. В некоторых случаях обнаруживаются оолитовые образования округлой, овальной и удлинённой формы, в центре которых чаще всего расположены мелкозернистый кальцит, редко обрывки мшанок, раковины остракод и зерна кварца. Из аутигенных минералов часто встречаются зерна глауконита, иногда выполняющие ячейки мшанок. В строении раковин брахиопод и остатков иглокожих принимает также



Рис. 24. Известняк пеллециподово-мшанковый с оолитами. Шл. № 702, Ровика, коньяк. Ув. 23, ник. II.

участие халцедон. Содержание кальцита в породе 85-95%, доломита - 4-7%, нерастворимого остатка - 1-5%.

Известняки характеризуются некоторой микротрещиноватостью. Микротрещинки сечением 0,05-0,1 мм, слабо извилистой формы и выполнены средне- и мелкозернистым кальцитом. Можно предположить, что описываемая разнообразность известняков образовалась на небольших глубинах в открытом бассейне с наличием донных течений.

Пеллециподово - фораминиферо-вые известняки сравнительно распространены

среди карбонатных пород верхнего сеномана, турона и коньяка. Наблюдаемые под микроскопом органические остатки представлены детритом пелещипод, брахиопод, мшанок и раковин фораминифер и остракод (рис. 25). Размер этих обломков, в преобладающей своей части состоящих из пелещипод и фораминифер, от 0,03 до 0,25 мм. Скрепляющим материалом органогенных образований служит пелитоморфный кальцит преимущественно базального типа, в котором участками присутствуют зерна обломочного доломита до 15%.

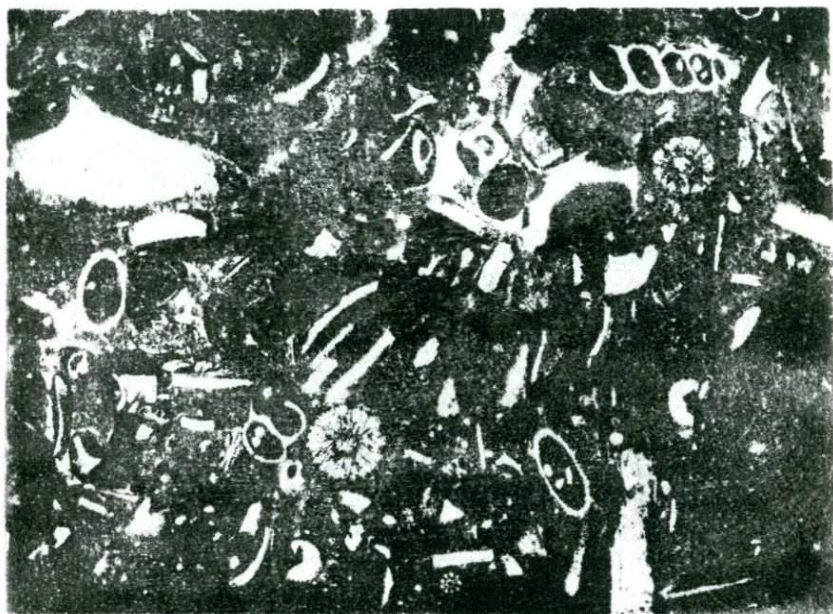


Рис. 25. Известняк пелещиподово-фораминиферовый, с редкими иглами морских ежей и оолитовых образований. Шл. № 852, Даштигург, сеноман, Ув. 23, ник. II.

Кроме того, в качестве примеси содержится относительно небольшое количество (10–12%) глинистого вещества. Иногда в известняках наблюдается наличие пирита, образующего мелкие рассеянные агрегаты. Эти породы слабо трещиноватые. Встречающиеся микротрещины очень узкие (0,02 мм), извилистые, выполнены гидроокислами железа.

Эхинодерматовые известняки (рис. 26) распространены в коньякских отложениях разре-



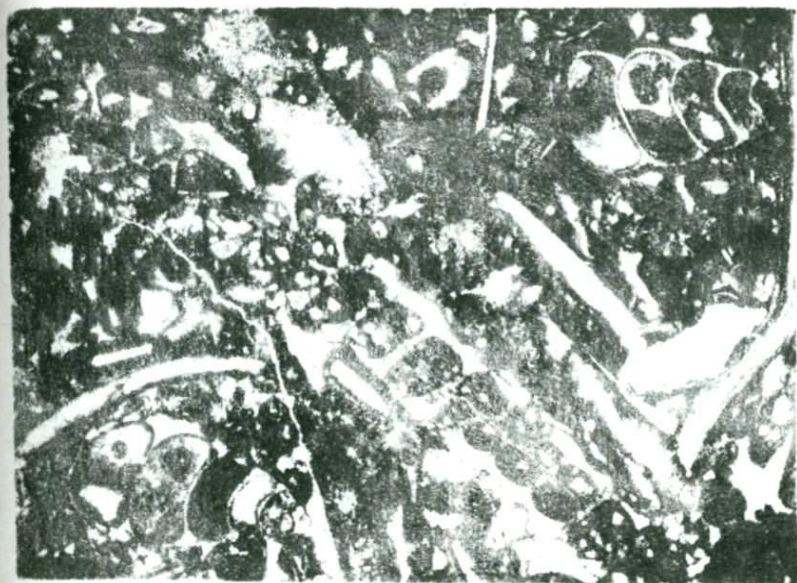
Рис. 26. Известняк эхинодерматовый. Шл. № 880, Даштигург, коньяк. Ув. 23, ник. П.

зов, расположенных в бассейне р. Вахш. Органические остатки, представленные многочисленными обломками иглокожих, имеют угловатую или слабо окатанную форму, иногда плохой сохранности за счет перекристаллизации карбонатно-

го материала. Редки случаи, когда карбонатное вещество органических остатков замещается халцедоном. Наблюдается незначительная примесь обломков раковин брахиопод, скелетов мшанок, обрывков водорослей и остракод. Размеры их обломков 0,03–0,37 мм, а промежутки выполнены в основном пелитоморфным кальцитом базального типа. Содержание кальцита в известняках 84,5–91,0%, доломита – 7–8%, нерастворимого остатка – 1–6%. В шлифах довольно часто обнаруживаются до 0,5 мм микротрещинки, имеющие извилистую, разветвленную форму. По трещинкам наблюдается проникновение железистых соединений и битуминозных веществ.

Описанные разности известняков, по всей вероятности, могли образоваться в результате выноса органогенного и частично терригенного материала из прибрежных участков моря.

Ф о р а м и н и ф е р о в ы е (рис. 27) и з в е с т н я к и распространены в отложенных кампана, особенно в его нижней части. Это обычно сероцветные толстонаслоенные породы, визуальнo почти ничем не отличимые от пелитоморфных неорганогенных известняков. Только в шлифах обнаруживается, что они состоят из тонкозернистой основной кальцитовой массы, в которую заключены многочисленные раковины мелких фораминифер размером 0,11–0,25 мм и остракод величиной 0,1–0,23 мм. Часто также в том или ином количестве присутствует мелкий (0,03–0,5 мм) детрит пелеципод, брахиопод, мшанок, иглокожих. Содержание кальцита в известняках 80–85%, доломита – 4,5–7%, нерастворимого остатка – 7,6–11,7%. Последние в основном состоят из мелкоалевритовых зерен кварца. Иногда наблюдается присутствие пирита, образующего мелкие агрегаты. В породах постоянно встречаются редкие разветвленные, извилистые, узкие (0,02 мм) и почти прямые, однонаправленные, сравнительно широкие (0,25–0,42 мм) микротрещины. Первые выполнены органическим битуминозным веществом, а вторые – среднезернистым кальцитом.



**Рис. 27.** Известняк фораминиферовый с оолитами.  
Шл. № 156, Туткаул, коньяк. Ув. 23, ник. П.

Фораминиферовые известняки, вероятно, образовались в сравнительно удаленных от берега частях морского бассейна, где более или менее спокойно оседали раковины фораминифер и куда мало поступало терригенного материала.

Фораминиферово - орбитоидные известняки могут иметь существенное значение при расчленении кампан-маастрихтских отложений в связи с проявлением орбитоидов в породах верхней части кампана и массовым их развитием в маастрихтских отложениях. Описываемые известняки на 60-80% представлены органическими остатками, среди которых значительная часть принадлежит орбитоидам и другим фораминиферам размером 0, 16-

1, 53 мм (рис. 28). Сохранность раковин зависит от степени перекристаллизации цементирующего карбонатного материала. В породе кроме фораминифер часто присутствует ор-

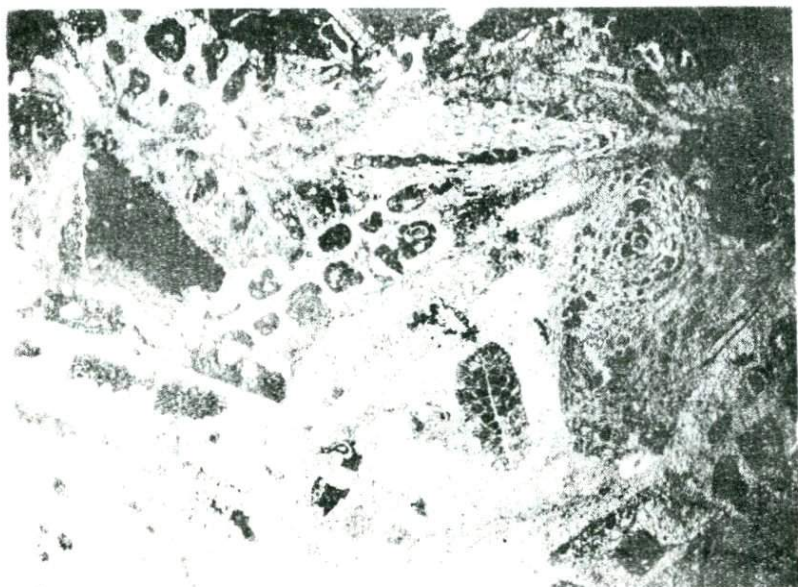


Рис. 28. Известняк фораминиферо-орбитоидный. Шл. № 725. Ровика, маастрихт. Ув. 23, ник. II.

ганогенный детрит, среди которого выделяются остатки мшанок, брахиопод, криноидей, кораллиновых и багряных водорослей типа унгдарелла и спикулы губок. Цемент породы чаще всего состоит из перекристаллизованного от мелко- до крупнозернистой структуры кальцита.

В составе известняков кальцита 84,5—87,5%, доломита 7—8%, нерастворимого остатка 3,7—6,3%. Терригенная примесь незначительна и представлена мелкоалевритовыми зёрнами кварца. Нередко присутствует ширит, обычно выполяющий камеры и ячейки находящихся в породе организмов.

Известняки характеризуются некоторой трещиноватостью. Обнаруженные микротрещинки сечением 0,01–0,13 мм, слабоизвилистые и выполненные среднезернистым кальцитом. Очевидно, формирование этой разновидности известняков происходило в условиях, аналогичных тем, в которых образовались остракодовые породы.

#### Оолитовые известняки

Оолитовые известняки распространены в отложениях ровикинской свиты, среди образований зоны *Sarginula soluni* – *Nezinea asiatica* и в верхней части коньякского яруса. По внешнему виду они представляют собой зеленовато-серый до темно-серого цвета плотный известняк. В зависимости от состава и структуры различаются мелко- и среднеоолитовые, детрито-оолитовые и песчанисто-алевритовые оолитовые известняки.

Основная часть породы состоит из более или менее хорошо отсортированных оолитов округлой, эллипсоидальной, реже неправильно-удлиненной формы размером 0,1–0,3 мм (70–80%; рис. 29). Форма оолитов в большинстве случаев определяется формой первоначального ядра. В ядре оолита обычно находятся тонко- и мелкозернистый карбонат, терригенные зерна кварца, полевых шпатов и обломки органических остатков. По строению оолиты концентрические и радиально-лучистые, образованы чередующимися сравнительно широкими прозрачными относительно узкими темными концентриями, состоящими из карбонатного вещества. Цемент оолитовых известняков типа выполнения и базальный. В первом случае он представлен мелкозернистым, а во втором – перекристаллизованным среднезернистым кальцитом в количестве 10–30%. Общее содержание кальцита в породе 64,5–84,1%, доломита – 4,5–6,0% нерастворимого остатка – 6,5–27%. Последний представлен кварцевыми, реже полевошпатовыми зернами песчано-алевритовой размерности. Из органических остат-

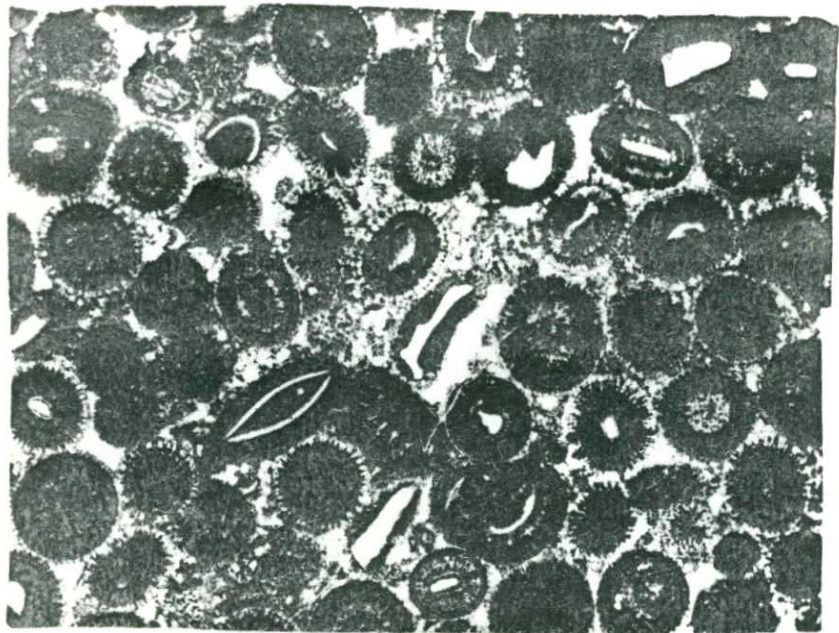


Рис. 29. Известняк оолитовый. Шл. № 127, Туткаул, сеноман, Ув. 23, ник. II.

ков присутствуют обломки иглокожих, пелеципод, брахиопод, обрывки мшанок, раковинки фораминифер и иглы морских ежей. В известняках отмечается наличие глауконита, входящего в ячейки и камеры мшанок и фораминифер. Редки и терригенные его зерна. Порода характеризуется слабой трещиноватостью. Микротрещинки сечением 0,06–0,1 мм однонаправленные, слабоизвилистые по форме и выполнены мелкозернистым кальцитом.

Оолитовые известняки формировались в прибрежной полосе бассейна с теплой водой и постоянным движением водных масс, где раствор карбоната кальция достигал резкого пересыщения.

Таким образом, в составе меловых отложений изученных зон широко представлены различные генетические типы известняков. Одни из них (обломочные, оолитовые, некоторые разновидности органогенных и органогенно-детритовых) образовались в условиях мелководья в подвижной обстановке среды осадконакопления, другие же (чистые разности пелитоморфных известняков, фораминиферово-орбитоидные и др.) — в относительно удаленных от берега частях бассейна. Органогенные разности известняков возникли в обстановке массового накопления в бассейне органических остатков.

Все известняки характеризуются микротрещиноватостью, а некоторые из них и микропористостью, что представляет определенный интерес для оценки их как возможных коллекторов нефти и газа. В этом отношении наиболее благоприятными породами являются обломочные, органогенно-обломочные и собственно тонкозернистые известняки.

#### Д о л о м и т ы

Доломиты в меловых отложениях распространены слабо. Они в небольшом количестве (0, 6-7, 2% от мощности) присутствуют в разрезах альба, сеномана, турона и кампана и лишь в сантоне на их долю приходится 11, 4-14, 0% его мощности; а в одном случае — 36, 6%. Относительное развитие доломитовых пород наблюдается в отложениях мела Хозретишинской зоны Юго-Западного Дарваза. По структурным признакам выделяются две разности доломитовых пород: тонкозернистые и мелкозернистые.

Д о л о м и т ы т о н к о з е р н и с т ы е. Основная масса породы представлена пелитоморфным веществом. По химическому составу является наиболее чистой разновидностью пород, в которых доломит составляет 79, 5%, кальцит — 9, 1%, а терригенная примесь не превышает 6, 2%. Последняя почти исключительно состоит из глинистого материала, причем обнаружено, что некоторое ожелезнение тонкозернистых доломитов зависит от степени их глинистости. По всей породе широко развит тонкорассеянный пирит.

Встречаются угловатые неправильной формы ярко-зеленые зерна глауконита. Нередки случаи нахождения остатков ископаемых организмов, представленных, как правило, в виде детрита.

Описываемые доломиты характерны для меловых разрезов Вахш-Обихингоуской зоны. По-видимому, ее формирование происходило в сравнительно удаленных от областей сноса частях морского бассейна.

Д о л о м и т ы м е л к о з е р н и с т ы е. Доломитовые зерна в основном имеют ромбоэдрическую форму величиной от 0,01 до 0,08 мм. Размер преобладающей части карбоната 0,02 мм. Иногда среди основной мелкозернистой массы присутствуют более крупные обломки доломита размером от 0,08 до 0,47 мм. Остатки ископаемых организмов (до 0,25 мм) незначительны и плохой сохранности. Пирит, столь характерный для тонкозернистой разновидности доломитов, здесь отсутствует или представлен единичными зернами. Значительно меньше также глауконита. В породе всегда отмечается наличие небольшого количества терригенной примеси, состоящей из обломков кварца, роговика и полевого шпата величиной 0,02 - 0,13 мм. По данным химического анализа, на нерастворимую часть породы в среднем приходится 15,5% кальцитовую 6,1% и доломитовую 67,0%.

Мелкозернистые доломиты в разрезе распределены прихотливо и какой-нибудь территориальной приуроченности в их распространении не наблюдается. Однако отсутствие аутигенного пирита и наличие примеси обломочного материала свидетельствуют о мелководном характере среды осадконакопления и сравнительной ее близости к источникам сноса.

Д о л о м и т с п р и м е с ь ю п с а м м и - т о - а л е в р и т о в о г о м а т е р и а л а. Основная карбонатная часть представлена мелкозернистым доломитом (53-58,8%), содержащим значительное количество (21-23%) терригенного материала в виде зерен полевых шпатов, кварца, кислых и средних плагиоклазов, микрокли-

на, кварцита, эффузивов и пр. Полевые шпаты несколько превосходят содержание кварца. Обломки минералов преимущественно угловатой формы, величиной 0,016 до 0,35 мм. В некоторых образцах пород обнаружены желтовато-зеленоватые зерна глауконита, по-видимому, аллотигенного происхождения.

Анализ химического состава описываемых доломитов указывает на некоторую их известковистость с содержанием кальцита 12-14%.

Изученные псаммитово-алевроитовые доломиты развиты исключительно в разрезах Хозретишинской и Обиниоуской зон Юго-Западного Дарваза. Обогащенность их терригенным материалом, некоторое преобладание содержания полевых шпатов над кварцем, низкая степень окатанности обломочных зерен и, наконец, характер распространения этих пород по площади несомненно свидетельствуют о том, что они формировались в относительной близости от континента в мелководной среде осадконакопления.

### М е р г е л и

К мергельным образованиям отнесены породы, состоящие из карбонатно-глинистого вещества. В разрезе они в том или ином количестве встречены почти во всех возрастных подразделениях в составе морских, глинисто-карбонатных и лагунных глинисто-гипсовых отложений. Наибольшая их приуроченность отмечается в альбе, сеномане, туроне и сантоне.

Мергельные породы подразделены нами на известковые и доломитовые, которые отличаются не только составом, но и условиями происхождения. Общей чертой как известковых, так и доломитовых мергелей является наличие примеси терригенного материала алевроитовой размерности, представленного зернами кварца и полевых шпатов, а также минералов группы слюд. Скопление последних нередко придает породе тонкослоистую текстуру. Из ау-

тиггенных минеральных образований присутствует глауконит, постоянно обнаруживаются рассеянный агрегатный пирит и скопления его сферолитовых форм. В некоторых случаях мергели обогащены гидроксидами железа и сульфатами кальция.

Для всех мергельных пород характерна широко развитая микротрещиноватость. Трещинки самые разнообразные как по форме, так и по степени их раскрытости и составу выполненного вещества. Преобладают извилистые и слабоизвилистые, однонаправленные и разветвленные микротрещинки сечением от 0,02 до 0,20 мм открытого типа. В редких случаях они выполнены кальцитом, доломитом, гипсом, железистыми соединениями и скоплением обломочного материала.

**Мергели известковые.** Сюда относятся породы, карбонатная составная часть которых представлена кальцитом. Среди них выделяются мелко- и тонкозернистые, а также мергели с карбонатным материалом обломочного происхождения, причем размер кальцитовых зерен колеблется в пределах величин терригенной примеси, содержащейся в самой породе (обычно 0,05–0,06 мм). Известковые мергели нередко содержат остатки ископаемых организмов. В разрезе они образуют мощность от 0,1 до 5,0 м и залегают среди сероцветных морских глинистых и карбонатных отложений сеномана, турона, коньяка, кампана и маастрихта, являясь как бы переходным типом осадочных пород.

**Мергели доломитовые.** Отличительной особенностью их является то, что карбонат представлен доломитом. Описаны мелко- и тонкозернистые их разновидности, которые обычно лишены органических остатков. Как правило, доломитовые мергели приурочены к регрессивным частям разрезов и залегают среди гипсов и сульфатизированных пород, образуя прослой мощностью от 0,2 до 2,5 м. Стратиграфический диапазон встречаемости рассматриваемых мергелей по сравнению с известковыми типами несколько

шире. Они обнаружены в валанжин-готериве (альмурадская свита), баррем-апте (нижнеокузбулакская свита), верхнем туроне (гармакская свита) и сантоне (акбулакская свита).

### 3. Сульфатные породы

Среди всех типов, принимающих участие в строении мелового разреза, гипсы весьма ограниченно распространены и составляют всего 3,2%. В восточном направлении количество гипсовых прослоев постепенно уменьшается и сужается стратиграфический диапазон их встречаемости. Сульфатных пород в среднем по разрезам Вахш-Обихингоуской зоны содержится 4,0% против 3,4% в Хозретишинской и 2,2% в Обиниоуской зонах, причем наиболее широко они представлены в сантоне.

Во второй главе работы при литолого-стратиграфическом описании меловых отложений приводилась общая характеристика гипсов для тех интервалов разрезов, в которых они были обнаружены. Следует отметить, что для сульфатных пород присуща ограниченная структурная особенность, поэтому возможна характеристика более общих их признаков. Это довольно однородные образования, в большинстве случаев содержащие значительную примесь глинистого материала. В зависимости от степени глинистости среди них встречаются зеленоватые, зеленовато-серые, коричневато-красные, розоватые и рыхлые разности, причем нередко за счет смешивания происходит определенное заимствование окраски, и тогда гипсы приобретают новый цветовой оттенок той породы, с которой находятся в тесном сочетании. Часто в них наблюдается слоистость, обусловленная наличием глинистой примеси, повышенное количество которой придает пласту тонкорассланцованное строение. Мощность отдельных слоев от 0,4-1,0 до 3,5-8,5 м. В составе меловых отложений встречаются также чистые разности этих пород. В отличие от загрязненных глиной они не слоистые, выделяются относительной своей плотностью, волокнистым строением и желваковидной формой. Цвет описываемой разности сульфатных пород в преобладающей части розовый, а мощность их прослоев обычно 0,2-1,0 м.

## 1. У. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В составе меловых отложений принимают участие разнообразные типы терригенных пород от континентального до морского генезиса. Минералогическая характеристика этих образований, конечно, представляет определенный геологический интерес, так как на ее основе проводится районирование территории по терригенным компонентам, определяется местоположение областей размыва и направление привноса обломочного материала. Практическая ценность минералогического анализа заключается в зависимости коллекторских показателей пород от их вещественного состава, а также в успешном использовании последнего при корреляции разрезов скважин. Ниже приводится подробная характеристика минералогического состава меловых пород и особенностей распределения как породообразующих, так и аксессуарных минералов и их ассоциаций, а также типоморфных их модификаций в разрезе и по площади.

### 1. Характеристика пород по составу породообразующих минералов

Классификация мелкообломочных пород меловых отложений производится по схеме, предложенной В. Пейхом (1968, 1969). В работе, во избежание путаниц, не употребляются широко распространенные термины "аркоз" и "граувак" и по количественному соотношению трех основных групп породообразующих компонентов (кварц, полевые шпаты, обломки пород) выделяются четыре (кварцевые, полевошпатовые, лититовые и полимиктовые) группы пород с соответствующими внутри каждой из них типами.

Исследование минералогического состава отложений мелового возраста показывает, что характерной их особенностью является повсеместное, за редким исключением, преобладание кварца над остальными минеральными видами, это подтверждается широким развитием различных типов кварцевых пород, из которых наиболее распространенными являются ме-

зомиктовые с содержанием кварца от 50 до 75% (рис. 30-33). Отложения такого минералогического состава, как правило, характеризуются наличием довольно заметного количества полевых шпатов и обломков пород.

Частота встречаемости мезомиктовых обломочных пород во всех стратиграфических интервалах разрезов Юго-Западного Дарваза постоянно превышает 50% и доходит до 63%, т. е. на их долю всегда приходится более половины обнаруженных и описанных минералогических типов. На западе территории, в пределах Вахш-Обихингоуской зоны, мезомиктовые породы приурочены к нижнему мелу. По вещественному составу обломочные отложения верхнего мела являются более однородными, о чем свидетельствует широкое развитие олигомиктовых пород с содержанием кварца от 75 до 90%.

**В а л а н ж и н - г о т е р и в.** Породы данного стратиграфического интервала на всей изученной территории в целом характеризуются неоднородным минералогическим составом. Здесь наряду с широко распространенными мезомиктовыми кварцевыми породами в большом количестве представлены полимиктовые отложения, среди которых присутствуют полевошпатово-кварцевые, литито-кварцевые и собственно полимиктовые типы. Мезомиктовый тип, занимая преобладающее положение в рассматриваемой области, несколько шире распространен в пределах Вахш-Обихингоуской зоны (55%), чем на Юго-Западном Дарвазе (50%). Частота встречаемости пород полимиктового состава в указанных районах соответственно составляет 35 и 37%, подчеркивая тем самым заметное сходство. Следует отметить, что такое тождество с небольшими отклонениями сохраняется и при сравнении отдельных типов полимиктовых пород. На западе территории на долю полевошпатово-кварцевых отложений приходится 8%, литито-кварцевых - 16% и собственно полимиктовых - 11%. Эти же минералогические типы в Хозретишинской и Обиниоуской зонах образуют соответственно 9-13-15%.

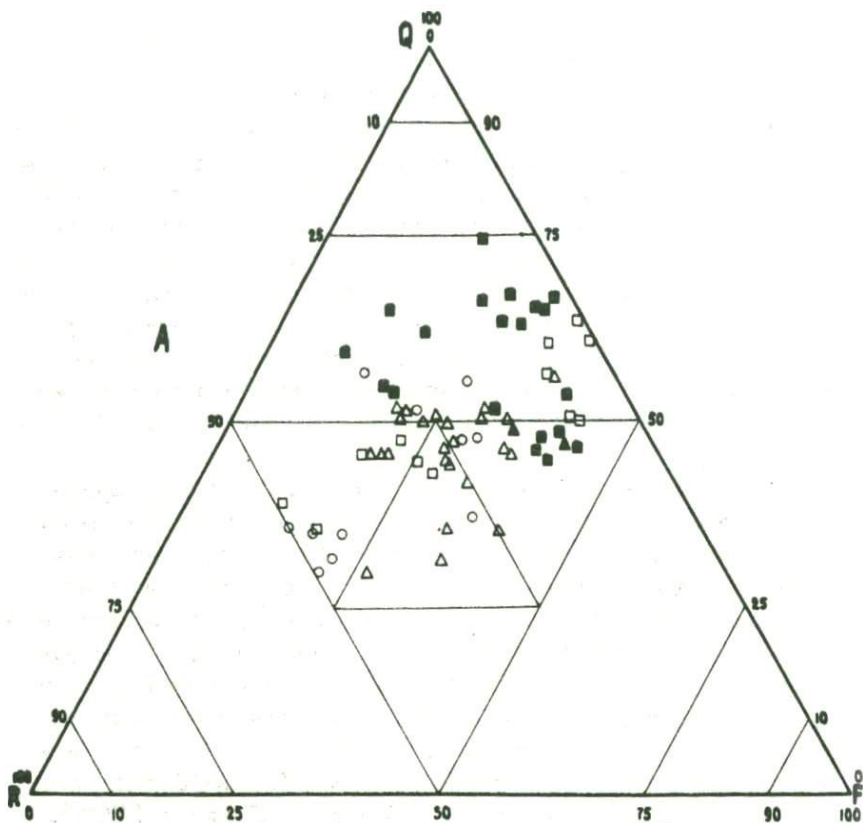


Рис. 30, А. Диаграмма вещественного состава песчаных пород Юго-Западного Дарваза.

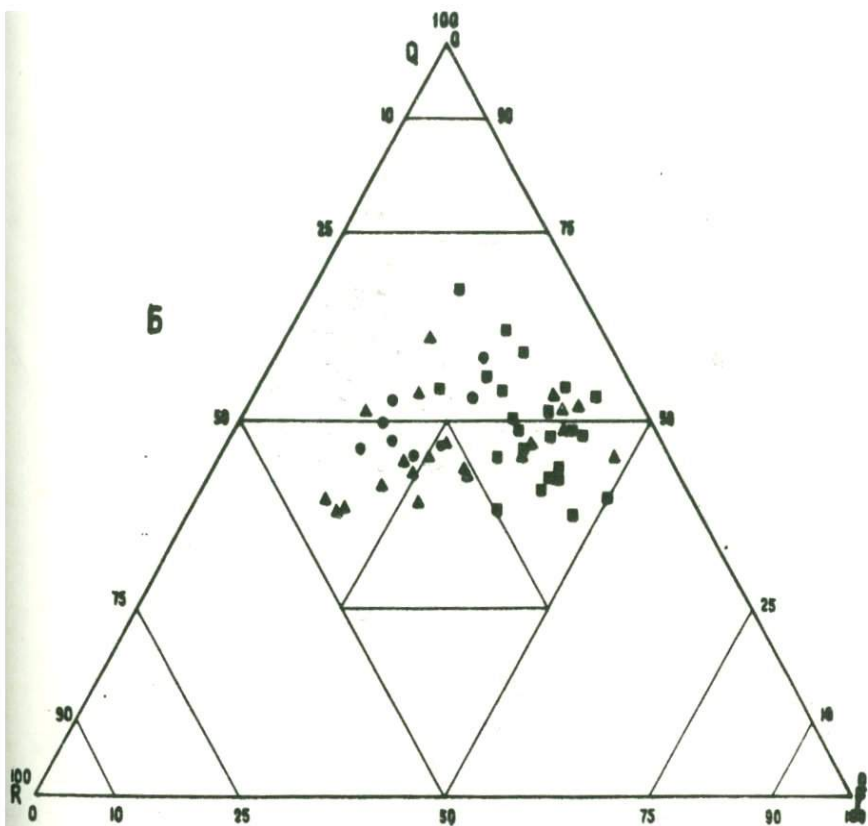


Рис. 30, Б. Диаграмма вещественного состава песчаных пород Вахш-Обихингоуской зоны.

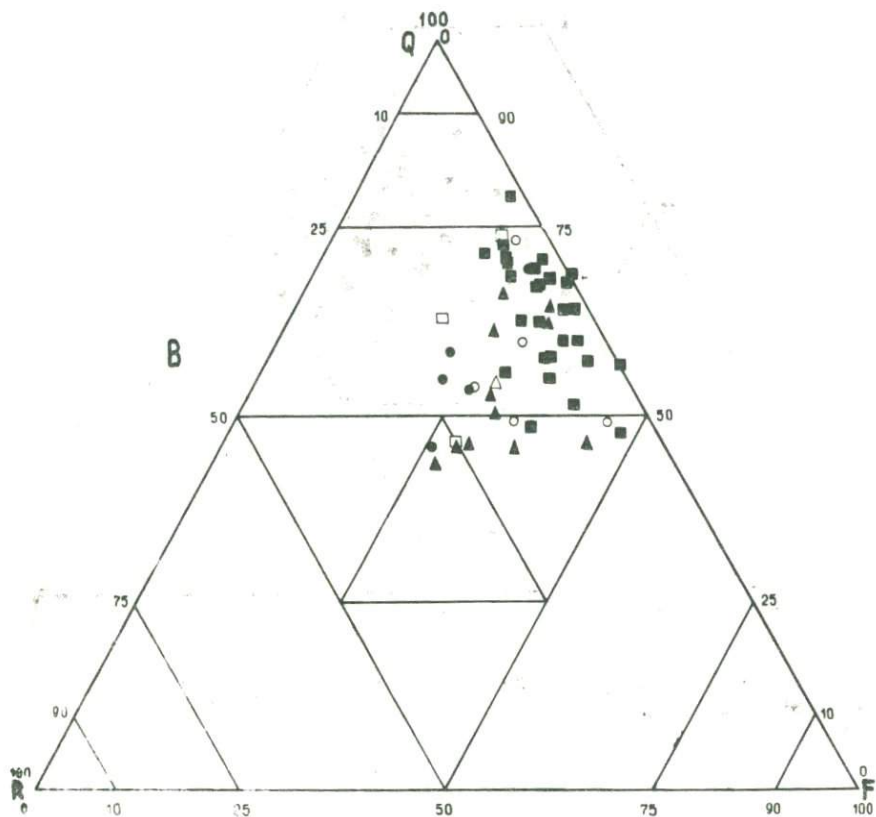


Рис. 31, В. Диаграмма вещественного состава алевритовых пород Юго-Западного Дарваза.

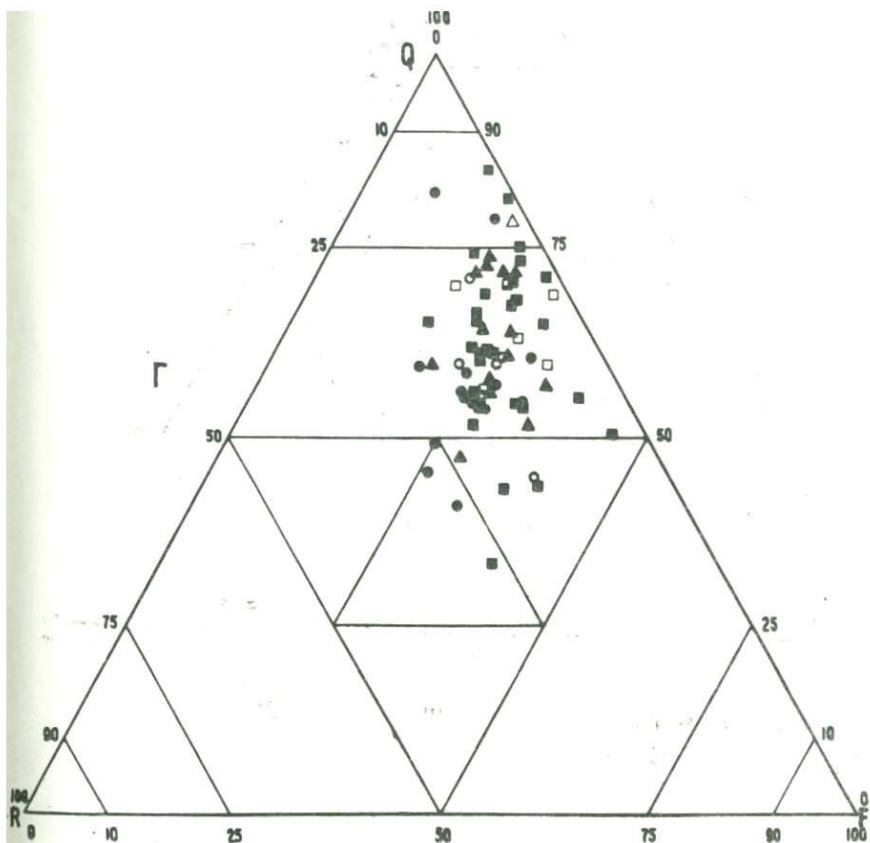


Рис. 31, Г. Диаграмма вещественного состава алевроитовых пород Вахш-Обихингоуской зоны.

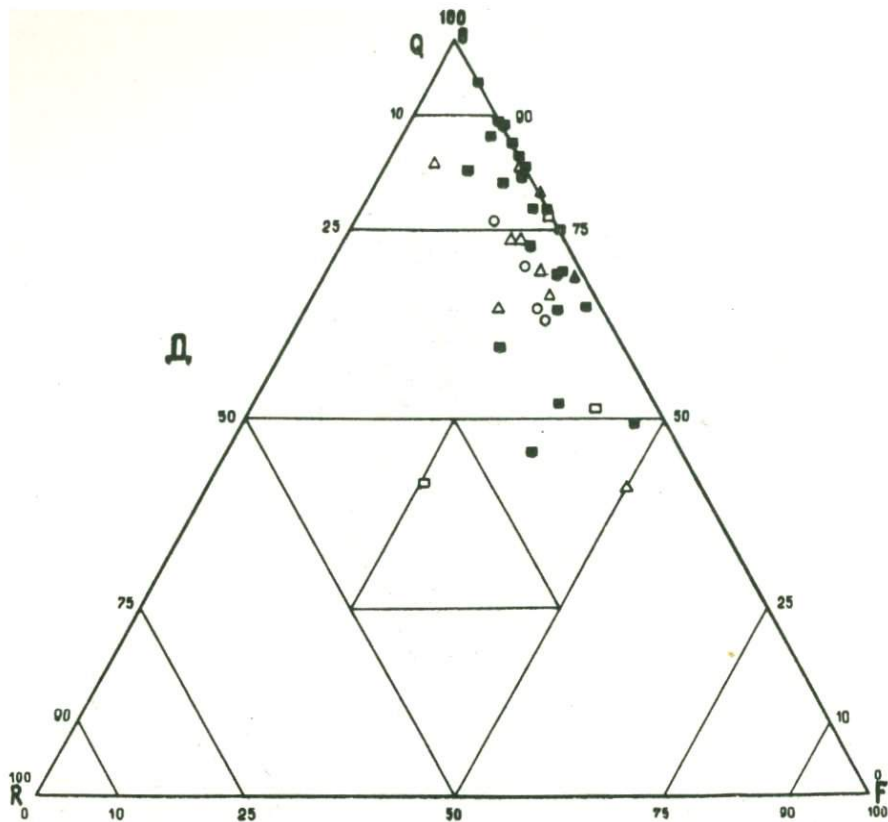


Рис. 32, Д. Диаграмма вещественного состава глинистых пород Юго-Западного Дарваза.

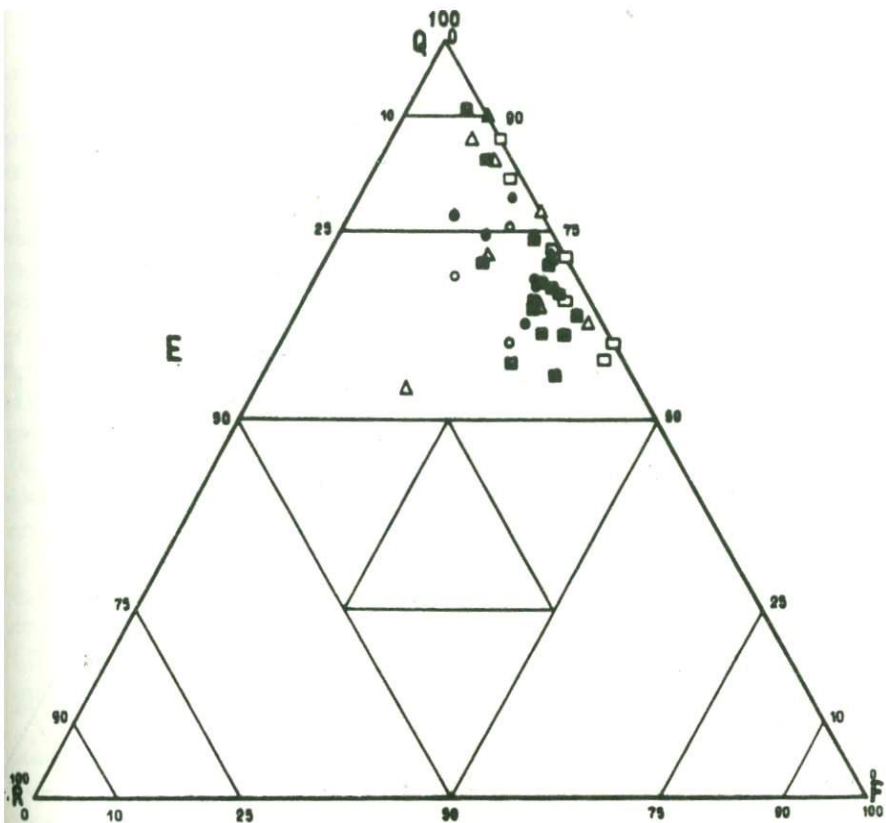


Рис. 32, Е. Диаграмма вещественного состава глинистых пород Вахш-Обихингоуской зоны.

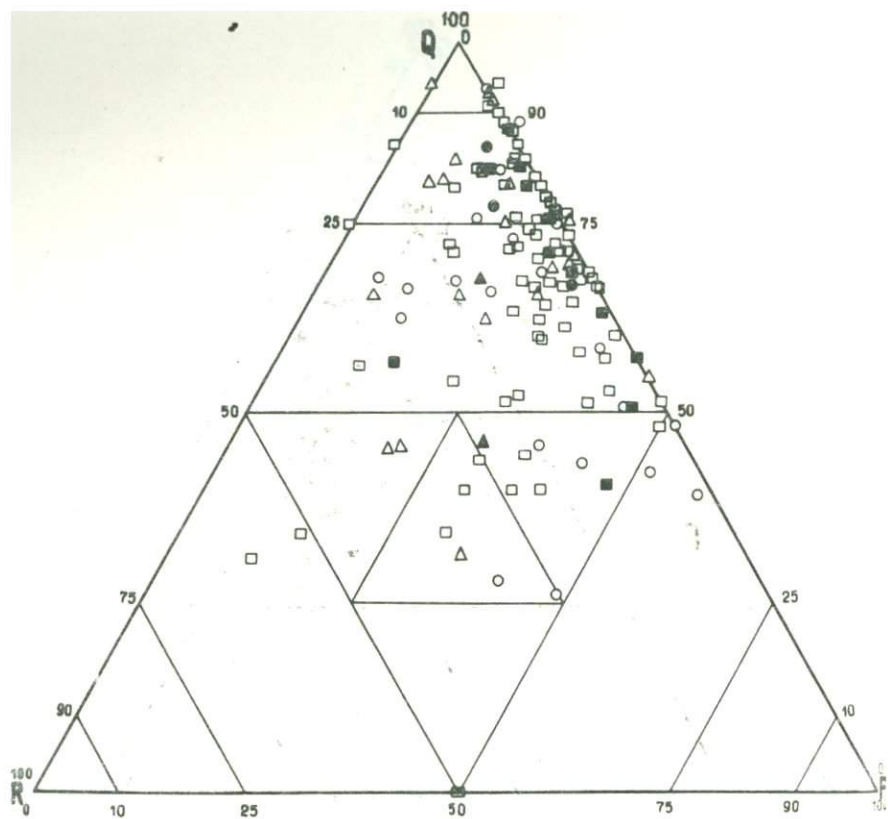


Рис. 33. Диаграмма вещественного состава песчано-алевритовой примеси карбонатных пород.

Анализ распределения породообразующих минералов по отдельным петрографическим типам обломочных пород (табл. 5, 6) показывает, что оно подчинено принципу дифференциации. Так, в ряду песчаник → алевролит → глина содержание кварца постепенно растет, а количество менее устойчивых компонентов (полевые шпаты и обломки различных пород) неуклонно падает. В силу этой закономерности песчаные осадки как более крупнозернистые образования обогащены неустойчивыми минералами по сравнению с мелко- и тонкозернистыми отложениями. Поэтому последние сравнительно резко обеднены этими компонентами и по своему вещественному составу близки или являются мономинеральными с высоким значением величины отношения  $\frac{Q}{F}$  (Q — кварц, F — полевые шпаты), часто именуемого коэффициентом устойчивости. Паттумы занимают промежуточное положение между песчаниками, алевролитами и глинами.

Сравнение результатов минералогического состава двух выделенных районов (см. табл. 5 и 6) показывает, что обломочные породы Преддарвазья богаты полевыми шпатами (27, 1%) и обломками пород (21, 6%) и характеризуются сравнительно невысоким коэффициентом устойчивости (1, 9).

Особенностью отложений Вахш-Обихингоуской зоны является заметное возрастание в них роли кварца (58, 8%) за счет убывания содержания других породообразующих компонентов примерно на 10% и повышения величины вышеназванного коэффициента (2, 5).

**Б а р р е м - а п т.** По минералогическому составу отложения этого возраста несколько отличаются от нижележащих валанжин-готеривских. Здесь широко развиты мезомиктовые породы, составляющие в западных (Вахш-Обихингоуская зона) и восточных (Хозретишинская и Обиниуская зоны) районах до 52%; сравнительно узок набор полимиктовых типов; частота встречаемости полимиктовых пород на западе района составляет 40%. Они представлены литито-кварцевым (21%) и собственно полимиктовым

Таблица 5

Вещественный состав основных петрографических типов обломочных пород  
Хозретишинской и Обиниусской зон Юго-Западного Дарваза

Возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{F}$
		Кварц (Q)	Полевые шпаты (F)	Обломки пород (R)		
Валакжин-готерив	Песчаники	29,9-80,5	21,8-40,2	6,2-50,0	МК	1,8
		50,0(21)	28,3(21)	21,7(21)		
	Алевролиты	46,1-72,2	7,8-38,5	1,4-28,2	МК	2,5
		56,8(8)	22,3(8)	20,9(8)		
	Паттумы	28,7-69,4	26,0-62,5	4,6-33,3	П-КП	1,6
		47,8(13)	30,7(13)	22,1(13)		
	Глины	-	-	-	-	-
		-	-	-		
	Среднее	28,7-80,5	7,8-62,5	1,4-50,0	МК	1,9
		51,5 (42)	27,1(42)	21,6(42)		
Баррем-ант	Песчаники	29,9-56,0	19,6-42,7	7,0-43,9	П-КП	1,5
		47,4(24)	32,6(24)	20,0(24)		
	Алевролиты	43,9-66,1	24,2-47,3	2,0-29,8	МК	1,7
		53,1(4)	31,1(14)	15,8(4)		
	Паттумы	42,0-72,6	19,5-61,1	1,8-32,3	МК	2,2
		56,3(7)	25,9(7)	17,7(7)		
	Глины	66,1-79,3	20,7-30,2	1,0-5,3	МК	2,7
		71,4(3)	26,5(3)	2,1(3)		
	Среднее	29,9-72,3	19,5-61,1	1,0-43,9	МК	2,0
		57,1(48)	29,0(48)	13,9(48)		

Продолжение таблицы 5

Возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{P}$	
		Кварц (Q)	Полевые шпаты (F)	Обломки пород (R)			
А Л Ь О	Песчаники	37,9-67,5	17,6-49,9	5,8-24,0	II-III	1,3	
		49,3(23)	36,8(23)	14,6(23)			
	Алевролиты	31,1-85,0	3,7-45,2	0,9-27,2	МК	2,3	
		62,1(31) 38,5-75,6	26,7(31) 16,5-52,2	10,9(31) 1,8-33,6			
	Патгумы	53,5(32)	32,7(32)	14,1(32)	МК	1,7	
		56,1-91,5	6,1-42,6	1,9-11,1			
	Глины	68,3(15) 31,1-91,5	26,4(15) 3,7-52,2	5,3(15) 0,9-33,6	МК	2,6	
		58,3(10I)	30,6(10I)	11,2(10I)			
	С Е Н О М Е Н	Песчаники	47,6-66,5	22,0-45,2	8,7-30,2	МК	1,9
			58,4(4)	31,5(4)	10,1(4)		
Алевролиты		47,6-73,5	11,5-29,1	4,4-19,2	МК	2,4	
		58,0(7)	24,1(7)	10,5(7)			
Патгумы		41,2-66,7	19,6-37,3	15,4-37,6	II-III	1,8	
		49,1(7)	27,4(7)	23,5(7)			
Глины		63,3-76,1	13,5-29,5	6,5-7,8	МК	3,2	
		68,6(4) 41,2-76,1	21,2(4) 11,5-45,2	7,2(4) 4,4-37,6			
Среднее		58,5(22)	26,1(22)	15,4(22)	МК	2,2	

Продолжение таблицы 5

Возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{F}$
		Кварц (Q)	Полевые шпаты (F)	Обломки пород (R)		
Турон	Песчаники	50,4	30,6	19,0	МК	1,7
	Алевролиты	<u>54,5-63,9</u>	<u>24,9-29,1</u>	<u>11,2-16,4</u>	МК	2,2
	Паттумы	<u>53,2(2)</u>	<u>27,4(2)</u>	<u>13,6(2)</u>	II-KII	1,2
		<u>37,7-56,2</u>	<u>36,7-41,2</u>	<u>8,4-21,1</u>		
	Глины	<u>47,3(2)</u>	<u>38,3(2)</u>	<u>13,7(2)</u>	МК	3,0
		<u>41,0-63,5</u>	<u>4,8-50,0</u>	<u>0,8-11,6</u>		
среднее	<u>63,9(7)</u>	<u>22,8(7)</u>	<u>7,1(7)</u>	МК	3,0	
	<u>37,7-53,9</u>	<u>4,8-50,0</u>	<u>0,8-21,1</u>	МК	2,0	
	Песчаники	<u>36,7(12)</u>	<u>29,8(12)</u>	<u>13,4(12)</u>	-	-
Сенон	Алевролиты	<u>41,5-76,7</u>	<u>23,3-40,9</u>	<u>5,5-25,2</u>	МК	2,0
		<u>56,6(3)</u>	<u>29,9(3)</u>	<u>16,4(3)</u>		
	Паттумы	<u>46,9-74,1</u>	<u>18,4-27,9</u>	<u>1,1-32,8</u>	МК	2,8
		<u>61,4(3)</u>	<u>22,2(3)</u>	<u>13,8(3)</u>		
	Среднее	<u>41,5-76,7</u>	<u>18,4-40,9</u>	<u>1,1-32,8</u>	МК	2,3
	<u>59,0(6)</u>	<u>26,0(3)</u>	<u>15,1(3)</u>			

Примечание. МК - мезомиктовый кварцевый; П-МК - полево шпатово-кварцевый полимиктовый; ОК - олигомиктовый кварцевый; СП - собственно полимиктовый; Л-КП - литито-кварцевый полимиктовый.

Таблица 6

Вещественный состав основных петрографических типов обломочных пород  
Валли-Обихингоуской зоны

Возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{F}$
		Кварц ( Q )	Полевые шпаты ( F )	Обломки пород ( R )		
Валанжин-готерив	Песчаники	<u>45,1-74,0</u>	<u>16,5-27,0</u>	<u>3,1-36,7</u>	МК	2,1
		52,7(9)	25,0(9)	22,3(9)		
	Алевролиты	<u>41,1-79,5</u>	<u>8,1-32,8</u>	<u>8,7-28,1</u>	МК	2,6
		57,5(15)	22,0(15)	20,5(15)		
	Паттумы	<u>38,6-75,2</u>	<u>16,0-39,9</u>	<u>4,7-32,9</u>	МК	2,1
		53,2(18)	25,5(18)	21,5(18)		
	Глины	<u>60,3-79,5</u>	<u>12,1-28,0</u>	<u>2,2-10,4</u>	МК	3,4
		71,9(6)	21,4(6)	6,6(6)		
	Среднее	<u>38,6-79,5</u>	<u>8,1-39,9</u>	<u>2,2-36,7</u>	МК	2,5
		58,8(48)	23,4(48)	17,8(48)		
Барром-ант	Песчаники	<u>38,2-61,6</u>	<u>14,7-31,1</u>	<u>6,4-44,7</u>	СП	1,6
		46,4(21)	28,5(21)	25,3(21)		
	Алевролиты	<u>47,9-74,0</u>	<u>19,2-34,9</u>	<u>4,6-23,4</u>	МК	2,4
		62,5(15)	25,6(15)	11,6(15)		
	Паттумы	<u>28,6-65,5</u>	<u>12,6-39,2</u>	<u>8,1-43,9</u>	МК	2,0
		51,7(18)	25,6(18)	22,6(18)		
	Глины	<u>54,5-90,0</u>	<u>9,7-18,9</u>	<u>9,3-28,9</u>	МК	4,6
		72,2(3)	15,5(3)	12,7(3)		
	Среднее	<u>28,6-90,0</u>	<u>9,7-39,2</u>	<u>4,6-44,7</u>	МК	2,4
		58,2(57)	23,8(57)	18,0(57)		

Продолжение таблицы 6.

возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{F}$
		Кварц (Q)	Полевые шпаты (F)	Обломки пород (R)		
А л ь о	Песчаники	<u>35,4-75,2</u>	<u>18,8-44,6</u>	<u>0,8-49,1</u>	МК	1,8
		55,9(31)	30,5(31)	13,6(31)		
	Алевролиты	<u>48,0-79,2</u>	<u>9,7-44,0</u>	<u>1,1-14,9</u>	МК	2,3
		63,8(31)	28,0(31)	8,2(31)		
	Паттумы	<u>36,7-39,0</u>	<u>6,8-58,8</u>	<u>0,5-21,8</u>	МК	1,5
		52,8(17)	34,3(17)	12,9(17)		
	Глины	<u>45,5-94,6</u>	<u>5,4-46,5</u>	<u>1,6-28,4</u>	ОМ	3,5
		75,0(24)	21,0(24)	4,0(24)		
	Среднее	<u>35,4-94,5</u>	<u>5,4-58,8</u>	<u>0,5-49,1</u>	МК	2,2
		61,9(103)	28,5(103)	9,8(103)		
Сеноман	Песчаники	-	-	-	-	-
	Алевролиты	<u>73,5-76,4</u>	<u>18,1-20,2</u>	<u>4,5-7,1</u>	ОК	4,0
		75,0(2)	19,2(2)	5,8(2)		
	Паттумы	<u>45,0-71,6</u>	<u>18,4-39,0</u>	<u>11,0-51,6</u>	МК	2,5
		59,9(5)	26,6(5)	13,5(5)		
	Глины	<u>76,3-83,8</u>	<u>14,8-16,0</u>	<u>3,7-5,3</u>	ОК	5,3
		80,1(2)	15,4(2)	4,5(2)		
	Среднее	<u>45,0-76,3</u>	<u>14,8-39,0</u>	<u>3,7-51,6</u>	МК	3,5
		71,7(9)	20,4(9)	8,0(9)		

Продолжение таблицы 6

Возраст	Порода	Содержание, %			Минералогический тип	Коэффициент $\frac{Q}{F}$
		Кварц (Q)	Полевые шпаты (F)	Обломки пород (R)		
Гурон	Песчаники	-	-	-	-	-
	Алевриты	78,1	20,1	1,8	OK	3,9
	Паттумы	-	-	-	-	-
	Глины	<u>63,0-87,1</u>	<u>9,7-35,1</u>	<u>1,6-6,5</u>	OK	3,8
	Среднее	75,0(7)	20,7(7)	2,5(7)		
		<u>63,0-67,1</u>	<u>9,7-35,1</u>	<u>1,6-6,5</u>	OK	3,8
	76,5(8)	20,4(8)	2,1(8)			
Сенон	Песчаники	-	-	-	-	-
	Алевриты	<u>58,1-87,5</u>	<u>11,9-39,9</u>	<u>0,5-5,5</u>	МК	3,1
	Паттумы	73,5(4)	23,9(4)	2,6(4)		
		<u>56,6-70,5</u>	<u>17,2-32,7</u>	<u>1,1-16,3</u>	МК	2,5
	Глины	65,1(5)	26,1(5)	8,8(5)		
		<u>74,4-90,5</u>	<u>3,1-20,6</u>	<u>4,9-6,3</u>	OK	6,9
Среднее	82,5(2)	11,9(2)	5,6(2)			
	<u>56,6-90,5</u>	<u>3,1-39,9</u>	<u>0,5-16,3</u>	OK	3,6	
	73,7(11)	20,6(11)	5,5(11)			

(19%) типами, а на востоке — отложениями полевошпатово-кварцевого (22%) и собственно полимиктового (26%) состава. Следовательно, разрезы западной части исследуемой территории могут быть отнесены к мезомиктово-кварцевой и литито-кварцевой полимиктовой, а осадки Юго-Западного Дарваза — к мезомиктово-кварцевой и полевошпатово-кварцевой полимиктовой ассоциации со значительным распространением собственно полимиктовых пород.

Распределение породообразующих минералов происходит дифференцированно — в зависимости от структурного состава обломочных пород. Крупнозернистые их разности отличаются наибольшим содержанием неустойчивых компонентов, которые по мере перехода к более тонкозернистым отложениям неуклонно уменьшаются. Подтверждением этого является повышенное количество полевых шпатов и обломков пород в песчаниках западных (28, 5% и 25, 3) и восточных (32, 6 и 20, 0%) районов. Такие породы не характеризуются высокими значениями отношения  $\frac{Q}{F}$ , и, оно, как правило, не превышает 2. В восточных разрезах алевролиты по содержанию полевых шпатов (31, 1%) почти ничем не разнятся от песчаников, вследствие чего величина  $\frac{Q}{F}$  также остается довольно низкой. Глины резко обогащены кварцем (71, 4—72, 2%). В глинистых отложениях Вахш-Обихингоуской зоны как полевых шпатов (15, 5%), так и обломков пород (12, 3%) содержится пониженное количество. По вещественному составу породы приближаются к олигомиктовым образованиям, что четко фиксируется высоким значением коэффициента устойчивости (4, 66). В целом баррем-аптские отложения наряду с общим повышением содержания кварца характеризуются наличием большого количества полевых шпатов на востоке исследованной области и обломков пород в западных разрезах, что может служить основанием при районировании по вещественному составу.

А л ь б. Отложения альбского возраста по набору минералогических ассоциаций, принимающих участие в

формировании их вещественного состава, резко отличаются от нижележащих образований. В подавляющем большинстве случаев породы представлены мезомиктовым и олигомиктовым кварцевыми типами, на долю которых в Преддарвазье приходится 79%, а на западе территории — 92%. Кроме того, в разрезах альба восточных районов подмечено присутствие полевошпатово-кварцевых полимиктовых пород (11%), не обнаруженных на остальной части изученной области.

Количественное соотношение минеральных видов в петрографически различных типах пород подчинено принципам механической дифференциации: кварц как наиболее устойчивый минерал концентрируется в глинистых осадках. Полевые шпаты и обломки пород, наоборот, максимально приурочены к песчаным отложениям. Последние в Хозретишинской и Обиниуской зонах Юго-Западного Дарваза являются полимиктовыми по составу и представлены полевошпатово-кварцевой разновидностью (Q — 49,3%, F — 36,8%, R — 14,1%). Коэффициент устойчивости приобретает весьма низкое (1,3) значение. В алевролитах и глинах происходит заметное повышение содержания кварца — от 62,1% до 68,3%. В то же время зерна полевых шпатов, несколько снижаясь в количестве, образуют все-таки высокие концентрации (27,0—26,4%). Обломки пород варьируют от 10,9% в алевритовых осадках до 5,3% в глинистых.

Для альбских отложений Вахш-Обихингоуской зоны характерно почти полное отсутствие полимиктовых пород. На востоке же территории песчаники по составу являются мезомиктовыми с содержанием кварца 55,9% и величиной отношения  $\frac{Q}{F} = 1,8$ . В алевролитах кварц составляет 63,3%, а в глинах доходит до 75,0%. Значение  $\frac{Q}{F}$  для глинистых пород становится весьма высоким (3,5), тогда как в восточной части района оно равнялось 2,6. Паттумы по соотношению породобразующих минералов как в западных, так и в восточных разрезах почти идентичны.

В целом альбские отложения могут быть охарактеризованы как существенно кварцевые. В качестве подчиненного компонента присутствует большое количество полевых шпатов, которые в разрезах Преддарвазья заметно изменяют минералогический состав пород.

**С е н о м а н.** В сеноманское время в пределах изученной области происходит формирование пород преимущественно мезомиктового кварцевого состава. Однако в разрезе сеномана принимают также участие отложения, характеризующиеся полимиктовым, олигомиктовым и собственно кварцевым составом. При этом следует отметить, что полимиктовая ассоциация наиболее развита в пределах восточных (Хозретишинской и Обиниоуской) зон, а олигомиктовая и собственно кварцевая — в разрезах Вахш-Обихингоуской зоны. Эти различия в той или иной степени отражаются и на распределении порообразующих компонентов в конкретных петрографических типах пород указанных районов. Так, песчано-глинистые отложения западной части изученной области резко обогащены кварцем, при заметном убывании количества зерен полевых шпатов и обломков пород. Вещественный состав алевролитов — типично олигомиктовый ( $Q = 75, 0\%$ ,  $F = 19, 2\%$ ,  $R = 5, 8\%$ ), а коэффициент устойчивости приобретает высокое значение ( $4, 0\%$ ). Глины представляют мономинеральные образования с повышенной концентрацией кварца ( $80, 1\%$ ) и низким содержанием неустойчивых минералов (полевых шпатов  $15, 4\%$  и обломков пород  $4, 5\%$ ). Паттумы в отличие от таких же пород Юго-Западного Дарваза мезомиктовые ( $Q = 59, 9\%$ ,  $F = 26, 6\%$ ,  $R = 13, 5\%$ ).

Коротко характеризуя весь разрез сеномана, можно отметить, что с запада на восток происходит смена минералогического состава отложений от мономинерального к более пестрому типу, сопровождающемуся уменьшением величины коэффициента устойчивости от  $3, 5$  до  $2, 2$ .

**Т у р о н.** В туронское время состав осадков претерпевает существенное изменение. Это в равной степени относится как к минеральному веществу слагающих их компо-

ентов, так и к особенностям литологического состава. В последнем большая роль начинает принадлежать глинистым образованиям, занимающим доминирующее положение на всей исследованной области. Тем не менее на фоне общей глинистости разреза в пределах Хозретишинской и Обиниуской зон развиты и другие структурные типы пород (песчаники, паттумы), отсутствующие в остальной части территории. По соотношению породообразующих минералов эти отложения являются преимущественно мезомиктовыми кварцевыми (63%). Олигомиктовый кварцевый тип (27%) в основном встречается среди глин. При формировании описываемых осадков в Вахш-Обихингоуской зоне главным образом принимают участие те же минералогические ассоциации, но в отличие от восточных разрезов здесь в преобладающем числе случаев (60%) породы характеризуются олигомиктовым составом, а мезомиктовые резко подчинены (30%). Для всего разреза характерна высокая величина отношения  $\frac{Q}{F} = 3,8$ . Песчано-глинистые породы Преддарвазья обладают относительно низкими значениями этого коэффициента (1, 2-3, 0%), что указывает не только на значительную роль неустойчивых компонентов, но и на довольно пестрый минералогический состав самих осадков.

Таким образом, вещественный состав туронских осадков не остается постоянным в пределах изучаемой области, а изменяется по мере приближения к областям сноса (или удаления от них), и, очевидно, контролируется литологическим составом слагающих пород.

**С е н о н.** По минералогическому составу терригенные породы сенона существенно не отличаются от туронских отложений. Некоторые отличия носят не столько качественный, сколько количественный характер: на общем фоне преобладания мезомиктовых и олигомиктовых пород соотношение частот их встречаемости во всех зонах исследованной области не остается постоянным.

На территории Юго-Западного Дарваза мезомиктовые кварцевые (56%) породы заметно преобладают над олигомик-

товыми (34%). Иная картина наблюдается в других районах, где также развит преимущественно кварцевый тип осадков. Здесь главенствующая роль начинает принадлежать олигомиктовым (52%) кварцевым образованиям. Породы с мезомиктовым кварцевым составом имеют подчиненное значение (39%).

Анализ распределения породообразующих минералов по отдельным литологическим типам пород Преддарвазья показывает, что глинистые отложения обогащены кварцем больше (61, 4%), чем алевритовые (56, 6%). Содержание полевых шпатов и обломков пород в среднем колеблется в пределах 22, 2-29, 9% и 13, 8-16, 4% соответственно с некоторым падением их количества в глинах. Аналогичный характер распространения минеральных видов сохраняется для различных пород Вахш-Обихингоуской зоны на западе, но они характеризуются высокими концентрациями (до 90, 5%) кварца и резким убыванием обломков пород (5, 5%). Среднее содержание кварца по мере уменьшения размера обломочной части пород растет от 73, 5 (алевролиты) до 82, 5% (глины), коэффициент устойчивости изменяется от 3, 1 до 6, 9.

В целом по соотношению и набору породообразующих компонентов, принимающих участие в формировании вещественного состава как сенонских, так и других отложений, вся исследованная территория четко разделяется на отдельные терригенно-минералогические зоны (см. третий раздел этой главы).

Изучение минералогического состава глинистых пород (фракция  $< 0, 01$  мм) показывает, что последние относятся к полиминеральным образованиям, в которых глинистые минералы составляют сложные ассоциации. Здесь при преобладающей роли гидрослюд в разных соотношениях присутствуют монтмориллонит, хлорит и каолинит. Наиболее часто обнаруживается сочетание гидрослюды с монтмориллонитом, где они совместно формируют минерал смешанно-слойной структуры.

Смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого типа диагностируются с помощью рентгено-структурного анализа. На дифрактограммах они представлены довольно четкими максимумами и охватывают широкий диапазон малых углов до рефлекса  $10 \text{ \AA}$  гидрослюды. На рентгенограммах ориентированных препаратов они фиксируются по рефлексам  $10, 3-11, 2 \text{ \AA}$  (рис. 34), т. е. меньше значений базальных рефлексов монтмориллонита, но больше, чем соответствующее базальное отражение гидрослюды ( $10 \text{ \AA}$ ). В препаратах, насыщенных глицерином, положения этих отражений сдвигаются в сторону малых углов и приобретают значения межплоскостных расстояний  $11, 1-13, 5 \text{ \AA}$ . Наличие указанных рефлексов и отсутствие пика  $17 \text{ \AA}$  после насыщения образца глицерином свидетельствует о преобладании в смешаннослойных образованиях гидрослюдистых пакетов. Минералы смешаннослойной структуры морфологически очень сходны с кристаллами монтмориллонита, в связи с чем весьма трудна их диагностика по снимкам электронного микроскопа. Изучение микроснимков показало, что минералы представляют собой кристаллы, похожие на хлопьевидные агрегаты в виде облака с размытыми краями.

В глинистых породах мелового возраста смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава широко распространены. Глины данного типа за редким исключением обнаружены во всех стратиграфических подразделениях мелового разреза. Однако наибольшая частота встречаемости данного материала связана с сероцветными глинистыми отложениями альба и верхнего мела.

Гидрослюда является основным компонентом во всех типах глинистых пород. На дифрактограммах гидрослюда диагностируется по базальным рефлексам  $9, 9-10 \text{ \AA}$  и  $4, 9-5, 0 \text{ \AA}$ , не изменяющим положения



линий после насыщения глицерином. В некоторых образцах величина этих отражений варьирует в пределах от 9,91 до 10,2 Å и от 4,81 до 5,07 Å. Указанные значения базальных рефлексов, а также пределы их колебаний характерны для диоктаэдрической гидрослюдой модификации 2 М.

На электронно-микроскопических снимках к гидрослюде отнесены кристаллы из изометрично-пластинчатой формы с четкими контурами. На дифференциальных кривых нагревания глинистых пород (рис. 35) гидрослюда фиксируется двумя эндотермическими эффектами в области 500–600° и 800–900°. В гидротированных гидрослюдистых образованиях, кроме того, наблюдается низкотемпературный эндотермический эффект в интервале температур 100–200°. В составе осадков гидрослюда встречается как в виде основного чистого компонента, так и в сочетании с хлоритом и монтмориллонитом. Гидрослюдистые глины встречаются почти во всех возрастных подразделениях мелового разреза. Однако обнаруживается, что значительная часть таких пород приурочена к нижнемеловым отложениям, представленным красноцветными континентальными образованиями.

Х л о р и т на дифрактометрических кривых (см. рис. 34) характеризуется серией базальных рефлексов: 14,0; 7,0; 4,7 и 3,5 Å. Нередко при насыщении образцов глицерином происходит некоторое сжатие межплоскостного расстояния до 13,5 Å. Нагревание пород до 600° приводит к частичной дегидратации хлоритов, что вызывает увеличение интенсивности рефлекса первого порядка до 14,4 Å. При этом отмечается некоторое ослабевание базальных отражений более высоких порядков. В составе глинистых пород хлорита немного, он входит в виде примеси в основные компоненты. Об этом свидетельствует тот факт, что он на рентгенограммах фиксирует слабо выраженные рефлексы. Минерал в качестве примеси присутствует как в глинах гидрослюдистого, так и смешаннослойного состава.

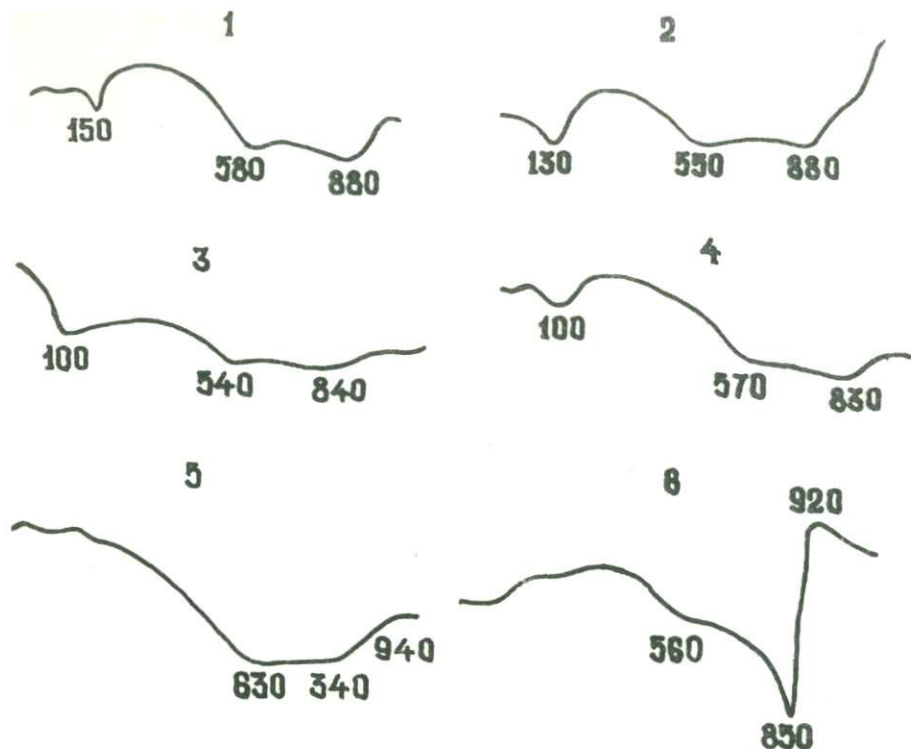


Рис. 35. Дифференциальные кривые нагревания глинистых фракций меловых пород. 1-2 - смешаннослойный монтмориллонито-во-гидрослюдистый (обр. № 124, Туткаул, сенман; обр. № 141, Туткаул, турон); 3-4 - гидрослюдистый (обр. № 1394, Лайрун, турон; обр. № 1037, Анжироу, сантон); 5 - гидрослюдистый, с примесью хлорита (обр. № 792, Даштигург, альб); 6 - гидрослюдистый, с примесью каолинита (обр. № 136, Туткаул, турон).

Каолинит диагностировался исключительно по данным рентгеноструктурного анализа. Обнаружение этого минерала в ряде случаев затруднено из-за присутствия хлорита. В рентгенограммах исследованных образцов каолинит в основном фиксируется пиками базальных отражений 7, 1-7, 2 Å и отсутствием рефлекса в 14 Å (см. рис. 34). Каолинит, как и хлорит, в составе глинистых пород встречается в виде небольшой примеси к основным компонентам. Наибольшая частота встречаемости минерала связана со смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюдистого типа, который в основном приурочен к отложениям верхнего мела.

## 2. Особенности распределения минералов тяжелой фракции

Терригенные минералы тяжелой фракции по их количественному содержанию подразделяются на три группы: ведущие (содержанием > 10%), подчиненные (от 1, 0 до 10%) и редкие (< 1%). К первой относятся черные рудные минералы (ильменит-магнетит), бурые окислы железа (гематит-лимонит) и лейкоксен. Гранат в баррем-аптских, альбских и туронских отложениях, а циркон в туронских и сенонских породах восточной части территории являются ведущими. В группу подчиненного содержания в основном входят гранат, циркон, эпидот, цоизит, турмалин и изредка титанит. Остальные же принадлежат к редким минералам с незначительным содержанием.

По составу тяжелых минералов меловые отложения восточной окраины рассматриваемого района довольно резко отличаются от таковых западной его части. Количественное изменение минералов по разрезу в каждой из этих зон имеет свои особенности. В разрезах западной Вахш-Обихингоуской зоны отмечаются сравнительно низкие значения эпидота (в среднем от 0, 04 до 3, 2%), граната (от 0, 1 до 5, 0%), циркона (от 0, 3 до 8, 3%), турмалина (от 0, 05 до 3, 2%) и алланита (от 0, 02 до 7, 6). При этом

эпидот, алланит и гранат наиболее характерны для верхнемеловых отложений (образуют в них повышенные концентрации). В распределении циркона и турмалина такой четкой стратиграфической приуроченности не наблюдается.

Отличительной чертой меловых отложений Хозретишинской и Обиниоуской зон является общее повышенное содержание эпидота (0, 2–8, 3%), граната (0, 2–21, 6%), циркона (0, 3–12, 6%), турмалина (0, 1–3, 4%) и титанита (0, 1–6, 8%), причем наибольшая приуроченность эпидота, турмалина и титанита наблюдается в породах нижнего мела. Что же касается циркона, то его содержание от 7, 9% в валанжин–готеривских отложениях непрерывно убывает до 3, 7% в альбских. Низкие значения граната (0, 9%), наоборот, отмечаются в валанжин–готеривских породах, а высокие – в альбских (7, 3%). В верхнемеловых отложениях в распределении циркона наблюдается новый скачок от 4, 0% в сеномане до 7, 5% в сеноне. В содержании граната здесь какой–либо четкой закономерности не обнаруживается.

Характер распределения этих минералов (рис. 36, А) указывает на различие в минералогическом составе отложений Юго–Западного Дарваза и районов, расположенных к западу от него (Вахш–Обихингоуская зона). Эта особенность в определенной степени подтверждается также при сравнении кривых изменения содержания тяжелой фракции, в процентном выходе которой прослеживается четкая тенденция его возрастания с запада на восток территории (рис. 36, В; табл. 7). Следовательно, меловые отложения Преддарвазья от таковых остальной части района отличаются типом кривой распределения тяжелой фракции (рис. 36, Б). Обращает на себя внимание тот факт, что отдельные коррелирующие минералы в указанном профиле постоянно сохраняют однотипный характер кривой распределения по разрезу, а другие подвергаются некоторым колебаниям, что, по–видимому, связано с особенностями пос–

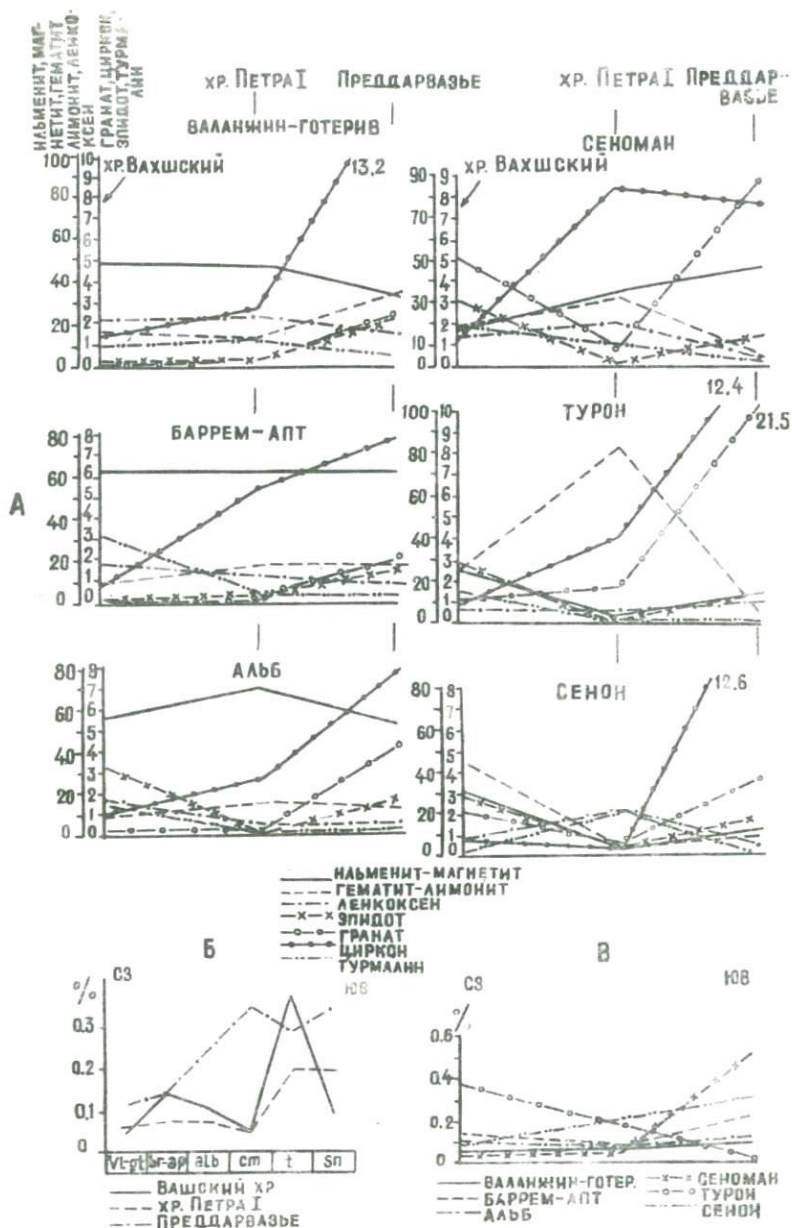


Рис. 36. Особенности распределения характерных минералов (А) и содержания тяжелой фракции (Б и В).

тупления обломочного материала и историей развития водосборных площадей. Так, содержание эпидота в валанжинготеривских и баррем-аптских, а граната и циркона еще и в альбских отложениях имеет тенденцию к увеличению с запада на восток. Для пород верхнего мела такая особенность распределения сохраняется только в отношении циркона и в некоторой степени граната, а содержание эпидота как в восточной, так и в западной части территории примерно одинаковое. Закономерность распространения лейкоксена и турмалина в нижнемеловых отложениях совершенно идентичная: непрерывно уменьшается их количество в восточном направлении. Такая особенность распределения турмалина сохраняется и в верхнемеловых породах.

Т а б л и ц а 7

Минимальные и максимальные среднеарифметические величины выхода тяжелой фракции в разрезе меловых отложений

Возраст	Содержание, %	
	<i>min</i>	<i>max</i>
Валанжин-готерив	0,05	0,20
Баррем-апт	0,06	0,23
Альб	0,07	0,44
Сеноман	0,05	0,53
Турон	0,03	0,53
Сенон	0,09	0,37

Изложенное показывает, что в меловых отложениях постоянно присутствуют и нередко образуют высокие концентрации гранат, циркон, турмалин, эпидот, титанит, алланит, рудные минералы, которые в различных ассоциациях выступают в роли коррелятивов.

Приводим характеристику отдельных комплексов пород мелового возраста по коррелирующим минералам тяжелой фракции.

**Валанжин-готерив.** Наиболее характерными минералами для всех трех (Вахш-Обихингоуской, Хозретишинской и Обиниоуской) зон являются эпидот, гранат, циркон и турмалин. В их количественном взаимоотношении наблюдаются довольно существенные колебания. Это позволяет выделить среди них ассоциации, типичные или присущие только одной определенной зоне. Анализ содержания минералов показывает (табл. 8-10), что для западной группы разрезов характерны относительно низкие их концентрации. Здесь породы отличаются циркон-турмалин-алланитовой ассоциацией. В разрезах Хозретишинской зоны минералогический состав несколько усложняется. При постоянном и сравнительно высоком содержании циркона (до 13, 2%) и эпидота (до 20, 8%) появляется также турмалин (до 1, 9%) и гранат (до 0, 2-1, 9%). Однако для этой зоны характерна циркон-эпидотовая минералогическая ассоциация. Особенностью же вещественного состава отложений Обиниоуской зоны является более сложное сочетание терригенных минералов и довольно резкое снижение концентрации эпидота (4, 8%). При этом отмечается постоянное наличие граната (1, 6%), циркона (2, 6%) и турмалина (2, 8%). Эта зона может быть охарактеризована как гранат-циркон-турмалин-эпидотовая.

**Баррем-апт.** Коррелирующими минералами данного стратиграфического комплекса в пределах Вахш-Обихингоуской зоны остается тот же циркон и турмалин, но со средним содержанием, почти в два раза превышающим их концентрации в нижележащих валанжин-готеривских отложениях. Здесь циркон достигает 5, 3%, а турмалин - 3, 2%. Алланит для баррем-аптских пород становится нехарактерным. Отсюда следует, что эти отложения в рассматриваемой зоне характеризуются простой турмалин-цирконовой минералогической ассоциацией.

Таблица 8

Средние содержания (в %) минералов-коррелятивов в меловых отложениях Вахш-Обихингоуской зоны

Возраст	Количество образцов	Эпидот	Гранат	Циркон	Турмалин	Сфен (Титанит)	Алланит (Ортит)
Валанжин-готерив	106	0,4(0,2)	0,4(0,1)	2,8(1,5)	1,3(1,0)	0,6	0,8
Баррем-апт	71	0,4(0,1)	0,3(0,1)	5,3(0,8)	3,2(0,6)	0,8	0,3
Альб	119	3,2	0,2(0,1)	2,6(1,0)	1,6(0,1)	0,2	1,2
Сеноман	24	2,7(0,1)	5,0(0,9)	8,3(1,1)	1,9(1,1)	-	7,6
Турон	40	2,5(0,1)	1,6(1,1)	4,1(0,9)	1,4(0,1)	1,0	0,6
Сенон	54	3,0(0,4)	2,2(0,6)	0,7(0,3)	2,1(0,3)	-	1,5(0,1)

Примечание. В скобках приведены минимальные средние содержания минералов в отдельных участках зоны.

Средние содержания (в %) минералов-коррелятивов в меловых  
отложениях Хозретшинской зоны

Возраст	Количество образцов	Эпидот	Гранат	Циркон	Турмалин	Сфен (Титанит)	Алланит (Ортит)
Валанжин-готерив	115	20,8(0,1)	1,9(0,2)	13,2(1,1)	1,9(0,6)	0,5(0,1)	0,8
Баррем-впт	109	1,5(0,1)	2,1(0,8)	7,6(1,2)	0,4(0,2)	0,5(0,4)	1,9(1,5)
Альб	178	1,8(0,1)	4,9(2,7)	7,8(1,1)	1,1(0,3)	0,8(0,1)	0,03
Сеноман	45	1,3	8,6(1,2)	7,6(0,3)	1,1(0,2)	0,2	-
Турон	27	2,0(0,4)	21,6(4,1)	12,4(0,4)	0,2(0,1)	0,7(0,2)	-
Сенон	29	1,7(1,2)	7,1(3,5)	12,6(2,5)	0,5	2,1(0,4)	-

Средние содержания (в %) минералов-коррелятивов в  
 меловых отложениях Обнинской зоны

Возраст	Количество образцов	Эпидот	Гранат	Циркон	Турмалин	Сфен (Титанит)	Алланит (Ортит)
Валанжин-готерив	31	4,8(0,1)	1,6	2,6(1,1)	2,8(1,9)	0,1(0,05)	-
Баррем-апт	25	8,3(0,4)	12,7(0,8)	2,5(1,2)	2,8(1,8)	0,4(0,3)	-
Альб	19	4,0(0,09)	13,0(2,1)	2,1(0,1)	3,4(0,1)	6,8(1,5)	-
Сеноман	4	-	1,6	-	-	-	-
Турон	6	1,05	3,9	-	-	-	-
Сенокс	-	-	-	-	-	-	-

В Хозретишинской зоне несколько иные состав коррелятивных минералов и количественные взаимоотношения между ними. Это определяется ведущей ролью алланиита (1, 5–1, 9%), граната (2, 1%) и циркона (2, 9–7, 6%). По сравнению с нижним комплексом пород здесь наблюдается резкое уменьшение количества циркона (от 13, 2 до 7, 6%). Гранат остается в тех же пределах. Турмалин выпадает из состава, и его по степени распространенности замещает алланит. Следовательно, такой набор аксессуарных минералов может быть выделен как алланит–гранат–цирконовая ассоциация. Баррем–аптские отложения Обиниоуской зоны по качественному составу минералов ничем не отличаются от валанжин–готеривских пород. Количественная же характеристика этих аксессуарных указывает на единичные черты отличия, которые позволяют выделить присущую этому району ассоциацию эпидота (8, 3%) с гранатом (12, 7%).

**А л ь б.** В составе коррелирующих минералов существенных изменений не происходит. Однако их содержание довольно резко меняется по мере перехода от одной зоны к другой. Альбские отложения Вахш–Обихингоуской зоны помимо сравнительно низкого содержания аксессуарных минералов, характеризуются еще простым комплексом ассоциаций. Последняя по составу алланит–циркон–эпидотовая. Среднее значение содержания этих минеральных видов соответственно 1, 2; 2, 6 и 3, 2%. К востоку, в пределах Хозретишинской зоны, наряду с эпидотом и цирконом коррелятивное значение приобретает гранат, среднее значение которого изменяется от 2, 7 до 4, 9%. Максимальное содержание эпидота определяется величиной в 3, 1%, а циркона – 7, 8%. Следовательно, такая ассоциация может быть названа эпидот–гранат–цирконовой.

Альбские породы Обиниоуской зоны отличаются появлением в их составе сфена (6, 8%), повышенным значе-

нием граната (1,3%), а также эпидота (4,0%). Турмалин, не обнаруженный в других зонах в сколько-нибудь заметной концентрации, здесь составляет 3,4%. Циркон для данной зоны не характерен, содержание его ниже, чем в других районах. Поэтому становится возможным выделение турмалин-эпидот-сфен-гранатовой минералогической ассоциации. Для пород альбского возраста весьма показательным и коррелятивным минералом может являться гранат, в распространенности которого наблюдается определенная закономерность. Если граната в западной группе разрезов почти нет, то к востоку (Хозретишинская зона) его содержание заметно повышается и в пределах Обиниоуской зоны становится подавляющим.

**Сенман.** В сенманское время по всей территории намечается формирование простых минералогических ассоциаций. Эта упрощенность заключается в однообразии комплекса акцессорных минералов.

В пределах западной зоны максимальные концентрации турмалина составляют 1,9%, эпидота - 2,7, граната - 5,0, алланита - 7,6 и циркона - 8,3%. Одной из особенностей минералогического состава данного района является появление граната, не отмеченного здесь до сенманского времени в сколько-нибудь заметных количествах. Это может свидетельствовать о возникновении возможно дополнительного источника сноса. По общим особенностям количественной характеристики и некоторого качественного состава минералов возможно выделение гранат-алланит-цирконовой ассоциации.

Хозретишинская группа разрезов характеризуется резко повышенными концентрациями граната и циркона. На фоне низких средних значений сфена (0,2%), турмалина (0,2-1,1%) и эпидота (1,3%) содержание циркона и граната достигает соответственно 7,6 и 8,6%. В этой зоне четко выделяется простая циркон-гранатовая минералогическая ассоциация.

В сеноманских отложениях Обиниоуской зоны из всех коррелятивных акцессорных минералов отмечается только наличие граната (собственно гранатовая ассоциация), в среднем содержащегося в количестве 1,6%. Очевидно, что источником, питавшим две восточные зоны, находящиеся в пределах Юго-Западного Дарваза, была одна и та же область.

**Т у р о н.** В туронских отложениях западных разрезов продолжают играть роль коррелирующих минералов гранат и циркон. По-видимому, в областях питания продолжали размываться те же материнские образования, которые служили источником сноса во время накопления сеноманских осадков. Комплекс акцессорных минералов по своему составу почти не претерпевает никаких изменений. Кроме граната и циркона постоянно присутствуют турмалин (1,4%) и эпидот (2,5%). При этом происходит некоторое изменение в качественном составе минералов, выражающееся в исключительно низком (0,6%), доходящем до полного исчезновения содержании алланита и появлении акцессорного сфена (1,03%). Последнее обстоятельство позволяет в туронских отложениях описываемой зоны выделить сфен-гранат-цирконовую минералогическую ассоциацию.

В Хозретишинской зоне также главенствующая роль принадлежит гранату и циркону с присутствием сфена (0,7%). Однако, в отличие от предыдущей зоны, содержание их резко повышенное (в среднем граната—21,6% и циркона — 12,4%). Следовательно, для туронских пород Хозретишинской группы разрезов характерна сфен-циркон-гранатовая ассоциация.

Идентичный набор акцессорных минералов двух рассмотренных зон может быть объяснен одинаковым составом размывающихся пород двух различных областей питания или наличием единого источника сноса в это время.

В пределах Обиниоуской зоны из целого комплекса коррелятивных минералов встречается только эпидот (1,05%)

и гранат (3, 9%), поэтому для этого района выделяется эпидот-гранатовая ассоциация минералов. Вероятно, в туронское время данная зона могла находиться под влиянием тех же областей сноса, которые контролировали состав в вышеописанных соседних районах.

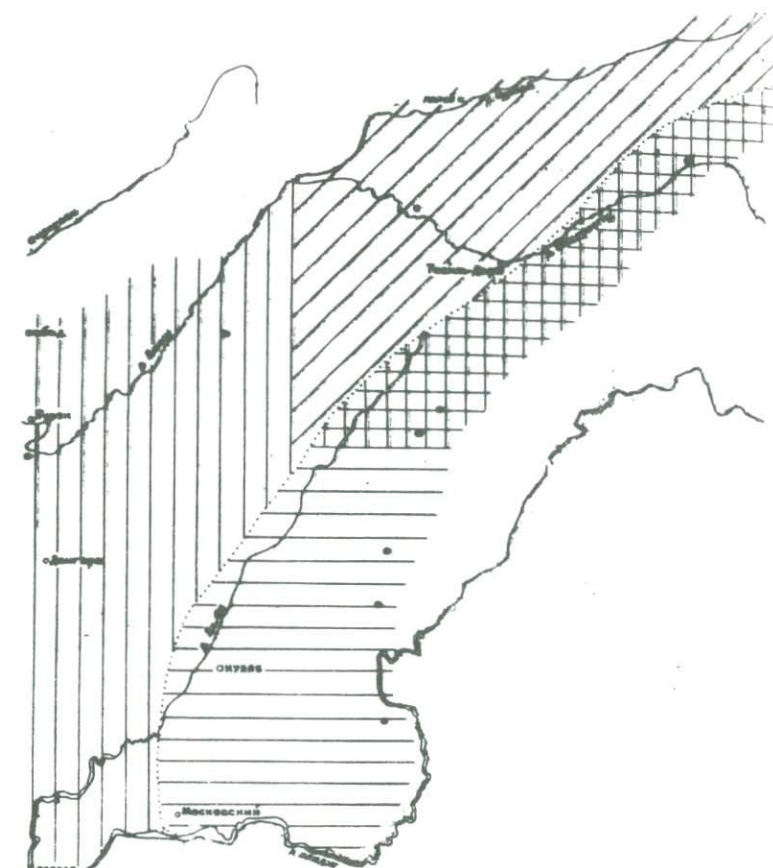
**С е н о н.** Для сенонского времени в целом характерно повсеместное распространение карбонатных пород, содержащих редкие маломощные слои терригенных образований. Отличительной особенностью последних в пределах Вахш-Обихингоуской зоны является наличие некоторого количества алланита (1, 5%), турмалина (2, 1%), граната (2, 2%) и эпидота (3, 0%). Циркон наблюдается в подчиненном количестве (0, 7%). Появление здесь алланита, после некоторого его спада в туроне, может иметь коррелятивное значение, так как турмалин, гранат и эпидот в таких количествах были обнаружены и в туронских отложениях данной зоны. Поэтому в пределах описываемой зоны характерной является алланит-турмалин-гранат-эпидотовая минералогическая ассоциация.

В Хозретишинской зоне состав акцессорных минералов остается почти без изменений по сравнению с туронским временем. Количественные же их содержания в сеноне довольно резко понижаются. Только в концентрации сфена наблюдается некоторое увеличение. Среднее содержание граната изменяется в пределах 3, 5–7, 1%, а циркона – 2, 5–12, 6%. По составу и количественным взаимоотношениям между этими минералами данную ассоциацию можно назвать сфен-гранат-цирконовой.





Таким образом, изучение минералогического состава меловых отложений позволяет для каждого определенного стратиграфического интервала выделить характерные ассоциации акцессорных минералов, прослеживающихся в пределах каждой из изученных зон.

### 3. Характер размещения терригенно-минералогических зон и ассоциаций

Проведенные исследования вещественного состава пород и анализ полученных результатов позволяют наметить зоны развития минералогических ассоциаций как по пороодообразующим компонентам, так и по набору тяжелых минералов. По степени развития в нижнемеловых отложениях тех или иных минералогических ассоциаций вся изученная территория условно разделена на две зоны — западную и восточную (рис. 37). Западная, выделенная как зона распространения мезомиктовой кварцевой и литито-кварцевой полимиктовой ассоциации, охватывает бассейн Вахша и низовья Обихингоу. Она, протягиваясь в виде сравнительно узкой полосы в северо-восточном направлении вдоль северного борта Таджикской депрессии, к юго-западу значительно расширяется. Для этой части района характерно широкое развитие пород с мезомиктовым кварцевым составом и подчиненным количеством полимиктовых литито-кварцевых пород. Доля участия обломков различных горных пород в формировании нижнемеловых образований не остается постоянной. Это обстоятельство позволяет выделить в пределах зоны участки с пониженным и повышенным содержанием обломков пород. Так, бассейн Вахша выделен в район пониженного ( $< 25\%$ ), а территория к востоку от слияния рек Сурхоб и Обихингоу в район повышенного ( $> 25\%$ ) количества обломков пород. Восточная зона с мезомиктовой кварцевой и полевошпатово-кварцевой полимиктовой ассоциацией. Она полосой протягивается вдоль Дарвазского хребта с северо-востока на юго-запад. Отличительной ее особенностью является полевошпатово-кварцевый состав пород. Результаты минералогических исследований указывают на большие колебания в содержании полевых шпатов, на основании этого район южнее широты разреза Иокунж



**Рис. 37.** СХЕМА  
**РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ**  
**НИЖНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД**  
 восточной части Таджикской депрессии

- |   |  |
|---|--|
|  1 | 1-2-зона распространения мезомиктовой кварцевой и литно-кварцевой полимиктовой ассоциации (1- район пониженного и 2-повышенного содержания обломков пород);        |
|  2 |  |
|  3 | 3-4-зона распространения мезомиктовой кварцевой и полециклово-кварцевой полимиктовой ассоциации (3- район пониженного и 4-повышенного содержания полециклоплатов); |
|  4 |  |

выделен как участок с пониженным ( $< 25\%$ ) содержанием полевых шпатов. Вся остальная к северо-востоку территория, где в составе пород возрастает количество полевых шпатов, выделена в район повышенного ( $> 25\%$ ) содержания этого минерала.

Очертания зон размещения породообразующих минералов для верхнемеловых пород почти идентичны с нижнемеловыми (рис. 38). Верхнемеловые отложения Преддарвазья характеризуются мезомиктовым кварцевым и полимиктовым полевошпатово-кварцевым типом минералогических ассоциаций. По частоте встречаемости указанных ассоциаций рассматриваемый район разделяется на два участка: южный с широким развитием пород полевошпатово-кварцевого состава и северный с преимущественным распространением мезомиктового кварцевого минералогического типа. На территории, расположенной к западу от данной зоны, резко отличен вещественный состав отложений верхнего мела. Здесь из числа породообразующих компонентов главенствующая роль принадлежит кварцу, содержание которого в большинстве случаев составляет более 75%, поэтому минералогический состав обломочных образований становится существенно мономинеральным. Это обстоятельство позволяет обозначить ее как зону развития мезомиктовой и олигомиктовой кварцевой ассоциации. Причем первая наиболее характерна для верхнемеловых пород района низовьев Обихингоу и хр. Петра 1, а вторая — исключительно для бассейна Вахша.

По составу аксессуарных минералов и распространению их по площади исследования территория расчленяется на три терригенно-минералогические зоны. На западе в районах расположения разрезов Акмазар, Туткаул, Булгари, Даштигүрг, входящих в бассейн Вахша и низовья Обихингоу, выделяется алланит-цирконовая или безгранатовая зона (рис. 39). Здесь наиболее характерными минералами являются циркон и алланит. Первый,

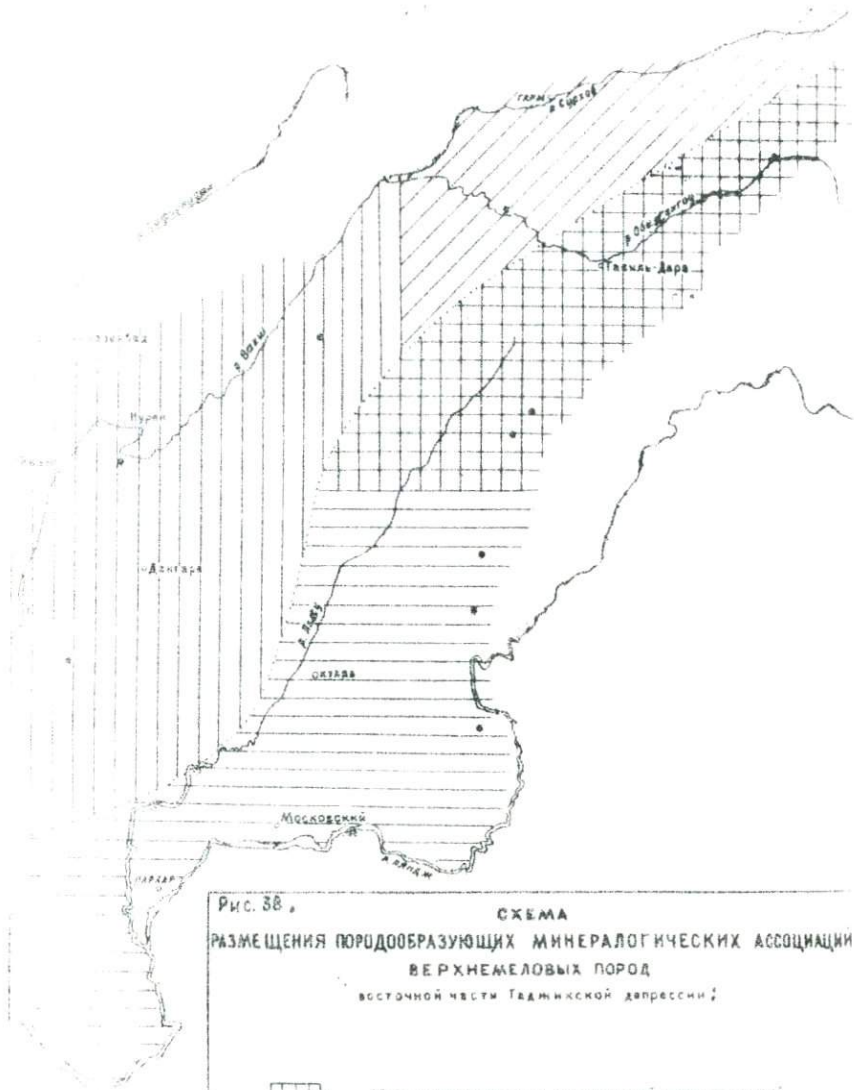


Рис. 38. СХЕМА  
 РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ  
 ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД  
 восточной части Таджикской депрессии;



- 1 - зона распространения мезомиктовой и олигомиктовой ассоциации (1-район преимущественного развития олигомиктовой и 2 мезомиктовой жерновой ассоциации);
- 2 - зона распространения мезомиктовой жерновой и полимиктовой ассоциации (3 район повышенного содержания полевшпатов и кварцевой полимиктовой и 4 полимиктовой ассоциации развития мезомиктовой жерновой ассоциации);

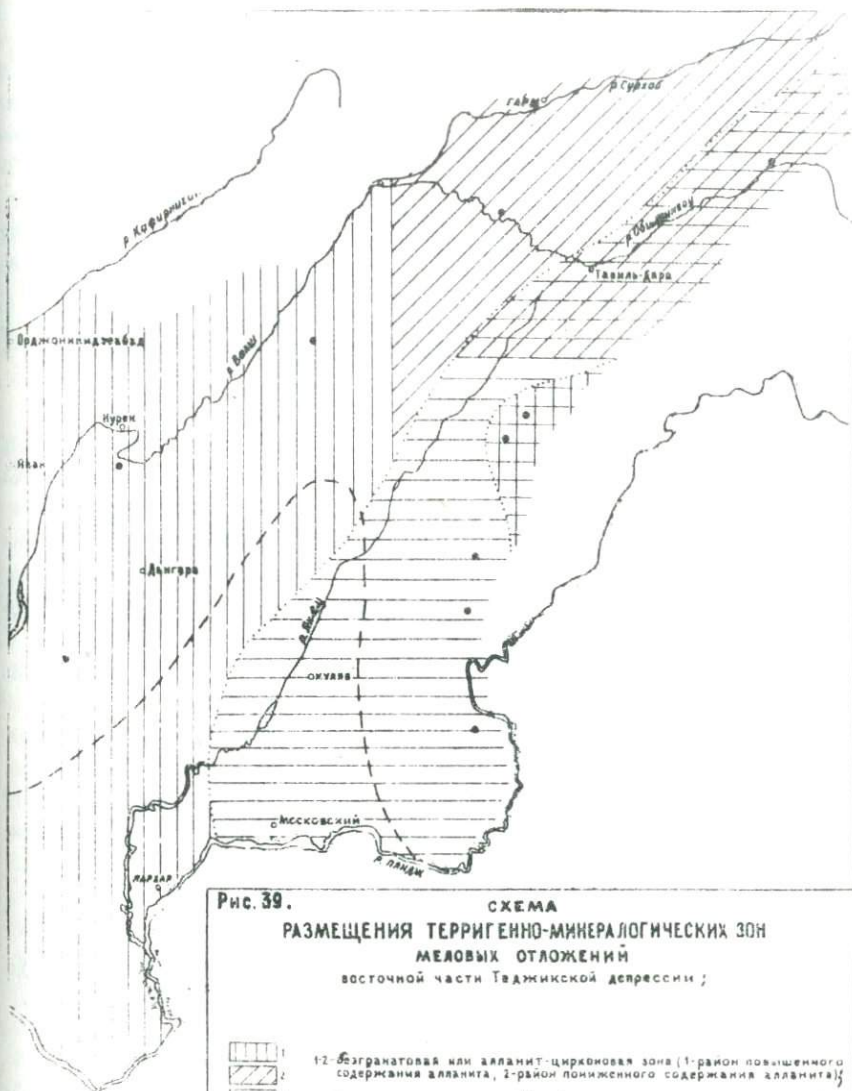


Рис. 39.

СХЕМА  
 РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗОН  
 МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
 восточной части Таджикской депрессии ;

- |   |  |
|---|--|
| 1 | 1- безгранатовая или алланит-цирконовая зона (1- район повышенного содержания алланита, 2- район пониженного содержания алланита); |
| 2 | 2- циркон-гранатовая зона (3- район высокого содержания граната, 4- район низкого содержания граната);                             |
| 3 | 3- циркон-гранатовая зона (3- район высокого содержания граната, 4- район низкого содержания граната);                             |
| 4 | 4- циркон-гранатовая зона (3- район высокого содержания граната, 4- район низкого содержания граната);                             |
| 5 | 5- элидог-гранатовая зона;   |
| 6 | 6- предполагаемый район распространения терригенно-минералогических зон;   |

среднее содержание которого составляет 8, 3%, распространен повсеместно. Что же касается алланита, то он специфичен только для этой зоны, за пределами которой почти не обнаруживается. Его количество с юго-запада на северо-восток постоянно снижается от 7, 6 до 0, 8%, что позволяет данную территорию разделить на районы повышенного (бассейн Вахша) и пониженного (низовья Обихингоу) содержания алланита.

К востоку, в районах бассейна Яхсу, хр. Хазратишох и верховьев Обихингоу, в составе минералов тяжелой фракции происходит существенное изменение: появляется и довольно широко развивается гранат с наличием среди него различных типоморфных модификаций. Содержание граната по площади неодинаково и постоянно возрастает с севера (0, 8—4, 1%) на юг (до 21, 6%). В пределах этой территории распространен также циркон, который, как и гранат, образует повышенные средние величины в южной части зоны (до 13, 2%). На севере меловые отложения заметно обеднены, циркона здесь мало — 0,5 — 1,2%. Рассматриваемая область выделяется в циркон-гранатовую зону. По характеру площадного распределения эту зону целесообразно разделить еще и на районы высокого (на юге) и низкого (на севере) содержания граната.

Юго-Западный Дарваз, входящий в описываемую терригенно-минералогическую зону, кроме того, включает сравнительно небольшой участок, расположенный на месте современного хр. Васмикух. Здесь минералогический состав пород несколько изменяется за счет возрастания количества граната, а также появления относительно редко встречающегося сфена. Среднее содержание последнего по отдельным стратиграфическим интервалам разреза составляет десятые доли процента, а в альбе достигает 8, 3%. Гранат образует более высокие концентрации — 1, 6—13, 0%. По особенностям распределения главных тяжелых минералов район выделен в отдельную эпидот-

гранатовую подзону. Итак, из вышеизложенного можно констатировать, что в течение мелового периода источниками сноса обломочного материала были интрузивные и постмагматические комплексы, располагающиеся в восточной части современного Гиссарского хребта (Баратов, 1966), и мощные эффузивные, а также метаморфические палеозойские образования, развитые на юго-востоке, на территории Афганистана и на северо-востоке, в пределах Северного Памира.

#### 4. Типоморфные модификации некоторых акцессорных минералов

В меловых отложениях исследуемого района, особенно в его восточной части, в пределах Хозретишинской и Обиниусской зон широко представлен гранат. Минералогическое изучение последнего позволило установить помимо обыкновенных бесцветных, реже розоватых и желтоватых зерен с гладкой поверхностью, чешуйчатые и ступенчатые формы, обнаруживающие определенную приуроченность как к отдельным интервалам разрезов, так и к некоторым зонам. Показатель преломления этих модификаций и обыкновенного граната совершенно идентичен. Чешуйчатость минерала имеет вид мелкой "рыбьей чешуи", равномерно покрывающей всю поверхность зерен. Ступенчатость последних образована резкими угловато-наложенными друг на друга тонкими пластинками. Следует подчеркнуть, что такие типоморфные разновидности граната, как правило, представлены угловатыми, чистыми без примесей обломками, нередко имеющими желтоватый цвет. Некоторые зерна обыкновенного бесцветного граната корродированы, как бы изрезаны каналами и имеют весьма причудливые очертания, другие же оптически аномальны, что обусловлено их зональным строением. Основная масса гранатов относится к алмандиновому ряду, так как, согласно показателю преломления ( $n_{\text{ср}} = 1,73-1,81$ ) по диаграмме

Винчелла (1953), она соответствует содержанию альмандиновой и пироповой молекул (55-75 и 35-25%).

Типоморфные разности граната наиболее широко развиты в разрезах, расположенных в пределах Хозретишинской и Обиниоуской зон Юго-Западного Дарваза (табл. 11). Здесь как в распределении типоморфного граната, так и во взаимоотношениях его с обыкновенными обломками прослеживается определенная закономерность. Последняя заключается в том, что если в южной части этой территории чешуйчато-ступенчатые зерна получают широкое развитие с альбского времени и постепенно затухают к концу верхнемеловой эпохи, то в центральных и северных районах, наоборот, описанные модификации граната наиболее часто обнаруживаются в валанжин-готеривских отложениях и заметно реже представлены уже в породах альбского возраста. Во-вторых, если соотношение типоморфного граната к обыкновенному на юге территории составляет 2, 3: 1, 0, то в центральной ее части оно ближе 1: 1, а на севере района приобретает обратный (1: 2) вид. Другими словами, по мере удаления от южной части частота встречаемости типоморфного граната уменьшается от 70 до 33%. Интересно отметить, что типоморфные модификации граната не распространяются дальше на запад. Там в разрезах Вахш-Обихингоуской зоны этот минерал встречается в ничтожных количествах и представлен только обыкновенными обломками.

Другим минералом, характеризующимся типоморфными особенностями, является циркон. Эти особенности циркона для отдельных районов исследуемой территории различны. Так, для меловых отложений Хозретишинской и Обиниоуской зон характерными являются бесцветные зерна удлиненно-призматического габитуса с хорошо сохранившимися бипирамидальными окончаниями. В пределах западной части района преобладающими формами циркона являются короткостолбчатые окатанные обломки розового цвета.

Таблица II

распространение типоморфных модификаций минералов  
в меловых отложениях восточной части Тадаинской депрессии

В о з р а с т	Т у р м а л и н		Ц и р к о н						
	Д р о - з а п а д н ы и				Д а р в а з			Балш-Оохингоу - ская зона	
	Южная часть	Центральная и северная части	Южная часть	центральная часть	Северная часть	Удлиненно-призматический	Короткостолбчатый	Удлиненно-призматический	Короткостолбчатый
Сенон	+	-	+	-	-	+	-	-	++
Турон	++	-	+	-	-	+	-	-	++
Сеноман	+++	-	+	-	-	+++	-	-	+++
Альб	++++	+	+	+	-	++++	++++	-	++++
Баррем-апт	-	++	+	+	+	++	++++	+	++++
заланжин-готерий	-	++++	+	+	+	++	+++	+	++++

П р и м е ч а н и е. + редко; ++ мало; +++ много; ++++ очень много;

+—наличие; — отсутствие.

Некоторые исследователи (Бетехтин, 1956, Кухаренко, 1961 и др.), анализируя типоморфные особенности минералов, указывают на связь зерен циркона удлиненно-призматической формы с бипирамидальными окончаниями, с изверженными породами кислого состава, а коротко-столбчатых форм — с породами среднего состава. Учитывая довольно однообразный комплекс типоморфных признаков циркона, а именно удлиненно-призматический и коротко-столбчатый габитус кристаллов, можно также предположить о поступлении их из кристаллических пород кислого и реже среднего состава.

Следующий минерал, представленный в различных модификациях, турмалин. Типоморфные его признаки заключаются как в изменении морфологии зерен, так и в некоторых отклонениях оптических свойств. Выделяются две модификации турмалина: одна обычно представлена зелеными и ярко-зелеными призматическими, реже октанно-призматическими зернами с сильным плеохроизмом, а другая, существенно отличная, с неправильными очертаниями пластинок, заметно высоким (против обычного) показателем преломления, более темным грязно-зеленым цветом, и что характерно, обладающим очень слабым плеохроизмом.

Распространенность двух типов турмалина на всей исследуемой территории более или менее одинаковая. Обе разновидности в равной степени встречаются в отложениях западной и восточной частей этой области. Однако некоторая закономерность в распределении турмалина наблюдается по разрезу; в пределах Юго-Западного Дарваза в направлении с юга на север сокращается стратиграфический диапазон встречаемости этих разновидностей турмалина. Иными словами, если на юге территории минерал распространен по всему разрезу, то в центральной ее части он выше альбских отложений не встречается, а еще далее на север-северо-восток обнаруживается только в валанжинготеривских и баррем-аптских породах.

Таким образом, исследованиями минералогического состава меловых отложений восточной части Таджикской депрессии выявлены ассоциации аксессуарных и породообразующих компонентов, типоморфные модификации ряда тяжелых минералов, которые позволили не только детально охарактеризовать породы по их вещественному составу, но и провести терригенно-минералогическое районирование территории. Изучение породообразующих минералов главных типов обломочных пород и систематизация полученных данных позволили установить зависимость содержания различных по степени устойчивости минералов от структуры обломочных пород. Так, песчаные отложения за редким исключением характеризуются полиминеральным составом и низким (1, 3-2, 1) значением величины  $\frac{Q}{F}$ . Глины резко обогащены кварцем и по составу приближаются к мономинеральным образованиям с коэффициентом устойчивости, равным 2, 6-6, 9.

Установлено, что нижнемеловые отложения в целом представляют собой полиминеральные образования с широким развитием среди них мезомиктовых и различных типов полимиктовых пород. Верхнемеловые осадки являются существенно мономинеральными, что подтверждается олигомиктовым и мезомиктовым составом слагающих пород. В составе аксессуарных минералов по их количественным взаимоотношениям выделены три группы: ведущие (> 10%), подчиненные (1-10%) и редкие (до 1%). Установлено, что ряд из этих минеральных видов имеет коррелятивное значение. Это гранат, циркон, алланит, эпидот, а в некоторых случаях сфен и турмалин. Данные минералы как в отдельности, так и в ассоциации друг с другом являются коррелятивами при сопоставлении меловых разрезов. При минералогических исследованиях выявлены и описаны типоморфные разности граната, циркона и турмалина. Анализ вертикального и площадного распределения различных модификаций минералов позволил в определенной степени

Уточнить состав материнских пород и определить их местонахождение.

Результаты детального изучения качественного состава и количественного содержания минералов тяжелой фракции послужили основанием для районирования территории по терригенным компонентам. Согласно этим данным, весь район разделяется на три самостоятельные зоны: безгранатовую, циркон-гранатовую и эпидот-гранатовую, в пределах которых выделены участки повышенного и пониженного содержания наиболее характерных минералов.

## У. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Меловые отложения до настоящего времени оставались геохимически мало охарактеризованными. Излагаются результаты изучения содержания органического углерода, битуминозного вещества, малых химических элементов, форм железа и аутигенных минералов в различных литологических типах пород отдельных стратиграфических подразделений и районов.

### 1. Особенности распределения органического углерода и битуминозного вещества

Для изучения характера распределения органического и битуминозного вещества в 440 образцах различных типов меловых пород было произведено определение  $C_{орг}$  и проанализировано 973 образца люминесцентно-битуминологическим методом (соотношение хлороформа к спиртобензолу 1:1). Следует отметить, что исследованию подвергались породы, отобранные из естественных обнажений, что в определенной степени отразилось на составе и содержании органического вещества, так как в поверхностных условиях они разрушаются под воздействием процессов выветривания. Тем не менее анализ распределения органического углерода и битумов позволяет

Таблица 12

Содержание  $C_{орг}$  в различных литологических типах пород меловых отложений  
восточной части Таджикской депрессии (в %)

Возраст	Песчаники	Алевролиты	Глины	Карбонатные породы	Паттулы	Среднее по всем типам пород
Валанжин-готерив	$\frac{0,02-0,89}{0,14(44)}$	$\frac{0,04-0,43}{0,13(7)}$	$\frac{0,03-0,13}{0,08(6)}$	0,03(1)	$\frac{0,03-4,36}{0,24(33)}$	$\frac{0,02-4,36}{0,12(91)}$
Баррем-апт	$\frac{0,03-0,39}{0,06(19)}$	$\frac{0,06-0,26}{0,12(20)}$	$\frac{0,06-0,13}{0,09(7)}$	0,06(1)	$\frac{0,03-2,31}{0,27(14)}$	$\frac{0,03-2,31}{0,13(61)}$
Альб	$\frac{0,03-0,47}{0,10(30)}$	$\frac{0,02-0,75}{0,11(32)}$	$\frac{0,04-0,37}{0,21(32)}$	$\frac{0,09-3,42}{0,53(10)}$	$\frac{0,02-2,31}{0,10(17)}$	$\frac{0,02-3,42}{0,17(121)}$
Сеноман	$\frac{0,01-0,68}{0,14(10)}$	$\frac{0,02-0,17}{0,09(8)}$	$\frac{0,10-0,25}{0,24(4)}$	$\frac{0,04-0,32}{0,18(16)}$	$\frac{0,02-0,06}{0,05(4)}$	$\frac{0,04-0,92}{0,15(42)}$
Турон	-	0,08(1)	$\frac{0,06-1,07}{0,30(14)}$	$\frac{0,04-2,10}{0,36(13)}$	$\frac{0,06-0,19}{0,13(2)}$	$\frac{0,04-2,10}{0,31(30)}$
Сенон	-	$\frac{0,07-0,23}{0,15(2)}$	$\frac{0,08-1,31}{0,33(8)}$	$\frac{0,07-4,65}{0,25(87)}$	-	$\frac{0,07-4,65}{0,25(97)}$
Среднее для отдельных типов пород	$\frac{0,03-0,89}{0,11(103)}$	$\frac{0,06-0,75}{0,11(70)}$	$\frac{0,03-1,31}{0,22(71)}$	$\frac{0,04-4,89}{0,24(126)}$	$\frac{0,02-4,36}{0,20(70)}$	$\frac{0,02-4,85}{0,20(442)}$

Примечание. В числителе—пределы колебаний в содержании  $C_{орг}$  в знаменателе—среднее значение и количество проанализированных образцов.

наметить закономерности, которые, несомненно, нужно учитывать. Многие исследователи (*Trask, Pathnode, 1942*; Вассоевич, 1958; Ронов, 1958; Рухин, 1961; Страхов, 1962; Бакиров, 1963; Алиев, Пирбудагов, 1964; Акрамходжаев и др., 1966), подчеркивая значительную роль литологического состава отложений в накоплении и преобразовании органического вещества, отмечают зависимость его содержания от типа пород и указывают на максимальные концентрации последнего в глинах. По данным некоторых авторов (Исматуллаев, 1961), количество органического вещества обратно пропорционально размеру частиц и возрастает по мере увеличения пелитовой фракции, и убывает с уменьшением нерастворимого остатка. Эти закономерности проявляются также в изученных отложениях. По содержанию  $C_{орг}$  и битумов меловые образования рассматриваемой области образуют следующий ряд: песчаники → алевролиты → паттумы → глины → известняки (табл. 12), отличающийся двумя особенностями. Во-первых, наличием смешанных пород, которые в большинстве случаев при геологических исследованиях в самостоятельные группы не выделяются; во-вторых, положением известняков, характеризующихся сравнительно высоким значением  $C_{орг}$  (0, 24%) и битумов (0, 036%). Глинистые же породы несколько беднее ими (0, 22% ; 0, 022), но их в несколько раз больше, чем в песчаниках (0, 11% ; 0, 0053%) и алевролитах (0, 11; 0, 0097%). Аналогичные результаты приведены также в работах ряда исследователей (Акрамходжаев, Каримов и др., 1966; Бакиров и др., 1963; Татарский, 1939; Двали, 1963), которые указывают на высокое содержание органического вещества в карбонатных породах и значительную их битуминозность. Ими справедливо подчеркивается, что в природе чистые карбонатные образования сравнительно редки и что преобладающая часть известняков в определенной степени заключает глинистый материал, содержание которого может изменяться от первых единиц до десятков про-

центов. Паттумные разности пород, относительно широко распространенные среди меловых отложений, как правило, отличаются значительным содержанием пелитового материала. Количественное соотношение  $S_{орг.}$  и битуминозных компонентов в них соответственно 0, 20% и 0, 011%, что несколько меньше, чем в карбонатных и глинистых образованиях.

Несомненно, что распределение содержаний органического вещества в осадочных породах связано с изменением условий седиментации в отдельные промежутки геологического времени. Так, начало мелового периода, ознаменовавшееся континентальными условиями осадконакопления, характеризуется преимущественным накоплением крупнообломочных пород со значительным распространением паттумных разностей и почти совершенным отсутствием чистых глинистых, а также карбонатных пород. Среди них наиболее высокое среднее содержание  $S_{орг.}$  наблюдается в паттумах, чаще представленных глинистыми разновидностями. Относительная обогащенность последних в большинстве случаев связана с наличием в них обуглившихся растительных остатков.

Закономерная устойчивая связь высоких концентраций  $S_{орг.}$  с глинами появляется с альбского времени — начала трансгрессивного этапа развития всей территории, когда повсеместно устанавливаются морские условия осадконакопления, которые продолжались до конца позднемеловой эпохи. В течение данного времени в основном происходило формирование карбонатных и глинистых отложений. Это привело к изменению содержания  $S_{орг.}$ , средние величины которого непрерывно растут вверх по разрезу от 0, 075% в глинах валанжин-готерива до 0, 30% в глинистых осадках сенонского возраста (см. табл. 12). В целом для всей исследованной области характерны сравнительно небольшие средние величины  $S_{орг.}$  как по литологическим типам пород, так и по отдельным стратиграфическим подразделениям. Относительно высокие его концентрации связаны

с известняками тулона (0, 36%), сенона (0, 25%) и глинами альба (0, 21%), сеномана (0, 24%), тулона (0, 30%) и сенона (0, 33%).

В распределении битуминозного вещества (табл. 13) наблюдается такая же взаимосвязь его концентраций с литологическим составом пород. Наиболее повышенной битуминозностью характеризуются глинистые и карбонатные отложения (в среднем до 0, 022 и 0, 036% соответственно), в которых битумы в основном являются восстановленными. Сравнительно высокие средние значения последних приурочены к глинам (0, 02–0, 34%) и известнякам (0, 02–0, 42%) альба, сеномана, тулона и сенона. В указанных возрастных подразделениях намечается также некоторое обогащение ими алевритовых и паттумных пород (0, 01–0, 02%), вероятно связанное с перераспределением определенной подвижной части органического вещества. Приведенные данные отчетливо показывают, что содержание  $C_{орг.}$  и битумов находится в прямой связи с определенными фашиальными комплексами.

В исследуемом районе меловые отложения характеризуются в среднем низкими (0, 2%) значениями  $C_{орг.}$  и битуминозных компонентов (0, 02%), хотя в определенной части изученных образцов эти величины не только достигают кларка органического углерода (0, 4% по Ронову, 1958) и его составной части (0, 04–0, 05%), но и нередко превосходят его, достигая соответственно 0, 1 – 0, 32% до 0, 6 – 0, 8%, а в некоторых случаях – 1, 07 – 4, 85 и 0, 8 – 1, 0%. Для преобладающей части исследованных образцов мелового разреза (57%) содержание  $C_{орг.}$  составляет сотые доли процента, а породы с десятными долями и целыми единицами органического материала соответственно – 40% и 3%, причем около 20% из них характеризуется кларковым значением  $C_{орг.}$

Отложения Юго-Западного Дарваза от Вахш-Обихинго-Уской зоны отличаются несколько пониженным содержанием

Таблица 13

Люминисцентно-битуминологическая характеристика меловых отложений восточной части Таджикской депрессии

Возраст: Параметр:		Песчаники	Алевриты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Вост.-лин.-голланд.	ЛБ	<u>0,00015-0,02</u>	<u>0,0003-0,01</u>	<u>0,0003-0,0150</u>	0,0070	<u>0,00015-0,0070</u>	<u>0,00015-0,02</u>
		0,0020(71)	0,0025(34)	0,0030(15)		0,0010(55)	0,0020(176)
	СББ	<u>0,0006-0,0150</u>	<u>0,0006-0,01</u>	<u>0,0018-0,01</u>	0,0050	<u>0,0012-0,01</u>	<u>0,0006-0,0150</u>
		0,0036(71)	0,0037(34)	0,0040(15)		0,0032(55)	0,0035(176)
	ЛБ+СББ	<u>0,0010-0,0275</u>	<u>0,0015-0,0150</u>	<u>0,0036-0,0250</u>	0,0120	<u>0,0013-0,0150</u>	<u>0,0010-0,0275</u>
ЛБ/СББ		0,0055(71)	0,0061(34)	0,0068(15)		0,0055(55)	0,0054(176)
		<u>0,1-2,7</u>	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,3-1,56</u>	1,5	<u>0,1-1,3</u>	<u>0,1-2,7</u>
		0,7(71)	0,7(34)	0,7(15)		0,4(55)	0,55(176)
Барем-зат.	ЛБ	<u>0,0001-0,0150</u>	<u>0,00015-0,0075</u>	<u>0,0006-0,03</u>	<u>0,0002-0,0080</u>	<u>0,0006-0,0070</u>	<u>0,0001-0,03</u>
		0,0013(58)	0,0014(58)	0,0076(15)	0,0026(2)	0,0020(31)	0,0020(164)
	СББ	<u>0,0004-0,0075</u>	<u>0,0018-0,0075</u>	<u>0,0018-0,02</u>	<u>0,0012-0,0025</u>	<u>0,0012-0,0150</u>	<u>0,0004-0,02</u>
		0,0025(58)	0,0036(58)	0,0098(15)	0,0024(2)	0,0053(31)	0,0028(164)
	ЛБ+СББ	<u>0,0007-0,0225</u>	<u>0,0020-0,0125</u>	<u>0,0023-0,05</u>	<u>0,0014-0,0087</u>	<u>0,0018-0,0220</u>	<u>0,0007-0,0225</u>
		0,0040(58)	0,0050(58)	0,0170(15)	0,0050(2)	0,0073(31)	0,0061(164)
ЛБ/СББ		<u>0,1-2,0</u>	<u>0,1-3,0</u>	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,2-1,3</u>	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,1-3,0</u>
		0,6(58)	0,4(58)	0,7(15)	0,8(2)	0,4(31)	0,5(164)

Возраст	Параметры	Песчаники	Алевролиты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
А л ь б	ХБ	<u>0,00015-0,03</u>	<u>0,0006-0,02</u>	<u>0,0003-0,08</u>	<u>0,0009-0,04</u>	<u>0,0001-0,0150</u>	<u>0,0001-0,08</u>
		0,0021(51)	0,0030(67)	0,01(64)	0,017(19)	0,0050(47)	0,0056(248)
	СББ	<u>0,0003-0,0150</u>	<u>0,0004-0,03</u>	<u>0,0004-0,06</u>	<u>0,0018-0,02</u>	<u>0,0004-0,0150</u>	<u>0,0003-0,06</u>
		0,0037(51)	0,0066(67)	0,01(64)	0,0062(19)	0,0054(47)	0,0066(248)
	ХБ+СББ	<u>0,0004-0,0385</u>	<u>0,0010-0,05</u>	<u>0,0012-0,14</u>	<u>0,0027-0,0550</u>	<u>0,0007-0,0250</u>	<u>0,0022-0,14</u>
	0,0064(51)	0,01(67)	0,02(64)	0,0180(19)	0,01(47)	0,0123(248)	
ХБ/СББ	<u>0,1-4,0</u>	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,1-8,0</u>	<u>0,5-4,0</u>	<u>0,1-3,0</u>	<u>0,1-8,0</u>	
	0,6(51)	0,6(67)	1,4(64)	1,7(19)	0,6(47)	0,9(248)	
С е н о м а н	ХБ	<u>0,0003-0,0075</u>	<u>0,0004-0,01</u>	<u>0,0002-0,04</u>	<u>0,0009-0,12</u>	<u>0,0003-0,08</u>	<u>0,0002-0,12</u>
		0,0026(6)	0,0041(16)	0,0113(12)	0,246(51)	0,0083(14)	0,0160(99)
	СББ	<u>0,0037-0,01</u>	<u>0,0037-0,02</u>	<u>0,0025-0,02</u>	<u>0,0018-0,12</u>	<u>0,0015-0,04</u>	<u>0,0015-0,12</u>
		0,0043(6)	0,0080(16)	0,0076(12)	0,0150(51)	0,0080(14)	0,0113(99)
	ХБ+СББ	<u>0,0049-0,0112</u>	<u>0,0040-0,025</u>	<u>0,0040-0,0275</u>	<u>0,0024-0,2</u>	<u>0,0018-0,12</u>	<u>0,0017-0,2</u>
	0,0070(6)	0,0122(16)	0,0190(12)	0,04(51)	0,0160(14)	0,0274(99)	
ХБ/СББ	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,1-4,0</u>	<u>0,1-4,0</u>	<u>0,1-8,0</u>	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,1-8,0</u>	
	0,65(6)	0,8(16)	1,4(12)	1,7(51)	0,6(14)	1,3(99)	
Т у р о н	ХБ	<u>0,0003</u>	<u>0,0050-0,08</u>	<u>0,0006-0,8</u>	<u>0,0003-0,16</u>	<u>0,0018-0,16</u>	<u>0,0003-0,8</u>
		0,0003	0,0425(2)	0,0115(43)	0,0222(28)	0,0431(5)	0,0217(79)
	СББ	<u>0,0050</u>	<u>0,0050-0,16</u>	<u>0,0037-0,06</u>	<u>0,0037-0,12</u>	<u>0,0025-0,16</u>	<u>0,0025-0,16</u>
		0,0050	0,0825(2)	0,0157(43)	0,02(28)	0,0455(5)	0,02(79)
	ХБ+СББ	<u>0,0053</u>	<u>0,0150-0,24</u>	<u>0,0425-0,6</u>	<u>0,0074-0,28</u>	<u>0,0043-0,32</u>	<u>0,0043-0,32</u>
	0,0053	0,1275(2)	0,0342(43)	0,0422(28)	0,0886(5)	0,0423(79)	
ХБ/СББ	<u>0,7</u>	<u>0,5</u>	<u>0,1-5,3</u>	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,3-1,3</u>	<u>0,1-5,3</u>	
	0,7	0,5	1,2(43)	1,0(28)	0,8(5)	1,1(79)	

Продолжение таблицы 13

Возраст	Параметры	Песчаники	Алевролиты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Среднее для отдельных типов Сенон	ХБ	-	0,0009-0,0075 0,0065(16) 0,0009-0,03	0,0006-0,08 0,0117(30) 0,0037-0,04	0,0003-1,0037 0,0187(159) 0,0006-0,32	0,0025-0,0075 0,0050(2) 0,0025-0,0150	0,0003-1,0037 0,0166(207) 0,0006-0,32
	СББ	-	0,0113(16) 0,0018-0,0350	0,0093(30) 0,0055-0,12	0,0180(159) 0,0009-0,96	0,0088(2) 0,0050-0,2250	0,0160(207) 0,0009-0,36
	ХБ+СББ	-	0,0180(16) 0,1-1,5	0,0210(30) 0,1-8,0	0,0366(159) 0,1-6,0	0,0138(2) 0,5-1,0	0,0327(207) 0,1-8,0
	ХБ/СББ	-	0,7(16)	1,3(30)	1,2(159)	0,75(2)	1,2(207)
	ХБ	0,0001-0,03 0,0020(187)	0,00015-0,08 0,0032(193)	0,0002-0,8 0,0115(179)	0,0002-1,0037 0,02(260)	0,0001-0,16 0,0045(154)	0,0002-1,0037 0,0082(973)
	СББ	0,0003-0,0150 0,0033(187)	0,0004-0,16 0,0065(193)	0,0004-0,06 0,01(179)	0,0006-0,32 0,0160(260)	0,0004-0,16 0,0063(154)	0,0003-0,32 0,0086(973)
	ХБ+СББ	0,0002-0,2750 0,0053(187)	0,0006-0,24 0,01(193)	0,0012-0,9 0,0218(179)	0,0009-0,96 0,0361(260)	0,0007-0,32 0,0361(260)	0,0002-0,96 0,0168(973)
	ХБ/СББ	0,1-4,0 0,6(187)	0,1-4,0 0,6(193)	0,1-8,0 1,2(179)	0,1-8,0 1,3(260)	0,1-3,0 0,5(154)	0,1-8,0 0,8(973)

органического и битуминозного вещества. Эта разница еще более заметна при сравнении среднего содержания  $C_{орг.}$  и битумов по отдельным стратиграфическим единицам двух указанных районов (табл. 14-17). Отличие в количественных соотношениях ОБ постепенно сглаживается по мере увеличения в разрезах Преддарвазья пород морского генезиса. Другой особенностью распределения  $C_{орг.}$  и битуминозных веществ являются довольно низкие их значения в обломочных породах Юго-Западного Дарваза по сравнению с таковыми в западной зоне. Глинистые и карбонатные отложения во всей изученной области обогащены ими приблизительно в равной степени.

Приведенные закономерности распространения органического углерода и битумов по районам и типам пород несомненно характеризуют последовательную изменчивость фашиальных условий. Действительно, обломочные породы, получившие наиболее широкое развитие в раннемеловую эпоху, которая отличалась сравнительно расчлененным рельефом седиментационного бассейна и резко континентальными условиями осадконакопления, характеризуются низкими содержаниями органического вещества. С наступлением позднемелового трансгрессивного этапа развития, когда почти на всей территории стали господствовать морские условия, создалась благоприятная обстановка для формирования глинистых и карбонатных отложений и фоссилизации максимальных концентраций ОБ. Следовательно, в течение мелового периода интенсивность накопления и захоронения органики была неоднозначной и постоянно менялась во времени. Это, естественно, привело к определенному "расслоению" органического материала, т. е. неравномерному распределению по вертикали, послужившему основанием для выделения в разрезе отдельных потенциальных в нефтегазоносном отношении комплексов пород и горизонтов. Ниже в стратиграфической последовательности приводится характеристика меловых отложений относительно их битуминозности и содержания  $C_{орг.}$

Таблица 14

Содержание  $C_{орг}$  в различных литологических типах пород Юго-Западного Дарваза (в %)

В о з р а с т	Песчаники	Алевролиты	Глины	Карбонаты	Шаттумы	Среднее по всем типам пород
Валанжин-готерив	<u>0,02-0,28</u> 0,08(17)	<u>0,04-0,14</u> 0,07(5)	<u>0,08-0,13</u> 0,10(2)	-	<u>0,03-0,23</u> 0,09(9)	<u>0,02-0,28</u> 0,08(33)
Баррем-ашт	<u>0,003-0,39</u> 0,075(9)	<u>0,02-0,14</u> 0,055(10)	<u>0,09-0,12</u> 0,11(2)	0,06(1)	<u>0,04-0,23</u> 0,10(5)	<u>0,003-0,39</u> 0,07(27)
А л ь б	<u>0,03-0,24</u> 0,08(23)	<u>0,02-0,75</u> 0,11(27)	<u>0,04-0,40</u> 0,18(23)	<u>0,09-0,21</u> 0,14(3)	<u>0,002-0,14</u> 0,05(10)	<u>0,002-0,75</u> 0,11(86)
Сеномаж	<u>0,01-0,68</u> 0,155(8)	<u>0,02-0,17</u> 0,09(5)	<u>0,19-0,20</u> 0,24(3)	<u>0,004-0,18</u> 0,085(6)	<u>0,02-0,06</u> 0,05(4)	<u>0,004-0,68</u> 0,12(26)
Т у р о н	-	-	<u>0,20-1,07</u> 0,60(4)	<u>0,04-2,10</u> 0,34(9)	<u>0,06-0,19</u> 0,13(2)	<u>0,04-2,10</u> 0,38(15)
С е н о н	-	0,066(1)	<u>0,13-0,31</u> 0,22(2)	<u>0,007-4,85</u> 0,30(44)	-	<u>0,007-4,85</u> 0,30(47)
Среднее для дельных типов пород	от- <u>0,003-0,68</u> 0,12(57)	<u>0,02-0,75</u> 0,09(48)	<u>0,04-1,07</u> 0,22(36)	<u>0,004-4,85</u> 0,28(63)	<u>0,002-0,23</u> 0,07(30)	<u>0,002-4,85</u> 0,17(234)

Таблица 15

Люминисцентно-битуминологическая характеристика меловых отложений Юго-Западного Дарваза

Возраст	Пара-метр	Песчаники	Алевриты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Меланки-готерив	ХБ	<u>0,00015-0,0037</u>	<u>0,003-0,0075</u>	-	-	<u>0,00015-0,0037</u>	<u>0,00015-0,0075</u>
		0,0010(38)	0,0010(15)			0,0008(21)	0,009(74)
	СББ	<u>0,0006-0,0075</u>	<u>0,0009-0,0075</u>	-	-	<u>0,0012-0,0037</u>	<u>0,0006-0,0075</u>
		0,0023(58)	0,0029(15)			0,0019(21)	0,0023(74)
ХБ+СББ	<u>0,0010-0,0087</u>	<u>0,0015-0,0112</u>	-	-	<u>0,0013-0,0050</u>	<u>0,0015-0,0050</u>	
	0,0032(38)	0,0039(15)			0,0027-(21)	0,0031(74)	
ЛБ/СББ	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,1-1,3</u>	-	-	<u>0,1-1,0</u>	<u>0,1-2,7</u>	
	0,5(38)	0,5(15)			0,5(21)	0,5(74)	
Баррем-ант	ХБ	<u>0,0001-0,0050</u>	<u>0,00015-0,0050</u>	<u>0,0009-0,015</u>	<u>0,0002-0,0080</u>	<u>0,0015-0,0050</u>	<u>0,0001-0,015</u>
		0,0007(40)	0,0006(33)	0,0049(4)	0,0026(2)	0,0008(14)	0,00099(93)
	СББ	<u>0,00045-0,0050</u>	<u>0,0025-0,0075</u>	<u>0,0018-0,0050</u>	<u>0,0012-0,0025</u>	<u>0,0012-0,0075</u>	<u>0,0004-0,0075</u>
		0,0017(40)	0,0025(33)	0,0051(4)	0,0024(2)	0,0032(14)	0,0023(93)
	ХБ+СББ	<u>0,0007-0,0098</u>	<u>0,0010-0,0112</u>	<u>0,0025-0,0068</u>	<u>0,0014-0,0087</u>	<u>0,0010-0,0295</u>	<u>0,0007-0,0295</u>
		0,0024(40)	0,0031(33)	0,01(4)	0,0050(2)	0,0041(14)	0,0033(93)
ЛБ/СББ	<u>0,1-1,3</u>	<u>0,4-1,0</u>	<u>0,4-1,5</u>	<u>0,2-1,3</u>	<u>0,3-0,8</u>	<u>0,1-1,5</u>	
	0,5(40)	0,3(33)	0,7(4)	0,75(2)	0,3(14)	0,4(93)	
А Б Б	ЛБ	<u>0,00015-0,01</u>	<u>0,00015-0,02</u>	<u>0,0009-0,08</u>	<u>0,0009-0,04</u>	<u>0,0008-0,015</u>	<u>0,00015-0,08</u>
		0,0014(25)	0,0033(45)	0,0121(36)	0,0116(10)	0,0078(19)	0,0065(135)
	СББ	<u>0,0008-0,015</u>	<u>0,0004-0,03</u>	<u>0,0004-0,06</u>	<u>0,0018-0,02</u>	<u>0,0004-0,0025</u>	<u>0,0003-0,06</u>
		0,0022(25)	0,0066(45)	0,0127(36)	0,067(10)	0,0045(19)	0,0072(135)
	ХБ+СББ	<u>0,0002-0,0225</u>	<u>0,0006-0,09</u>	<u>0,0012-0,14</u>	<u>0,0027-0,05</u>	<u>0,0007-0,0036</u>	<u>0,0002-0,14</u>
		0,0036(25)	0,01(45)	0,0248(36)	0,0184(10)	0,0124(19)	0,0137(135)
ЛБ/СББ	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,1-3,0</u>	<u>0,5-4,0</u>	<u>0,1-3,0</u>	<u>0,1-4,0</u>	
	0,6(25)	0,7(45)	0,9(36)	1,7(10)	0,9(19)	0,8(135)	

Продолжение таблицы 15

Возраст	Параметры	Песчаники	Алевриты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Сеноман	ХБ	<u>0,0003-0,0037</u>	<u>0,0004-0,01</u>	<u>0,0002-0,01</u>	<u>0,0009-0,12</u>	<u>0,000-0,08</u>	<u>0,0002-0,12</u>
		0,0016(5)	0,0038(13)	0,0050(6)	0,0257(23)	0,0105(8)	0,0139(55)
	СББ	<u>0,0037-0,01</u>	<u>0,0037-0,02</u>	<u>0,0025-0,02</u>	<u>0,0018-0,12</u>	<u>0,0015-0,04</u>	<u>0,0015-0,12</u>
		0,0045(5)	0,0084(13)	0,0079(6)	0,0225(23)	0,0077(8)	0,0136(55)
	ХБ+СББ	<u>0,0004-0,0034</u>	<u>0,0040-0,2</u>	<u>0,0040-0,0272</u>	<u>0,0024-0,2</u>	<u>0,0015-0,12</u>	<u>0,0004-0,2</u>
		0,0060(5)	0,0123(13)	0,0129(6)	0,0482(23)	0,0132(8)	0,0275(55)
ХБ/СББ	<u>0,1-0,5</u>	<u>0,1-4,0</u>	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,1-4,0</u>	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,1-4,0</u>	
	0,4(5)	0,7(13)	0,6(6)	1,1(23)	0,5(8)	0,8(55)	
Турон	ХБ	0,0003	0,0050	<u>0,0025-0,08</u>	<u>0,0012-0,16</u>	<u>0,0018-0,04</u>	<u>0,0003-0,16</u>
				0,0273(11)	0,0282(17)	0,0173(3)	0,0254(33)
	СББ	0,0050	0,0050	<u>0,0075-0,04</u>	<u>0,0037-0,12</u>	<u>0,0025-0,03</u>	<u>0,0025-0,22</u>
				0,0227(11)	0,026(17)	0,02(3)	0,0231(33)
	ХБ+СББ	0,0053	0,01	<u>0,0125-0,1</u>	<u>0,0074-0,28</u>	<u>0,0043-0,07</u>	<u>0,0043-0,28</u>
			0,05(11)	0,0553(17)	0,0381(3)	0,0489(33)	
ХБ/СББ	0,7	0,5	<u>0,3-4,0</u>	<u>0,2-2,0</u>	<u>0,3-1,3</u>	<u>0,2-4,0</u>	
			1,2(11)	0,9(17)	0,8(3)	0,9(33)	
Сенон	ХБ	-	<u>0,0009-0,0050</u>	<u>0,02-0,03</u>	<u>0,0003-0,64</u>	-	<u>0,0003-0,64</u>
			0,0079(8)	0,016(3)	0,024(71)		0,0221(81)
	СББ	-	<u>0,0009-0,03</u>	<u>0,01-0,04</u>	<u>0,0006-0,32</u>	-	<u>0,0006-0,32</u>
			0,0163(8)	0,02(3)	0,0254(71)		0,0244(82)
	ХБ+СББ	-	<u>0,0018-0,035</u>	<u>0,01-0,07</u>	<u>0,0009-0,96</u>	-	<u>0,0009-0,96</u>
			0,0247(8)	0,036(3)	0,05(71)		0,0466(82)
ХБ/СББ	-	<u>0,1-1,35</u>	<u>0,8-2,0</u>	<u>0,1-2,0</u>	-	<u>0,1-2,0</u>	
		0,4(8)	0,9(3)	0,9(71)		0,8(82)	

Таблица 16

Содержание  $C_{орг}$  в различных литологических типах пород Вахш-Обихингоуской зоны (в %)

Возраст	Песчанники	Алевриты	Глины	Карбонаты	Паттуны	Среднее по всем типам пород
Валанжин-готерив	<u>0,02-0,89</u> 0,18(27)	<u>0,10-0,43</u> 0,265(2)	<u>0,03-0,13</u> 0,06(4)	0,03(1)	<u>0,03-4,36</u> 0,30(24)	<u>0,02-4,36</u> 0,22(58)
Баррем-апт	<u>0,004-0,10</u> 0,05(10)	<u>0,006-0,26</u> 0,185(10)	<u>0,06-0,13</u> 0,09(5)	-	<u>0,003-2,31</u> 0,36(9)	<u>0,003-2,31</u> 0,18(34)
Альб	<u>0,03-0,47</u> 0,18(7)	<u>0,03-0,34</u> 0,13(5)	<u>0,09-0,98</u> 0,30(9)	<u>0,12-3,42</u> 0,90(7)	<u>0,02-0,90</u> 0,18(7)	<u>0,02-3,42</u> 0,31(35)
Сеноман	<u>0,05-0,07</u> 0,06(2)	<u>0,02-0,16</u> 0,09(3)	<del>0,25(1)</del>	<u>0,02-0,92</u> 0,23(10)	-	<u>0,02-0,92</u> 0,19(16)
Турон	-	0,08(1)	<u>0,06-0,37</u> 0,18(10)	<u>0,08-1,34</u> 0,41(4)	-	<u>0,06-1,34</u> 0,25(15)
Сенон	-	0,23(1)	<u>0,08-1,31</u> 0,37(6)	<u>0,007-1,10</u> 0,18(43)	-	<u>0,007-1,31</u> 0,20(50)
Среднее для отдельных типов пород	<u>0,004-0,89</u> 0,15(46)	<u>0,006-0,43</u> 0,16(22)	<u>0,03-1,31</u> 0,22(35)	<u>0,007-1,34</u> 0,20(63)	<u>0,003-4,36</u> 0,29(40)	<u>0,003-4,36</u> 0,21(208)

Таблица 17

Лимнесцентно-битуминологическая характеристика меловых отложений Вахш-Обихингоуской зоны

Возраст	Параметры	Песчаники	Алевриты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Валанжин-гогерия	ЛБ	<u>0,0003-0,12</u>	<u>0,0006-0,01</u>	<u>0,0003-0,0150</u>	0,0070	<u>0,0006-0,0070</u>	<u>0,0003-0,02</u>
		0,0031(53)	0,0036(19)	0,0030(15)		0,0011(34)	0,0022(102)
	СББ	<u>0,0012-0,0150</u>	<u>0,0006-0,01</u>	<u>0,0018-0,01</u>	0,0050	<u>0,0018-0,01</u>	<u>0,0006-0,0150</u>
		0,0050(33)	0,0042(79)	0,0040(15)		0,0041(34)	0,0044(102)
	ЛБ+СББ	<u>0,0018-0,0275</u>	<u>0,0024-0,0150</u>	<u>0,0036-0,0250</u>	0,0120	<u>0,0022-0,0250</u>	<u>0,0018-0,0275</u>
	0,0081(33)	0,0078(19)	0,0068(15)		0,0054(34)	0,0069(102)	
	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,2-2,0</u>	<u>0,3-1,5</u>	1,5	<u>0,1-1,3</u>	<u>0,1-2,7</u>	
	0,6(33)	0,8(19)	0,7(15)		0,3 (34)	0,6(102)	
Баррем-аит	ЛБ	<u>0,0006-0,0150</u>	<u>0,0006-0,0075</u>	<u>0,0006-0,03</u>	-	<u>0,0006-0,0070</u>	<u>0,0006-0,03</u>
		0,0025(18)	0,0023(25)	0,0086(11)		0,0030(17)	0,0036(71)
	СББ	<u>0,0006-0,0075</u>	<u>0,0018-0,0075</u>	<u>0,0025-0,02</u>	-	<u>0,0012-0,0150</u>	<u>0,0006-0,02</u>
		0,0044(18)	0,0051(25)	0,011(11)		0,0070(17)	0,0048(71)
	ЛБ+СББ	<u>0,0012-0,0225</u>	<u>0,0024-0,0125</u>	<u>0,0061-0,05</u>	-	<u>0,0018-0,022</u>	<u>0,0012-0,0225</u>
	0,0063(18)	0,0074(25)	0,02(11)		0,01(17)	0,01(71)	
	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,1-3,0</u>	<u>0,1-1,5</u>	-	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,1-3,0</u>	
	0,7(18)	0,55	0,7(11)		0,4(17)	0,6(71)	
А л ь б	ЛБ	<u>0,0005-0,03</u>	<u>0,0006-0,0075</u>	<u>0,0003-0,03</u>	<u>0,0009-0,03</u>	<u>0,0003-0,01</u>	<u>0,0003-0,03</u>
		0,0027(26)	0,0025(22)	0,0070(27)	0,0118(9)	0,0029(23)	0,0044(112)
	СББ	<u>0,0012-0,0150</u>	<u>0,0025-0,02</u>	<u>0,0018-0,0150</u>	<u>0,0025-0,0150</u>	<u>0,0012-0,0150</u>	<u>0,0012-0,02</u>
		0,0050(26)	0,0066(22)	0,0077(27)	0,0059(9)	0,0067(28)	0,0060(112)
	ЛБ+СББ	<u>0,0031-0,0385</u>	<u>0,0031-0,0218</u>	<u>0,0012-0,0537</u>	<u>0,0043-0,0550</u>	<u>0,0015-0,0250</u>	<u>0,0012-0,0550</u>
	0,0032(26)	0,0037(22)	0,0124(27)	0,0176(9)	0,01(28)	0,01(112)	
	<u>0,4-4,0</u>	<u>0,1-2,0</u>	<u>0,2-8,0</u>	<u>0,5-3,0</u>	<u>0,1-1,5</u>	<u>0,1-3,0</u>	
	0,2(26)	0,55(22)	2,1(27)	1,8(9)	0,45(28)	0,9(112)	

Продолжение таблицы I7

Возраст	Параметры	Песчанники	Алевриты	Глины	Карбонатные породы	Паттумы	Среднее по всем типам пород
Сенонман	ХБ	0,0075	<u>0,0057-0,0070</u>	<u>0,0025-0,44</u>	<u>0,0018-0,12</u>	<u>0,0018-0,01</u>	<u>0,0018-0,12</u>
			0,0052(3)	0,0175(6)	0,0238(28)	0,0033(6)	0,0183(44)
	СББ	0,0037	<u>0,0050-0,0070</u>	<u>0,0037-0,01</u>	<u>0,0037-0,02</u>	<u>0,0037-0,01</u>	<u>0,0037-0,02</u>
			0,0063(3)	0,0073(6)	0,0038(28)	0,0031(6)	0,0082(44)
	ЛБ+СББ	0,0112	<u>0,0107-0,0120</u>	<u>0,01-0,0275</u>	<u>0,0068-0,1350</u>	<u>0,0063-0,0225</u>	<u>0,0068-0,1350</u>
		0,0116(3)	0,0248(6)	0,0326(28)	0,0134(6)	0,0276(44)	
	ЛБ/СББ	2,0	<u>0,5-1,5</u>	<u>0,3-4,0</u>	<u>0,2-3,0</u>	<u>0,25-1,3</u>	<u>0,2-8,0</u>
			0,5(3)	2,3(6)	2,2(28)	0,7(6)	1,5(44)
Турон	ЛБ	-	0,008	<u>0,0006-0,8</u>	<u>0,0012-0,04</u>	<u>0,0037-0,16</u>	<u>0,0006-0,16</u>
				0,0154(32)	0,0129(11)	0,0818(2)	0,02(46)
	СББ	-	0,16	<u>0,0037-0,06</u>	<u>0,0050-0,02</u>	<u>0,0050-0,16</u>	<u>0,0037-0,16</u>
				0,0133(32)	0,0091(11)	0,0825(2)	0,0120(46)
	ХБ+СББ	-	0,24	<u>0,0150-0,0950</u>	<u>0,0075-0,0187</u>	<u>0,0087-0,32</u>	<u>0,0075-0,32</u>
			0,0287(32)	0,0220(11)	0,0164(2)	0,0575(46)	
	ХБ/СББ	-	0,5	<u>0,1-5,3</u>	<u>0,1-2,7</u>	<u>0,7-1,0</u>	<u>0,1-5,3</u>
			1,1(32)	1,3(11)	0,8(2)	1,2(46)	
Сенон	ЛБ	-	<u>0,0009-0,0075</u>	<u>0,0006-0,08</u>	<u>0,0012-1,0037</u>	<u>0,0025-0,0075</u>	<u>0,0006-1,0037</u>
			0,0051(8)	0,0111(27)	0,0143(88)	0,0050(2)	0,0129(125)
	СББ	-	<u>0,0050-0,0075</u>	<u>0,0037-0,0350</u>	<u>0,0025-0,0,04</u>	<u>0,0025-0,0150</u>	<u>0,0025-0,0,04</u>
			0,0058(8)	0,0081(27)	0,0118(88)	0,0088(2)	0,0105(125)
	ЛБ+СББ	-	<u>0,0059-0,0140</u>	<u>0,0055-0,9</u>	<u>0,0050-0,16</u>	<u>0,0050-0,0225</u>	<u>0,0050-0,16</u>
		0,0109(8)	0,02(27)	0,0262(38)	0,0138(2)	0,0235(125)	
	ЛБ/СББ	-	<u>0,2-1,5</u>	<u>0,1-8,0</u>	<u>0,1-6,0</u>	<u>0,5-1,0</u>	<u>0,1-8,0</u>
			0,9(8)	1,4(27)	1,4(88)	0,7(2)	1,3(125)

Валанжин-готеривские отложения характеризуются, в общем, невысоким содержанием органического углерода, среднее значение которого по всем литологическим типам пород составляет 0,12% (см. табл. 12). Из всех представленных разновидностей пород наиболее высокая его концентрация приурочена к паттумам (0,24%), в отдельных образцах которого она доходит до 4,36%. Содержание  $S_{\text{орг}}$  в алевролитах (0,13%) и песчаниках (0,14%) незначительное. Исключения составляют единичные образцы, в которых оно в несколько раз превосходит указанные величины (0,43% и 0,89% соответственно).

По степени битуминозности рассматриваемые отложения не представляют большого интереса. Общее среднее содержание битума низкое — 0,0054%, причем в его составе преобладает спирто-бензолная часть, что указывает на окисленный характер самого вещества. В распределении битума наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в относительной обогащенности им глинистых (0,0068%) и карбонатных пород (0,012%) по сравнению с паттумами (0,0044%), песчаниками (0,0055%) и алевролитами (0,0061%). В целом отложения валанжин-готерива могут быть охарактеризованы как сингенетично-битуминозные образования с низкими величинами содержания органического и битумного вещества.

Баррем-аптские породы по количеству органического углерода почти не отличаются от валанжин-готеривских образований. В рассматриваемых отложениях среднее значение  $S_{\text{орг}}$  составляет 0,13%. Наиболее богаты им паттумные породы, содержащие в среднем 0,27%,  $S_{\text{орг}}$ , а в отдельных образцах до 2,31%. Заметно пониженное его содержание наблюдается среди алевролитов (0,12%), в которых изредка эта величина увеличивается до 0,26%. Песчаные и глинистые породы беднее (0,06–0,09%) органическим материалом.

Таким образом, в распределении ОВ наблюдается увеличение его количества от глин и песчаников к алевролитам и паттумам.

Битуминозность отложений по всем разновидностям пород в среднем составляет 0,0020%. Средние значения битума в глинах (0,017%) в несколько раз выше, чем в песчаниках (0,004%), алевролитах (0,005%) и паттумах (0,0073%), причем в некоторых из исследованных глинистых пород отмечено его кларковое содержание (0,05%). Битумное вещество по своему характеру окисленное, о чем свидетельствует преобладание спиртобензольной части над хлороформенной. Однако, это не означает повсеместной окисленности битума. Нередко среди песчано-алевритовых пород обнаруживаются миграционноспособные, с высокой степенью восстановленности (2,0-3,0%) его компонентов.

Сопоставляя валанжин-готеривские и баррем-аптские отложения, можно констатировать, что они как по битуминозности, так и по содержанию  $C_{орг}$  являются сходными между собой образованиями.

Альбские породы отличаются от вышеописанных количественным соотношением основных компонентов рассеянного органического вещества. При сравнительно невысоком среднем значении  $C_{орг}$  в разрезе (0,16%), из всех литологических разностей наиболее обогащены им глины (0,21%) и карбонаты (0,19%), которые нередко характеризуются и резко повышенными концентрациями, изменяющимися в пределах 0,45-0,97%. Пониженное содержание органического материала наблюдается в алевролитах (0,11%), песчаниках и паттумах (по 0,10%), заключающих также в ряде случаев максимальные его количества (0,75-0,90%). Общая обедненность альбских отложений  $C_{орг}$  объясняется широким развитием (в нижней и средней частях разреза) красноцветных песчано-алевритовых и смешанных обломочных пород. Известняки и особенно глины, богатые органикой, главным

образом приурочены к верхнему альбу. Характер распределения ОВ по литологическим типам пород показывает, что возможным источником углеводородных флюидов являются глинистые осадки. Об этом также свидетельствует величина среднего содержания битума (0, 0123%) в рассматриваемых отложениях. Концентрация хлороформенного и суммарного количества битума в глинистых и карбонатных породах составляет 0, 01–0, 0117 и 0, 02–0, 18% соответственно. Анализ величины абсолютных значений битуминозности пород показывает, что наряду с глинами и известняками (0, 08–0, 04%) сравнительно высокие содержания хлороформенной части битума характерны также для песчаных (0, 03%) и алевритовых отложений (0, 02%). Коэффициент восстановления битуминозного вещества возрастает от терригенных пород (0, 6%) к глинистым и карбонатным (1, 4–1, 7%). В целом совокупность данных количественной характеристики  $C_{\text{орг}}$  и битуминозных компонентов свидетельствует о том, что в альбское время существовали условия, благоприятные для накопления и сохранения органического материала.

Сеноманские отложения как по среднему содержанию органического углерода (0, 15%), так и по насыщенности отдельных литологических типов пород экстремальными значениями его концентраций мало отличаются от альбских образований.

Здесь наиболее высокое количество  $C_{\text{орг}}$  (среднее 0, 24%) приходится на долю глинистых пород. Низкими показателями (0, 05–0, 09%) характеризуются паттумы и алевролиты. Карбонатные породы и песчаники по степени обогащенности органическим материалом (0, 18 – 0, 14%) занимают промежуточное положение между глинами и алевролитами, показывая в некоторой части изученных образцов аномально высокие величины, колеблющиеся в пределах 0, 68–0, 92%.

Несколько иная картина наблюдается в распределении битума в рассматриваемых отложениях. Как общая, так

и хлороформенная и спирто-бензольная его составляющие по своему содержанию заметно превосходят альбские породы. Сравнительно повышена концентрация битумного вещества, отличающегося еще и более восстановленным характером, наблюдается среди известняков (0,04%). Вслед за известняками по содержанию наиболее легких компонентов битума стоят глины (0,0113%), а затем терригенные песчано-алевритовые породы (0,0026-0,0083%). Итак, в сеноманское время геохимические условия накопления и сохранения органического вещества в пределах исследованной территории были относительно более благоприятными, чем в альбское.

Туронские отложения характеризуются наиболее высоким содержанием  $C_{орг}$ , среднее значение которого на всю описываемую толщу составляет 0,31%. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что здесь широко представлены глинистые и карбонатные образования, как правило, отличающиеся большой концентрацией органического вещества. Повышенные величины последнего в основном наблюдаются среди карбонатных (в среднем 0,36%) и глинистых (0,30%) пород. Максимальное же количество  $C_{орг}$  в известняках достигает 2,10%, в глинах - 1,07%. Битуминозность пород по всем литологическим типам сравнительно большая - 0,0423%, а битумы характеризуются относительной восстановленностью (1,1). Наиболее легкая и подвижная хлороформенная часть битума приурочена к смешанным и алевритовым породам, в которых среднее ее содержание достигает 0,04% при высоком пределе колебаний (0,08-0,16%). В известковых и глинистых образованиях эти величины соответственно изменяются в интервале 0,01-0,02%, возрастая в отдельных случаях до 0,16-0,80%; коэффициент восстановленности увеличивается от песчаников и алевролитов к карбонатным и глинистым породам.

Таким образом, судя по содержанию и характеру распределения органического углерода и битумов, можно

заклучить, что в течение туронского времени существовавшие ранее благоприятные накоплению и преобразованию ОВ геохимические условия еще более стабилизировались.

Сенонские отложения представлены в основном карбонатными образованиями, отличаются относительно высоким содержанием  $C_{орг}$ , находящегося в среднем в количестве 0,25%, которое совпадает со среднеарифметическим его значением в известняках. Отдельные образцы последних сильно обогащены органикой, составляющей 4,85% от веса породы. Сенонские глинистые прослои также богаты органическим углеродом (0,33%) с пределом колебаний величины от 0,08 до 1,31%.

Битуминозность сенонских отложений несколько ниже, чем в туронских породах (0,0327%). Наибольшая приуроченность хлороформенного битума наблюдается в глинах (0,0187%) и известняках (0,0166%), которые, кроме того, отличаются также максимальными его концентрациями, достигающими до 0,08-1,0%.

Насыщенность карбонатных пород как органическим веществом, так и легкими компонентами битума возможно свидетельствует о перераспределении углеводородных соединений.

Таким образом, в течение мелового периода существовала определенная дифференциация геохимических условий осадконакопления во времени и в пространстве, о чем свидетельствуют изученные нами некоторые закономерности распределения органического углерода и битумов в меловых отложениях. Анализ имеющихся данных показывает, что наиболее благоприятные условия накопления и фоссилизации исходного органического материала имели место в альбе, сеноманское, туронское и сенонское время.

## 2. Аутигенно-минералогические формы железа и типы геохимических обстановок

Геохимия органического вещества тесно связана с минеральной составной частью осадочных образований, о чем свидетельствуют многочисленные работы, посвященные данному вопросу. Эта связь выражается в функциональной зависимости аутигенного минералообразования от количества органического вещества, находящегося в осадке (Страхов, 1955a). Правда, в последующих работах автору (1962) удалось выяснить, что подобная зависимость форм железа от  $S_{орг}$  остаточного не носит ярко выраженный количественный, а имеет общий качественный характер. Однако следует подчеркнуть, что как органическое вещество, так и соотношение различных аутигенных железистых минералов, будучи недостаточно эффективными показателями окислительно-восстановительных процессов (Юркевич, 1958), остаются пока единственным методом, по которому определяются геохимические условия формирования осадочных пород. На возможность использования целого ряда аутигенных минералов для характеристики физико-химической обстановки осадкообразования указывали Л. В. Пустовалов (1940) и Г. И. Теодорович (1947, 1956, 1964).

Наши геохимические построения базируются на данных содержания  $S_{орг}$ , количественных соотношений  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  и  $FeO/Fe_{орг}$ , а также наличия пирита и марказита.

Метод соотношения форм железа  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , применяемый А. Б. Роновым (1958) в качестве индикатора геохимических условий, характеризует степень окисленности или восстановленности среды. Чем больше величина отношения  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , тем сильнее развит процесс окисления. Автор отмечает, что устойчивые восстановительные условия определяются значением этого коэффициента  $< 1,0$ . А. И. Зинovieв (1964) для выявления типа окислительно-восстановительных обстановок пользуется отношением закисного железа к общему его содержанию и именует полученную

числовую величину коэффициентом восстановленности пород ( $K$ ), который, отражая баланс закисных и окисных форм  $^{V}Fe$ , представляет собой долю его редуцированной части.  $K$ , умноженный на 100, выражает процентное содержание восстановленного железа.

На основе этих показателей даем геохимическую характеристику меловым породам исследованной территории.

Валанжин-готеривские отложения представлены в основном красноцветными песчано-алевритовыми и паттумными породами, выделяются резким преобладанием окисных соединений железа над закисными. Пиритная форма  $Fe$  практически отсутствует, составляя тысячные и малые сотые доли процента. Это соответствующим образом повлияло на величину отношения  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , которая в среднем для данного стратиграфического интервала составляет 3,7 при пределах ее колебаний от 2,5 до 5,1. Коэффициенту восстановленности ( $K$ ) соответствуют низкие значения (среднее 22,7%), изменяющиеся от 16,0% в минимуме до 30,0% в максимуме (табл. 18). Из аутигенных минералов наиболее распространены соединения окислов и гидроксидов железа, представленные в основном лимонитом. Из этого следует, что формирование пород происходило в резко окислительных геохимических условиях. Последнее подтверждается также низким содержанием  $S^{org}$  (0,08% в Преддарвазье и 0,22% в Вахш-Обихингоуской зоне).

Таким образом, в валанжин-готеривское время на всей территории господствовала окислительная геохимическая обстановка, определившая обедненность осадков органическим веществом и слабую их битуминозность в случаях локального повышения содержания  $OB$ .

Баррем-аптское время характеризуется широким развитием обломочных песчано-алевритовых и смешанных отложений, также богатых соединениями

Таблица 10

Геохимическая характеристика меловых отложений восточной части Таджикской депрессии

Возраст	Содержание форм реакционноспособного железа в % на породу				Аутигенные минералы железа	Сорг. в % на породу		Коэффициент восстановления породы (Кв), %	Тип обстановки
	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sub>квр.</sub>	Fe <sub>сбв.</sub>		Сорг. ост.	Сорг. исх.		
Баланкин-готерив	0,50-1,09	0,18-0,36	0,005-0,02	1,10-1,47	Лимонит	0,02-4,36	0,11-0,24	16,0-30,0	I
	1,00(10)	0,30(10)	0,01(10)	1,30(10)		0,12(91)	0,20(10)	22,7	
Баррем-ант	0,65-1,08	0,24-0,36	0,005-0,03	1,01-1,32	Лимонит	0,03-2,31	0,12-0,24	17,5-32,3	I
	0,83(9)	0,29(9)	0,017(9)	1,12(9)		0,13(61)	0,21(9)	25,1	
Альб	0,48-0,82	0,24-0,60	0,008-0,03	0,72-0,42	Лимонит, глауконит	0,02-0,24	0,14-0,26	33,3-42,2	I
	0,64(11)	0,40(11)	0,02(1)	1,04(11)		0,10(11)	0,20(11)	37,4	
Сеноман	0,13-0,40	0,48-1,20	0,08-0,10	0,85-1,55	Глауконит пирит, марказит	0,04-3,42	0,22-3,77	55,0-84,7	II
	0,28(5)	0,84(5)	0,10(5)	1,12(5)		0,17(110)	0,30(5)	74,3	
Турон	0,10-0,30	0,50-1,15	0,20-0,69	1,10-2,90	Глауконит пирит, марказит	0,04-0,92	0,33-1,79	76,0-86,0	II
	0,50(14)	0,93(14)	0,45(14)	1,65(14)		0,15(42)	0,76(14)	79,3	
Турон	0,27-0,53	0,82-3,61	0,36-1,75	1,45-5,89	Пирит, марказит	0,04-2,10	0,54-4,47	74,0-91,0	III
	0,43(23)	1,83(23)	0,84(23)	3,08(23)		0,31(30)	1,47(23)	82,0	
Сенон	0,05-0,24	0,31-1,56	0,14-0,91	0,65-2,40	Глауконит пирит	0,07-4,85	0,26-6,01	91,0-94,0	III
	0,12(19)	0,67(19)	0,52(19)	1,37(19)		0,25(97)	0,86(19)	92,3	

Примечание. I - окислительный; II - слабовосстановительный; III - восстановительный типы геохимических обстановок.

ми железа, в которых преобладающая роль принадлежит окисной его форме. Пиритное железо находится в резко подчиненном количестве. По соотношению различных форм железа геохимический ряд приобретает следующий типичный для окислительной обстановки вид:  $Fe^{+3} > Fe^{+2} > Fe^{пир}$ . Баланс  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  изменяется в пределах 2, 7-4, 5, образуя в среднем величину 3, 0.

Коэффициент восстановленности (К) низкий (в среднем 25, 1%) — от 17, 5 до 32, 3%. Из числа выявленных при иммерсионных исследованиях аутигенных минералов следует в первую очередь отметить присутствие большого количества лимонита, наряду с которым отмечается наличие зерен глауконита. В отдельных прослоях глин и глинистых алевролитов нижней части окузбулакской свиты обнаружен также пирит. Анализ данных изучения соотношений аутигенно-минералогических форм железа свидетельствует о продолжающихся окислительных условиях осадконакопления.

В альбское время как фашиальные, так и геохимические условия существенным образом изменяются. В течение рассматриваемого времени вся область аккумуляции неоднократно представляла собой окраинную часть морского бассейна, где главным образом происходило накопление песчано-алевритовых и глинистых осадков. Среда осадконакопления характеризовалась неустойчивой, постоянно меняющейся геохимической обстановкой. Начало альба и последовавшее за ним время формирования среднеальбских отложений ознаменовалось повсеместным развитием окислительных условий. Правда, в общем балансе аутигенно-минералогических форм железа доля его закисных соединений заметно возрастает, что отразилось на величине отношения  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , которая варьирует в интервале 1, 4-2, 0 (средняя 1, 7), значительно приближается к единице. Коэффициент восстановленности (К) пород с пределами колебаний от 33, 3 до 42, 2 (средний 37, 4) характеризует типично окислительную геохимическую обстановку.

Из аутигенных минералов можно отметить постоянное присутствие глауконита и лимонита. Кроме того, здесь обнаружены минералы группы безводных карбонатов меди (малахит, азурит), образующих известные медистые песчаники. Высказанное Н. М. Страховым (1962) положение о том, что глауконит генетически связан с морскими образованиями и возникает в окислительной или нейтральной среде "в стадию окислительного минералообразования на фоне низких содержаний  $C_{орг}$ ", четко подтверждается на примере альбских отложений изученной территории.

Окислительная обстановка, существовавшая вплоть до позднеальбского времени, в конце его сменяется на слабовосстановительную. В составе отложений, накопившихся в течение данного отрезка времени, преобладают глинистые и илистые осадки, заметно обогащенные органическим углеродом (0, 2-0, 3%). Это качественно повлияло на геохимическую среду седиментационного бассейна и вызвало редукцию большой массы  $Fe^{+3}$  в  $Fe^{+2}$ . В общем балансе железа закисная его форма становится преобладающей, но окисные соединения Fe продолжают заметно превосходить содержание Fe

Величина соотношения  $Fe^{+3}/Fe^{2\text{ пир.}}$  колеблется в пределах 0, 8-0, 2 (средняя 0, 4), характеризуя обстановку от слабовосстановительной до восстановительной. Доля восстановительного железа ( $K_V$ ) изменяется от 55, 0% до 84, 7%, составляя в среднем 74, 3%, что также подтверждает смену геохимических условий. В составе аутигенных минералов появляется пирит и марказит. Максимальные концентрации последних наблюдаются в глинистых породах, в которых они образуют иногда основную массу тяжелой фракции (83-100%).

Таким образом, наступившая в раннеальбское время трансгрессия моря не сопровождалась резкой сменой окислительно-восстановительных условий. Только в предшествующее началу сежманской аккумуляции время почти на

всей территории установилась довольно устойчивая слабавосстановительная среда осадконакопления.

Сеноманский век как по проявлению геохимических процессов, так и по фаціальным особенностям имеет много общего с предыдущим этапом геологической истории. Накопление глинисто-карбонатных отложений чередуется с формированием красноцветных песчано-алевритовых пород. В общем балансе аутигенно-минералогических форм железа основная роль принадлежит закисным его соединениям, в которых значительную долю составляет  $Fe^{+2}$ , по количеству заметно превосходящее окисное железо. Геохимический ряд аутигенного минералообразования  $Fe^{+2} > Fe^{+3} \geq Fe^{+4}$  свидетельствует о преобладании слабавосстановительной обстановки в рассматриваемое время. Соотношение величин  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  за редким исключением постоянно находится в интервале 0,3–0,5, причем наиболее низкие его значения отмечаются среди глинистых и карбонатных пород. Коэффициент восстановленности изменяется в пределах 76,0–86,0%. Анализ цифр  $K_B$  показывает, что песчаники и алевриты сеномана являются образованиями типично слабавосстановительной геохимической среды. Большие величины  $K_B$  (до 86%) глинистых и особенно карбонатных пород указывают на определенно устойчивые восстановительные условия, в которых происходило их формирование. Количественное соотношение  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  увеличивается от песчано-алевритовых пород (12,0–15,0) к глинисто-карбонатным (30,0–40,0%). То же самое наблюдается в распределении пирита. Повышенные средние его содержания в процентах на тяжелую фракцию приходятся на глины (5,2–26,7%), заключающие в некоторых образцах до 85,5%. Кроме того, в известняках наиболее широко развиты зерна глауконита, нередко заполняющие камерки мелких фораминифер, ячейки мшанок и ядра оолитов.

В туронское время повсеместно устанавливаются устойчивые морские условия, в которых про-

исходило преимущественное накопление тонкозернистых глинистых и илистых осадков. Обстановка в седиментационном бассейне в высшей степени благоприятствовала пышному развитию макро- и микроорганизмов, благодаря чему отложения характеризуются максимальной обогащенностью органическим веществом.

Процесс аутигенного минералообразования шел под знаком усиленной редукции сульфатов в иловой воде и генерации за счет их пирита. Количество последнего, по данным средних значений, постоянно нарастает от песчаников к глинам и достигает 57, 3–61, 6% тяжелой фракции. В частных случаях почти весь выход тяжелых минералов состоит из  $FeS_2$  (98, 0–100, 0%). Пиритная форма железа превосходит окисные его соединения, но уступает сумме  $Fe^{+2}$ , т. е.  $Fe^{+2} > Fe^{пир.} > Fe^{+3}$ . Такое соотношение между различными формами железа показательно для той среды, где процесс осадконакопления осуществляется в восстановительной обстановке. Величины  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  приобретают абсолютно низкие значения, колеблясь от 0, 1 до 0, 3. Коэффициент восстановленности ( $K_v$ ) пород точно характеризует эти данные. Величине 0, 3 соответствует самый низкий предел  $K_v^E$  (74%), который при  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , равном 0, 1, достигает своего максимума (91%).

Таким образом, в туронское время осадконакопление происходило под знаком повышенного содержания органического вещества и превосходящей роли аутигенных закисных форм железа, при господстве устойчивых восстановительных геохимических условий.

Сеноманский этап развития территории связан с массовым накоплением илистых осадков и дальнейшим диагенетическим преобразованием их в карбонатные, преимущественно известняковые породы, богатые остатками различных групп ископаемых организмов. По данным фашиально-геохимического анализа, они возмещают

ные образования формировались в мелководно-морских условиях с восстановительным типом геохимической обстановки.

В балансе аутигенно-минералогических форм железа основное место принадлежит закисным его соединениям, в том числе и пиритному железу. В большинстве случаев в известняках  $\text{FeS}_2$  количественно превосходит сумму закисных форм железа. В целом же соотношения различных аутигенных железистых соединений могут быть определены следующим рядом:  $\text{Fe}^{+2} > \text{Fe}^{+3} > \text{Fe}^{\text{пир}}$ . Величина  $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$  приобретает самое низкое (0, 1) значение, что соответствует среде с устойчивой восстановительной геохимической обстановкой. Процентное содержание восстановленного железа ( $K_V$ ) колеблется в пределах 91, 0-94, 0%, что указывает на интенсивное развитие редукционных процессов и обогащение осадка  $\text{Fe}^{\text{пир}}$  и  $\text{Fe}^{+2}$ . Эти условия максимально способствовали фоссиллизации органического вещества и дальнейшему его преобразованию по пути битумообразования. Как видно, в сенонское время формирование одновозрастных осадочных пород протекало в устойчивых восстановительных геохимических условиях, создавшихся в результате наличия достаточного количества ОВ и широкого развития закисных аутигенных форм железа.

### 3. Содержание и распределение малых химических элементов

В последние годы вопросам геохимии и распределения малых химических элементов в осадочных толщах различных регионов территории СССР посвящены крупные работы С. М. Катченкова (1959), Н. М. Страхова (1962) и отдельные детальные исследования, проведенные Ш. Х. Амирхановым (1963), А. Э. Конторовичем (1963а, 1963б) и А. М. Габрильяном с сотр. (1965). Нами на примере меловых отложений излагаются результаты исследования содержания элементов групп щелочноземельной ( $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ) и

железа (  $Ti$  ,  $Mg$  ,  $Sr$  ,  $Ni$  ,  $Co$  ,  $V$  ,  $Cu$  )  
в глинистых фракциях 700 образцов.

Некоторые исследователи (М. Л. Кейт, Э. Т. Дегенс, 1961) предлагают анализировать наиболее тонкозернистую часть породы. Н. М. Страхов (1962) рекомендует определять содержание элементов не в натуральной породе, а в бескарбонатном ее веществе, так как карбонаты несколько затушевывают контрастность в распределении элементов. Для спектроскопических исследований гранулометрическим анализом были выделены фракции размером частиц  $< 0,01$  мм, которые освобождались от растворимой карбонатной части, после чего производился полуколичественный спектральный анализ.

**В а л а н ж и н — г о т е р и в.** Содержание стронция во всех петрографических типах пород остается постоянным — 0,01% (табл. 19). Барий составляет максимальные концентрации (0,05%) в глинах и известняках. Количество титана достаточно высокое и увеличивается от 0,09% в песчаниках до 0,50% в карбонатных породах. Большие концентрации марганца (0,60%) наблюдаются в известняках, низкие характерны для глинисто-паттумных (0,01%) и песчано-алевритовых пород (0,02%). Содержание хрома в различных типах пород мало изменяется и колеблется в пределах 0,005% в паттумах и 0,007% в песчаниках. Никель больше концентрируется в глинах и алевролитах, где он составляет 0,01%. Количество ванадия увеличивается от песчаников (0,004%) к глинам (0,006%). Распределение меди во всех типах пород равномерное — 0,001%. Кобальт не характерен для данного района. Содержание его низкое и постоянное (0,001%) как в разновозрастных, так и в разнотипных породах (см. табл. 19).

Н. М. Страховым (1962) было предложено использовать в качестве индикатора химического выветривания в областях сноса закономерности в распределении малых

Распределение малых химических элементов по типам пород

Порода	Количество образцов	Sz	Ba	Ti	Mn	Cz	Ni	Co	V	Cu
<u>Валанжин-готерив</u>										
Песчаники	45	0,01	0,02	0,09	0,02	0,007	0,008	0,001	0,004	0,001
Алевролиты	44	0,01	0,03	0,21	0,02	0,006	0,01	0,001	0,005	0,001
Глины	15	0,01	0,05	0,31	0,01	0,006	0,01	0,001	0,006	0,001
Паттулы	30	0,01	0,03	0,21	0,01	0,005	0,008	0,001	0,005	0,001
Карбонаты	1	0,01	0,05	0,50	0,60	0,006	0,01	0,001	0,003	0,001
<u>Баррем-апт</u>										
Песчаники	42	0,01	0,03	0,10	0,02	0,008	0,006	0,001	0,004	0,001
Алевролиты	28	0,01	0,04	0,20	0,03	0,008	0,008	0,001	0,005	0,001
Глины	5	0,01	0,02	0,20	0,03	0,007	0,008	0,001	0,006	0,001
Паттулы	33	0,01	0,05	0,10	0,02	0,008	0,007	0,001	0,007	0,001
Карбонаты	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>А л ь б</u>										
Песчаники	40	0,01	0,05	0,20	0,06	0,01	0,008	0,001	0,008	0,005
Алевролиты	46	0,005	0,04	0,10	0,02	0,008	0,009	0,001	0,006	0,002
Глины	34	0,01	0,04	0,20	0,11	0,007	0,007	0,001	0,007	0,005
Паттулы	43	0,01	0,04	0,10	0,03	0,008	0,01	0,001	0,006	0,007
Карбонаты	7	0,02	0,17	0,07	0,7	0,004	0,003	0,001	0,003	0,004

Порода	Количество образцов	Sz	Ba	Ti	Mn	Cz	Mi	Co	V	Cu
<b>С е н о м а н</b>										
Песчаники	2	0,02	0,01	0,20	0,16	0,008	0,008	0,001	0,006	0,003
Алевролиты	18	0,01	0,03	0,14	0,02	0,009	0,007	0,001	0,006	0,007
Глины	23	0,01	0,03	0,09	0,03	0,003	0,006	0,001	0,007	0,001
Паттумы	13	0,01	0,03	0,12	0,06	0,003	0,003	0,001	0,007	0,005
Карбонаты	27	0,03	0,01	0,13	0,27	0,005	0,001	0,001	0,003	0,001
<b>Т у р о н</b>										
Песчаники	7	0,01	0,03	0,60	0,04	0,02	0,01	0,001	0,01	0,001
Алевролиты	13	0,01	0,05	0,20	0,03	0,002	0,007	0,001	0,008	0,002
Глины	50	0,02	0,04	0,10	0,04	0,005	0,005	0,001	0,006	0,007
Паттумы	4	0,01	0,04	0,20	0,08	0,002	0,007	0,001	0,009	0,002
Карбонаты	22	0,03	0,03	0,09	0,22	0,001	0,001	0,001	-	0,009
<b>С е н о н</b>										
Песчаники	1	0,01	0,03	0,16	0,01	0,01	0,01	0,001	0,008	0,003
Алевролиты	11	0,01	0,03	0,13	0,02	0,005	0,004	0,001	0,008	0,001
Глины	18	0,01	0,02	0,16	0,01	0,11	0,005	0,001	0,01	0,006
Паттумы	6	0,01	0,02	0,22	0,05	0,007	0,005	0,001	0,01	0,002
Карбонаты	73	0,07	0,01	0,07	0,1	0,001	0,002	0,001	0,002	0,006

химических элементов по литологическому ряду пород. (песчаники, алевролиты, глины и карбонатъ). Анализ поведения кривых изменения содержания малых элементов в валанжин-готеривских отложениях (рис. 40, 1) указывает на неупорядоченность в распределении элементов. Значит, при формировании валанжин-готеривских осадков в областях питания химическое выветривание было подавлено механической денудацией, которая обусловила недифференцированное распределение элементов.

Баррем - апт. Определение содержания стронция показывает постоянное и одинаковое (0, 01%) его количество во всех типах пород. Барий большей частью концентрируется в паттумах (0, 05%), несколько уменьшаясь в глинах (0, 02%). Максимум титана (0, 2%) отмечается в глинисто-алевритовых породах, а к песчаникам и неотсортированным отложениям содержание его падает до 0, 1%. Марганец чаще приурочен к глинистым образованиям до 0, 03%. Минимальная концентрация (0, 006%) никеля фиксируется в песчаниках, а в алевролитах и глинах содержится 0, 008%. Ванадий в несколько повышенном количестве (0, 007%) обнаружен в паттумах. Содержание меди остается неизменным (0, 001%) во всех литологических разностях пород.

Характер кривых распределения элементов в основных типах пород баррем-апта (см. рис. 40, II) показывает, что они неодинаковы. Если титан, марганец и никель концентрируются в алевролитах и глинах, а песчаники и известняки ими бедны, то барий, хром и ванадий имеют тенденцию накапливаться в паттумах. Содержание стронция независимо от типа пород остается постоянным. Такая пестрота в распределении малых элементов указывает, что во время образования баррем-аптских осадков существовала физико-географическая обстановка, сходная с валанжин-готеривской, когда преобладало механическое выветривание в областях сноса. Это подтверждается большим распространением терригенных пород, сре-

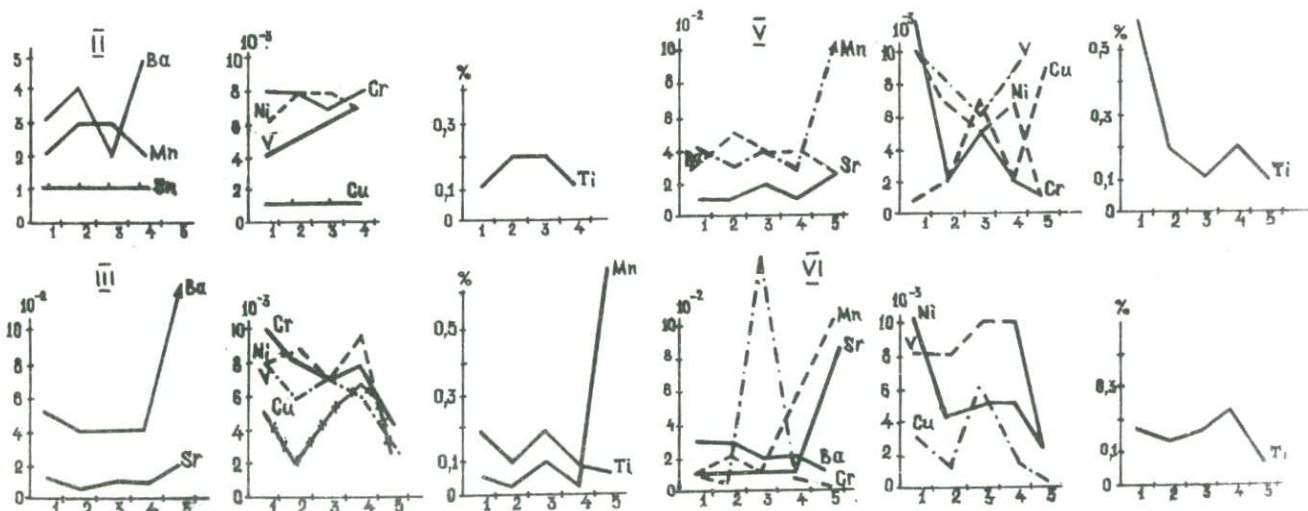


Рис. 40. Типы кривых распределения малых химических элементов в меловых породах: 1 - валанжин-готерив; II - баррем-апт; III - альб; IV - сеноман; V - турон; VI - сеноз; 1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - патумы; 4 - глины; 5 - известняки, доломиты, мергели.

ди которых особенно развиты смешанные неотсортированные их разности.

А л ь б. Содержание стронция в терригенных породах 0,01%, в известняках — до 0,02%. Количество бария в алевролитах, глинах и паттумах 0,04%, в песчаниках — 0,05%, а в известняках достигает 0,17%. Титан минимальной концентрации (0,07%) представлен в карбонатных породах, а в песчаниках и глинах его содержание увеличивается до 0,2%. Наибольшие содержания марганца связаны с илстыми осадками (0,7%). В глинах отмечается 0,11% марганца. Алевролиты (0,02%), паттумы (0,03%) и песчаники (0,06%) характеризуются низкими его содержаниями. Максимум хрома (0,01%) обнаружен в песчаниках. Количество никеля такое же, но он концентрируется в смешанных обломочных образованиях (0,01%). Ванадий относительно равномерно распределен во всех терригенных типах пород — от 0,006% в алевролитах и паттумах до 0,008% в песчаниках. Известняки несколько обеднены ванадием (0,003%). В отличие от нижележащих отложений медь дифференцированно распределена по типам пород. Наибольшая ее концентрация (0,007%) отмечается в неотсортированных разностях, в песчаниках и глинах — 0,005%, в известняках — 0,004%, а в алевролитах — 0,002%.

Изменение содержания элементов по различным литологическим типам пород позволяет отнести такое распределение к упорядоченному типу. Характер кривых стронция, бария и марганца совершенно однотипен, и наблюдается тенденция увеличения содержания их в карбонатных породах. Поведение кривых хрома, никеля, ванадия и меди очень близкое и одинаковое. Они, уменьшаясь от песчаников к алевролитам, резко повышаются в глинах и паттумах, а затем вновь понижаются в известняках. Упорядоченный гип распределения малых элементов, наблюдающийся в альбских отложениях, объясняется некоторым усилением химического выветривания в областях сно-

са, что отразилось на характере кривых содержания элементов с их воздыманием от песчаников к глинам.

**С е н о м а н.** Содержание стронция здесь повышается от терригенных пород (0,01–0,02%) к карбонатным (0,03%). Количество бария в песчаниках и известняках 0,01%, в алевролитах, смешанных породах и глинах 0,03%. Наибольшая концентрация титана (0,2%) наблюдается в песчаниках. Заметно ниже его содержание в алевролитах (0,14%), известняках (0,13%), паттумах (0,12%) и глинах (0,09%). Марганец постоянно приурочен к карбонатным отложениям (0,27%), значительно уменьшаясь в терригенных песчано-глинистых образованиях (0,02–0,16%). Хром чаще концентрируется в песчано-алевритовых породах (0,003–0,009%), заметно снижаясь в глинисто-известковых типах (0,003–0,005%). Содержание никеля в известняках самое низкое – 0,001% и увеличивается от глин (0,006%) к песчаникам (0,008%). Количество ванадия несколько уменьшается от 0,007% в глинах до 0,006% в песчаниках и 0,0003% в известняках. Медью обогащены песчано-алевритовые породы и паттумы (0,003–0,007%). Более тонкозернистые карбонатно-глинистые отложения обеднены ею (0,001%).

Распределение малых элементов по литологическому ряду пород сеноманских отложений характеризуется неупорядоченностью. Максимум одних элементов приходится на песчаные, других – на алевритовые или с двумя пиками на алевритовые и паттумные породы. Кривые распределения элементов оказываются сдвинутыми то в сторону крупнозернистых, то – тонкозернистых пород. Такая пестрота в поведении содержания малых элементов объясняется недостаточностью химического выветривания и значительной расчлененностью рельефа в областях питания.

**Т у р о н.** Содержание стронция увеличивается от сравнительно крупнозернистых пород (песчаники, алевролиты и паттумы) к наиболее тонкозернистым глинистым и

карбонатным образованиям — от 0,01 до 0,03% соответственно. Количество бария в алевролитах максимальное — 0,05%. В глинах и паттумах его содержится 0,04%. Песчаники и известняки несколько обеднены им (0,03%). Самые высокие (0,6%) концентрации титана наблюдаются в наиболее крупнозернистых (песчаниках) разностях пород. В глинах и известняках его содержание низкое (0,1—0,09%). Алевролиты и паттумы в этом отношении занимают промежуточное положение со значением титана в 0,2%. Марганцу свойственно концентрироваться в карбонатных образованиях. В данном случае его содержание в терригенных породах 0,03—0,04%, тогда как в известняках — 0,22%. Количество хрома, наоборот, низкое в известковых породах (0,001%) и повышенное (0,02%) в песчаных отложениях. Никель также приурочен к песчаникам (0,01%), по мере измельчения терригенного материала его содержание уменьшается от 0,007% в алевролитах и 0,005% в глинах, до 0,001% в известняках. В распределении ванадия по типам пород наблюдается такая же закономерность. Песчаники содержат 0,01% ванадия, паттумы и алевролиты несколько меньше (0,008—0,009%) и глины 0,006%. Медь, подобно марганцу и стронцию, концентрируется в известняках (0,009%), постепенно понижаясь в глинах (0,007%), в алевролитах и паттумах (0,002%) и в песчаниках (0,001%).

В распределении стронция, марганца и меди, с одной стороны, и титана, никеля и ванадия, с другой, по литологическому ряду пород наблюдается определенная согласованность. Несколько отличны поведения кривых хрома и бария, причиной чего может быть недостаточная точность анализа. Такое распределение элементов относится к сглаженной модификации упорядоченного типа (Страхов, 1962). Отметим, что в туронское время в областях питания снова начинает активизироваться химическое выветривание, которое отражается и в составе

осадков данного возраста, где преобладают относительно отсортированные породы.

**С е н о и.** Наибольшие концентрации стронция наблюдаются в карбонатных породах (0,07%). Обломочные отложения характеризуются низкими (0,01%) его значениями. Содержание бария, наоборот, уменьшается от песчаников (0,03%) к известнякам (0,01%). Максимальное количество титана отмечается в смешанных породах (0,22%), а известняки резко им обеднены (0,07%). В песчаниках и глинах титана содержится 0,15%, а в алевролитах — 0,13%. Повышенная концентрация марганца (0,1%) приурочена к карбонатным породам. В паттумах его 0,05%, в алевролитах — 0,02% и минимум в песчаниках и глинах (0,01). Содержание хрома резко падает от глинистых пород и песчано-алевритовых отложений (0,14—0,005%) к карбонатным (0,001%). Количество никеля постоянно увеличивается от известковых пород к терригенным. В первых никеля 0,002%, а в алевролитах — 0,004%, паттумах и глинах — 0,005% и в песчаниках — 0,01%. Высокие концентрации ванадия (0,01%) наблюдаются в паттумах и глинах. Несколько меньше его содержание (0,008%) в песчаниках и алевролитах. Известняки ванадием заметно обеднены (0,002%). Глины сенона относительно богаты медью (0,006%). Количество последней в песчаниках 0,003%. Паттумы и алевролиты содержат соответственно 0,002 и 0,001% меди. Ничтожно мало ее (0,0008%) в карбонатных породах.

Кривые распределения содержаний малых элементов по литологическому ряду пород позволяют выделить две группы элементов. К первой относятся стронций и марганец, характер изменения которых почти идентичен; при переходе от песчаников к алевролитам, глинам и паттумам содержание их остается постоянным, но резко повышается в карбонатных породах. В другую группу входят титан, хром, никель, ванадий и медь, для которых ха-

рактены большие концентрации в песчано-глинистых образованиях. Описываемый тип распределения элементов является также сглаженной модификацией упорядоченного типа. Сдвиг кривых содержания в сторону глин и смешанных пород показывает, что при формировании сенонских отложений в общем процессе денудации баланс химического выветривания был заметно выше.

Как указывает Н. М. Страхов (1962), на реальных кривых распределения элементов обычно отображены формы их миграции. При смещении максимумов содержаний в сторону песчаных и алевроитовых пород элементы большей частью переносятся в виде взвесей и, наоборот, при миграции коллоидными мицеллами кривые повышенных концентраций элементов сдвигаются в сторону глин и карбонатов.

По нашим данным, стронций независимо от возраста осадков постоянно концентрируется в карбонатных породах (рис. 41), причем в эпоху оживления химической денудации его вынос увеличивается. В нашем районе это относится ко времени образования туронских, сенонских и в какой-то степени сеноманских отложений, где количество стронция возрастает от 0,03 до 0,07%. Стронций является наиболее подвижным геохимическим элементом, мигрирующим в виде растворов с накоплением его в наиболее пелагической части седиментационного бассейна.

Что касается бария, то никакой закономерности в его распределении как по литологическому ряду пород, так и в разновозрастных образованиях обнаружить не удалось. Для валанжин-готеривских отложений максимум бария (0,05%) отмечается в глинах и известняках. В породах баррем-апта его содержание возрастает в алевролитах (0,04%) и паттумах (0,05%), а в альбе — в карбонатных породах (0,17%). В отложениях сеномана содержание бария более или менее постоянное и не превышает 0,03%. В туроне и сеноне его количество от алевролитов и песчаников неуклонно уменьшается к известковым образова-

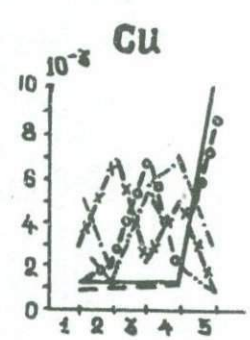
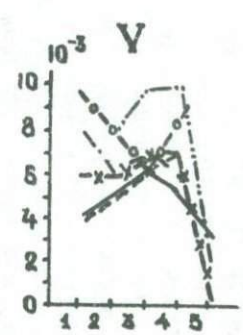
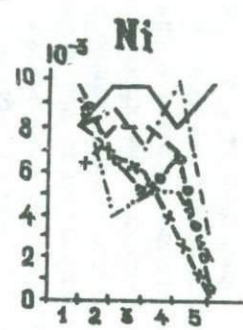
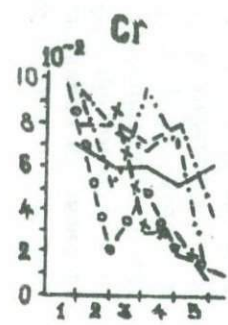
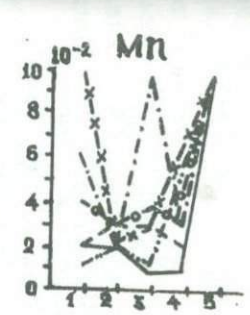
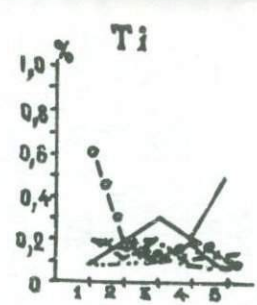
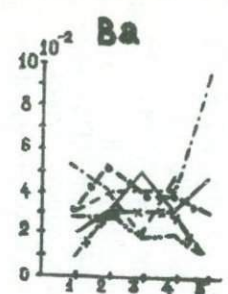
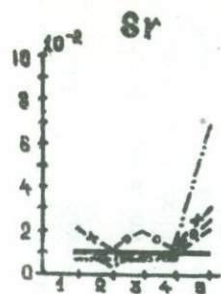


Рис. 41. Характер распределения малых химических элементов по петрографическим типам пород. Условные обозначения те же, что и на рис. 40.

ниям. Из изложенного следует, что в переносе бария участвуют как взвеси, так и растворы, но с преобладающей ролью первых.

Титан относится к группе малоподвижных элементов, и массовый его вынос может произойти только при усилении механического выветривания в областях сноса. Большие его концентрации относятся к более крупнозернистым прибрежным отложениям. Титан мигрирует только в составе взвесей и в гранулометрическом спектре пород имеет особенность накапливаться в песчано-алевритовых и паттумных разностях.

В содержании марганца во времени и по типам пород наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в его приуроченности к карбонатным образованиям. Марганец ассоциируется с отложениями глубинных частей морского бассейна. В меловую эпоху он мигрировал в составе коллоидных растворов. Только в альбское и сеноманское время в переносе марганца принимали участие взвеси, когда ослабевала химическая денудация на континенте.

Хром принадлежит к тем элементам, в переносе которых растворы практически не участвуют, и миграция его осуществляется лишь в виде взвесей. Изучение характера распределения хрома показывает относительно постоянную его концентрацию в отложениях нижнего мела. Кривые распределения для верхнемеловых пород совсем иные. Они четко показывают тяготение к более крупнозернистым фракциям обломочных пород.

Никель имеет сходные с хромом кривые распределения. Максимумы смещены в сторону более грубозернистых фракций, что свидетельствует о преимущественной роли взвесей при его переносе. Как хром, так и никель независимо от характера выветривания в областях питания мигрируют только в виде механических взвесей.

Ванадий является одним из тех элементов, которые трудно высвобождаются и мигрируют также в составе взве-

сей. Низкие содержания ванадия совпадают с осадками, образовавшимися в наиболее пелагических частях бассейна. Кривые его содержания возрастают по мере перехода от тонкозернистых и карбонатных пород к прибрежно-морским крупнозернистым отложениям. Хром, никель и ванадий являются элементами, закономерно увеличивающимися по мере оживления механической денудации.

Установлено, что в миграции меди заметную роль играют растворы. В данном случае медь за исключением сеноманского времени в основном переносится в виде коллоидных мицелл. Кривые распределения меди по литологическому ряду пород разного возраста показывают сконцентрированность ее в наиболее тонкозернистых глинистых и карбонатных образованиях.

При изучении распределения малых элементов и некоторых сторон их геохимии для меловых отложений удалось составить ряд возрастающей геохимической подвижности элементов группы железа и щелочноземельной группы. Элементы в нем располагаются в следующем порядке:  $V \rightarrow Cr \rightarrow Ni \rightarrow Ti (?) \rightarrow Ba \rightarrow Cu \rightarrow Mn \rightarrow Sr$ .

Почти такая же последовательность была получена Н. М. Страховым при изучении форм миграции элементов в девонских и каменноугольных отложениях Волго-Уральской области, Кузбасса, Донбасса и Караганды, а также в современных осадках Черноморского бассейна. Из этого ряда наименее подвижным является ванадий. Первые три элемента всегда тяготеют к песчаникам; титан, барий и медь — к глинисто-паттумным, а марганец и стронций — к карбонатным породам. Наименее подвижные элементы из-за большой устойчивости их минералов к химическому выветриванию выносятся в бассейн седиментации в эпоху активизации механической денудации и концентрируются в относительно грубозернистых образованиях.

Таким образом, полученные нами результаты служат надежными геохимическими критериями при палеогеографических построениях. Действительно, преобладание той

или иной формы выветривания устанавливается в первую очередь характером рельефа областей сноса, степенью их расчлененности. Правда, было бы ошибочным утверждать, что в каждом интервале геологического времени существовал исключительно один вид разрушения материнских пород на континенте. В природе, как правило, действие физического и химического выветривания осуществляется совместно, одна форма воздействия проявляется через и посредством другой. Поэтому при констатации процессов денудации определяется наиболее развитый, главенствующий из них.

Имеющиеся данные (Кухтиков, 1967, 1969) по истории развития Гиссаро-Алайской складчатой области убедительно показывают, что она в конце палеозоя представляла собой территорию, слабо выраженную в рельефе. Этот вывод говорит о преобладающей роли химического выветривания, во многом предопределившего к началу юрского времени формирование коры на значительной части указанного региона. Не исключена возможность, что аналогичный характер рельефа имел место также на Памире и в ряде других районов Средней Азии, о чем свидетельствуют обнаруженные и описанные здесь продукты коры выветривания (Григорьев, 1968; Карапетов, 1968).

С началом мезозойского этапа развития в тектонической жизни отмеченных выше областей произошли существенные изменения. Принимая во внимание высказывание исследователей, анализировавших проблему древних глубоководных организмов (Рейман, 1967) и ископаемых глубоководных фаций (Рухин, 1959; Белоусов, 1955), можно допустить, что в мезозое в результате возникновения относительно контрастных морских глубин и сопоставимого с ними горного рельефа происходит усложнение земной поверхности. Вероятность того, что современные горные системы Гиссаро-Алая и Памира оказывали существенное влияние на состав осадков мелового бассейна седиментации, не вызывает сомнений. Полученные на основе

изучения особенностей распределения малых химических элементов данные свидетельствуют о существовании в течение мелового периода отдельных отрезков времени, характеризующихся оживлением тектонической деятельности в областях питания и образованием сравнительно расчлененного рельефа.

## У1. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

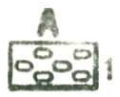
На основании детального изучения целого ряда разрезов меловых отложений составлены литолого-фациальные схемы для определенного стратиграфического комплекса пород. Такими являются интервалы, охватывающие валанжин-готеривское, баррем-аптское, альбское, сеноманское, туронское, коньякское, сантонское, кампанское и маастрихтское время. Среди отложений каждого из указанных времен установлено несколько литофаций. Последние определялись по принципу процентного соотношения различных петрографических типов пород и их распределения по площади. При определении условий осадконакопления той или иной литофации учитывались литологический и минералогический состав отложений, их цвет, текстурные признаки, мощности, наличие фауны и флоры, соленость, а также геохимическая обстановка бассейна.

Приводим описание условий осадконакопления для каждого отрезка геологического времени (рис. 42-51).

В а л а н ж и н - г о т е р и в с к о е в р е м я. Анализ распределения различных типов пород для рассматриваемого отрезка времени позволяет выделить три обособленные группы литофаций: 1) аллювиально-пролювиальную, паттумно-песчаную, с гравийно-галечным материалом; 2) аллювиальную, преимущественно алеврито-песчаную; 3) аллювиальных равнин, глинисто-паттумно-алевритовую литофацию (рис. 43).

Литофация аллювиально - пролювиальная, паттумно - песчаная, с гравийно - галечным материалом характеризуется содержанием среди отложений валанжин-готерива гравелитов и конгломератов от 0,3 до 8%, алевролитов от 10 до 21%, паттумов от 9 до 34% и песчаников от 36 до 78%. Зона литофации протягивается относительно широкой полосой вдоль обрамления впадины с юга на север-северо-восток и охватывает районы расположения разрезов Анжироу, Ровика, Иджудара, Иокунж, Обипитоуду и Лайрун (см. рис. 43). Образование данной литофации, по-видимому, происходило в обширных аллювиальных долинах. Литологический состав, косая слоистость, наличие песчано-глинистых катунов и растительных остатков свидетельствуют о большой роли рек и временных потоков в формировании осадков. Это хорошо также увязывается с относительно грубым характером терригенного материала. Обстановка среды осадконакопления была окислительной. Красноцветная окраска пород обусловлена содержанием в породе окислов железа, что указывает на жаркий климат, который существовал в то время. Косая слоистость свидетельствует об изменчивости силы воды рек, потоков, которыми сносился обломочный материал с близлежащей суши.

Литофация аллювиальная, преимущественно алевроито - песчаная развита западнее предыдущей и протягивается параллельно ей, но несколько в большем удалении от обрамляющей зону аккумуляции области поднятий. В составе осадков преобладающая роль принадлежит песчаникам и алевролитам, содержание которых изменяется так: паттумных пород - 8-35%, алевролитов - 14-62% и песчаников - от 30 до 41%. В отличие от отложений восточной зоны она отличается отсутствием крупнообломочных гравийно-галечных пород и наличием в подчиненном количестве (до 10%) глинистых осадков. Данная литофация имеет сравнительно



1



2



3



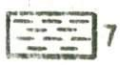
4



5



6



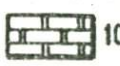
7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



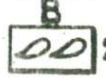
19



20



21



22



23



24



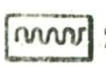
25



26



27



28



29



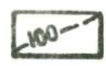
30



31



32



33



34



35



36



37



38



39



40



41



42



43



44



45



46



47



48

Рис. 42. Условные обозначения к литолого-фашиальным схемам:

А — состав отложений: 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники с линзами и прослоями конгломератов; 3 — песчаники; 4 — паттумы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники с прослоями алевролитов; 7 — глины; 8 — мергели; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — гипсы; 12 — сочетание двух типов пород; 13 — сочетание трех типов пород; 14 — преобладание какой-либо породы при двухчленном строении; 15 — преобладание глинисто-карбонатных пород в верхней части разреза. Б — наличие минеральных видов: 16 — пирит; 17 — глауконит; 18 — гидроокислы железа; 19 — гидрослюда; 20 — монтмориллонит; 21 — смешанно-слоистые образования. В — фауна и флора: 22 — морская фауна; 23 — обедненная фауна водоемов с пониженной соленостью вод; 24 — растительные остатки. Г — текстуры: 25 — перекрестная косая слоистость; 26 — однонаправленная косая слоистость; 27 — горизонтальная слоистость; 28 — знаки рыбы; 29 — трещины усыхания. Д — прочие: 30 — границы литофаций; 31 — биогермы; 32 — предполагаемая граница седиментации; 33 — изопахиты; 34 — предполагаемая зона развития литофаши; 35 — основное направление сноса обломочного материала; 36 — второстепенное направление сноса обломочного материала; 37 — местоположение разрезов; 38 — предполагаемые водосборные площади. Е — петрографические типы известняков: 39 — оолитовые; 40 — органично-детритовые; 41 — фораминиферово-орбитоидные; 42 — рудистовые; 43 — эхинодерматовые; 44 — ступково-комковатые; 45 — обломочные; 46 — органично-обломочные; 47 — песчаные; 48 — алевроитовые.

широкую полосу развития и охватывает районы расположения разрезов Булгари — Даштигург, и прослеживается далее в южную часть этой территории.

Условия накопления осадков существенных изменений не претерпели. Литологический состав, красноцветная окраска пород, касая слоистость подтверждают субаэральные условия переноса и отложения обломочного материала. Отсутствие крупнообломочных пород, в том числе песчано-глинистых катунов, и более тонкозернистый состав осадков данной литофации указывают на некоторую удаленность зоны от областей размыва.

Литофация аллювиальных равнин, глинисто-паттумно-алевритовая развита в крайне западной части исследуемой территории и охватывает среднее и нижнее течение р. Вахш. Здесь отложения литофации характеризуются широким развитием алевролитов (35%), паттумов (35%) и глин (29%) с подчиненным значением песчаников (13%). Анализ соотношения различных типов пород показывает некоторую обособленность зоны аккумуляции, на что указывает значительная распространенность наиболее тонкозернистых разностей пород, состав акцессорных минералов, наличие крупных волноприбойных знаков и редкая загипсованность отдельных частей разреза. Вышеуказанное, по-видимому, свидетельствует о временной связи этой зоны с обширными бассейнами, располагавшимися в западной части Таджикской депрессии внутри аллювиальной равнины (Шванов, 1962).

Таким образом, можно отметить, что образование отложений валанжин-готерива в пределах исследуемого района проходило в условиях аллювиальной равнины. Распределение литологических типов пород показывает, что терригенный материал поступающий по трем основным направлениям — с юго-востока, северо-востока и севера. На это указывает не только наличие гравелитов и галечников в районах, прилегающих к областям поднятий, но и изме-



нение состава ассоциаций аксессуарных минералов. По мере удаления от восточной суши менялись и литофации, характеризующиеся более тонкозернистым составом. Об этом же свидетельствует изменение речного и потокового типов слоистости на крупные волноприбойные знаки, появление отдельных сероцветных и загипсованных горизонтов в разрезе. В это время доминировала окислительная обстановка, что отрицательно влияло на сохранение органического материала, значительная часть которого была представлена остатками растений.

Рельеф области сноса был расчлененный, на что указывает пестрый характер распределения малых химических элементов в различных типах пород. На опресненность среды помимо вышеописанных фактов указывает также соотношение  $Sz : Ba$ , которое для отложений валанжинготерива очень низкое.

#### Баррем-аптское время

В рассматриваемое время исследуемый район также представлял собой довольно обширную аллювиальную равнину, где процесс осадконакопления осуществлялся с участием водных масс крупных рек, но в то же время имели место периодические, по-видимому, кратковременные проникновения морских вод из западной части территории, что сказывалось на отложении в разных ее частях различных типов осадков. На основании этого среди баррем-аптских отложений описываемой зоны нами выделены следующие литофации: 1) аллювиально-пролювиальная, алевроито-песчаная, с галечным материалом; 2) аллювиальных равнин, песчано-алевритовая; 3) прибрежная, алевроито-паттумно-песчаная (рис. 44).

Литофация аллювиально-пролювиальная, алевроито-песчаная с галечным материалом протягивается в виде узкой полосы с северо-востока на юго-запад, вдоль современного Дарвазского горного сооружения и охватывает районы расположения разрезов Лайрун,



Обипитоуду и Иокунж. Здесь отложения баррем-апта характеризуются содержанием конгломератов (2-14%), песчаников (23-53%), алевролитов (15-73%), паттумов и глин (соответственно 0-16% и 0-8%). Погрубление материала происходит в северо-восточном направлении. Минимальное количество конгломератов (2%) отмечается на юге, а максимальное (14%) - на северо-востоке района. Аналогичное явление также наблюдается в распределении песчаников, которых значительно больше на северо-востоке (53%), на юге - 23%.

Можно предположить, что один из мощных источников терригенного материала находился в северной или северо-западной части Памира. Это подтверждается также распространением типоморфных разновидностей аксессуарных минералов, в частности турмалина. Вероятно, что другая, не менее мощная область размыва располагалась на юго-востоке территории и, как нам представляется, контролировала процесс осадконакопления на протяжении почти всего мелового периода. Условия формирования отложений описываемой литофации были близки к валанжинготеривскому времени - в привносе обломочного материала большую роль играли реки и временные потоки.

Литофация аллювиальных равнин, песчано-алевритовая охватывает сравнительно большое пространство между современным хр. Петра 1 на севере и р. Пяндж на юге, включая южную часть Юго-Западного Дарваза. В нее входят районы расположения разрезов Иджудара и Ровика. Она характеризуется содержанием песчаников (34-61%), алевролитов (24-59%) и паттумных пород (6-10%). Отличительной чертой отложений является отсутствие конгломератовых пород. Формирование осадков происходило в континентальных условиях, на что указывает наличие однонаправленной косої слоистости, красноцветная окраска пород и литологический состав последних.

Литофация прибрежная, алевроито-паттумно-песчаная располагается в западной части территории в виде полосы северо-восточного и юго-западного простирания, охватывая низовья рек Вахш и Обихингоу. Здесь отложения баррем-апта содержат песчаников 30-54%, паттумных пород 26-40% и алевролитов 3-37%. В пределах зоны осадконакопление происходило уже в иных условиях, чем в двух предшествующих. Данная зона наиболее удалена от основных областей питания, отличается связью с морским бассейном, занимающим более западные районы Таджикской депрессии. Литологический состав и текстурные особенности пород указывают на прибрежную мелководность и подвижность среды осаднения. Кратковременные проникновения и отступления морских вод приводили к отшнуровыванию отдельных участков, с несколько повышенной соленостью среды. Такой вывод подтверждается наличием в разрезе баррем-аптских отложений карбонатных и слабо загипсованных глинистых пород. Окислительная обстановка, существовавшая в пределах восточных литофаций, продолжала сохраняться без существенных изменений.

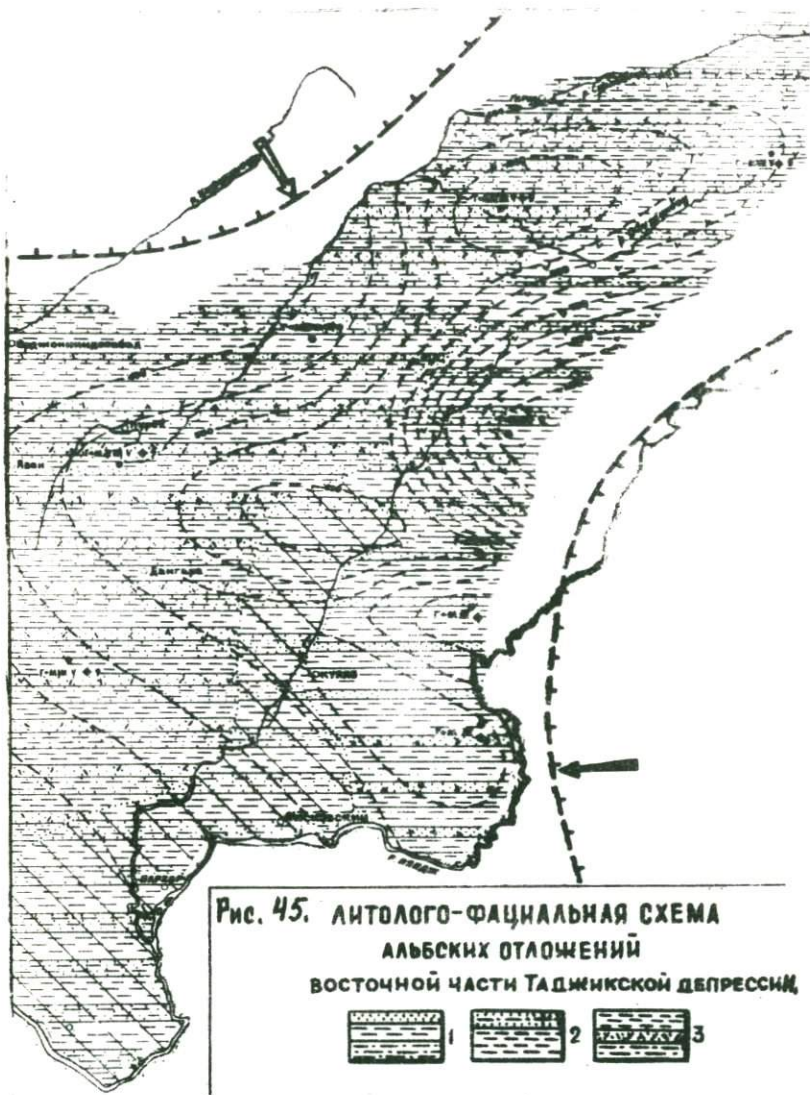
Таким образом, формирование баррем-аптских отложений происходило в пределах обширной аллювиальной равнины, в наиболее западную часть которой кратковременно проникали морские воды. Распространение различных литологических комплексов пород свидетельствует о том, что значительная часть обломочного материала приносилась с северо-востока. Намечается также расположение другого источника сноса на юго-востоке данной территории. Минералогический состав отложений и некоторые типоморфные особенности аксессуариев указывают на существование менее мощного размыва на севере. Разница в мощностях пород, очевидно, свидетельствует о неравномерном прогибании отдельных частей дна бассейна седиментации. Во время образования осадков господствовала

окислительная геохимическая обстановка. Определение содержания органического вещества и битуминозных компонентов подтверждает такой вывод. Для рассматриваемых отложений характерна низкая (по сравнению с породами валанжин-готеривского возраста) концентрация как органического материала, так и битумов и битуминозных компонентов. Следовательно, в пределах исследуемого района в баррем-аптское время не существовали те основные исходные предпосылки, которые бы могли благотворно повлиять на процессы нефтегазообразования. Как явствует из изложенного и геохимического показателя отношения  $Sr:Ba$ , в течение всего времени образования описываемых отложений бассейн характеризовался пресноводным режимом. На континенте доминировало физическое выветривание.

#### Альбское время

Альбское время явилось переломным моментом в истории мелового осадконакопления. Начавшаяся трансгрессия моря охватывает наиболее восточные районы Таджикской депрессии, которые теперь представляют собой прибрежную опресненную зону морского бассейна, где преимущественно отлагались глинисто-песчаные осадки. В это время в пределах рассматриваемой территории большую роль продолжали играть притоки речных вод, опресняющие прибрежные участки бассейна и интенсивно поставляющие значительное количество обломочного материала. Описанные особенности условий осадконакопления альбского времени позволяют выделить следующие литофации: 1) прибрежно-морскую, глинисто-алевритовую; 2) прибрежно-морскую, пестроцветную, преимущественно глинистую; 3) прибрежно-морскую, мелкообломочную (рис. 45).

Л и т о ф а ц и я п р и б р е ж н о - м о р с к а я , г л и н и с т о - а л е в р и т о в а я располагается в виде узкой, относительно небольшой протяженности полосы в крайне юго-восточной части



Литофации: 1 – глинисто-алевритовые прибрежно-морские осадки; 2 – пестроцветные, преимущественно глинистые прибрежно-морские осадки; 3 – мелкообломочные прибрежно-морские осадки.

исследуемого района и охватывает районы расположения разрезов Анжиру, Ровика и Иджудара. Здесь осадки альба характеризуются содержанием алевролитов (28–57%), глин (20–41%) и некоторым количеством песчаников (11–21%) и паттумов (7–10%). В описываемой зоне имеется конгломерат, приуроченный в наиболее южной ее части (3%), где отмечается также повышенное значение (21%) песчаности отложений. По мере удаления на север в составе пород возрастает роль глинистых осадков за счет выклинивания горизонта крупнообломочных пород и уменьшения содержания песчаных отложений.

Осадконакопление происходило в прибрежной части бассейна с опресненной водой, в области, вероятно, не далекой от суши, служившей источником питания. Наличие волноприбойных знаков, однонаправленной косої слоистости указывает на мелководность и подвижность вод бассейна. Иногда осадки выходили из-под уровня воды, свидетельством чего служат трещины усыхания.

На близость континента указывает погрубение состава отложений в юго-восточном направлении, сравнительно слабая сортировка терригенного материала. Обстановка среды осаждения менялась от окислительной до слабостановительной, о чем свидетельствуют данные изучения аутигенно-минералогических форм железа.

Л и т о ф а ц и я п р и б р е ж н о - м о р - с к а я , п е с т р о ц в е т н а я , п р е и м у - щ е с т в е н н о г л и н и с т а я я в л я е т с я с е в е р - н ы м п р о д о л ж е н и е м о т л о ж е н и й п р е д ы д у щ е й з о н ы , о т к о т о р о й о т л и ч а е т с я н а и б о л е е т о н к о з е р н и с т ы м с о с т а в о м о с а д - к о в . О н а п р о т я г и в а е т с я п а р а л л е л ь н о с о в р е м е н н о м у Д а р - в а з с к о м у г о р н о м у с о о р у ж е н и ю и з а н и м а е т р а й о н ы н а х о ж - д е н и я р а з р е з о в И о к у н ь ж , О б и п и т о у д у и Л а й р у н . В е е п р е - д е л а х ш и р о к о р а з в и т ы г л и н и с т ы е о б р а з о в а н и я , с о д е р ж а н и е к о т о р ы х м е н я е т с я о т 38 д о 68% . К о л и ч е с т в о а л е в р о л и т о в и п е с ч а н и к о в з а м е т н о в о з р а с т а е т с с е в е р а ( Л а й р у н ) н а ю г

(Васмикух) соответственно от 3 до 20% и от 8 до 26-36%. Кроме того, литофация характеризуется небольшим содержанием сульфатных (3-7%) и карбонатных (9-12%) пород с угнетенной пресноводной фауной. Литологический состав, пестроцветная окраска отложений, наличие знаков ряби, зерен глауконита, сульфатных и карбонатных пород свидетельствуют о мелководном непостоянном характере бассейна, определяющем неустойчивую обстановку среды осадконакопления, вызывающую относительно быструю смену окислительной обстановки восстановительной. Образование сульфатов, по-видимому, связано с регрессивными стадиями моря, часто имевшими место в меловое время. Как показывает распределение литологических типов пород по площади, минералогический состав тяжелой фракции и некоторые типоморфные их особенности, основной источник сноса терригенного материала находился в восточной части района, дополнительно к которому существовала второстепенная область питания обломочным материалом на северо-востоке. Последняя по сравнению с первым располагалась сравнительно близко, на что указывает резко угловатая форма минералов - чистота, свежесть зерен, увеличение содержания неустойчивых минеральных видов.

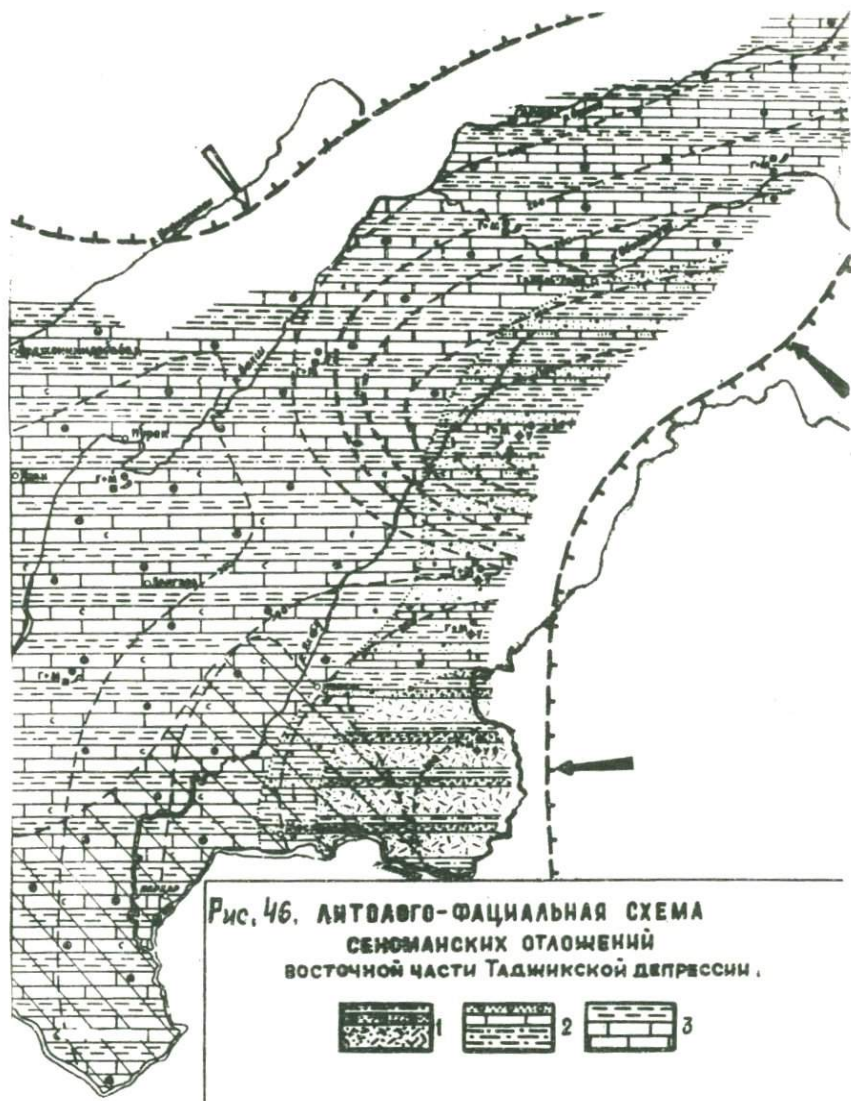
Литофация прибрежно-морская, мелкообломочная развита в западной части территории и занимает довольно обширное пространство. Сюда входят районы расположения разрезов Туткаул, Булгари и Даштигург. Здесь альбские отложения характеризуются содержанием песчаников (20-38%), алевролитов (12-21%) и паттумов (1-28%), наряду с которыми представлены также глинистые (23-34%), карбонатные (1-10%) и сульфатные (1-6%) породы. Из приведенного состава и пространственного распространения отложений явствует, что в западном направлении, в глубь Таджикской депрессии, происходит погрубение обломочного материала. Это свидетельствует об активизации процессов механического выветривания в районах современного Гис-

сарского хребта, что также подтверждается несколько иным составом акцессорных минералов. Наличие косо́й слоистости и знаков ряби, глауконита, растительных остатков и морской мелководной фауны говорит об образовании осадков в прибрежных частях морского бассейна. Рассматриваемая территория в альбское время представляла собой прибрежную мелководную область бассейна осадконакопления.

В пределах этой области можно выделить два участка, каждый из которых находился под влиянием определенного источника сноса. В бассейне существовала как восстановительная, так и окислительная обстановка, на что указывает распределение аутигенно-минералогических форм железа, количество и качество органического вещества, а также чередование трансгрессии моря с периодами его регрессии, нередко имевшее место в альбское время. Определение содержания органического углерода показало, что альбские отложения характеризуются относительно высоким его значением. По-видимому, в отдельные отрезки времени альбского века существовали весьма благоприятные условия для накопления и сохранения органического материала и дальнейшей его битуминизации. Соленость вод среды осадконакопления, определенная отношением  $Sr : Ba$ , показывает величину 0,3, несколько повышенную по сравнению с солевым составом вод бассейнов ранее рассмотренных времен.

#### Сеноманское время

Осадконакопление в сеноманское время происходило в прибрежно-мелководном бассейне с соленостью, близкой к нормальной. Этот бассейн был несколько дифференцирован, и в разных его частях отлагались сравнительно различные осадки. Среди сеноманских отложений выделены следующие литофации: 1) прибрежно-дельтовая, алеврито-галечно-паттумная; 2) прибрежная, карбонатно-песчано-алевритовая, с галечным материалом; 3) мелководно-морская, преимущественно глинисто-карбонатная (рис. 46).



Литофации: 1 — алеврито-галечно-паттумные прибрежно-дельтовые осадки; 2 — карбонатно-алевритовые прибрежные осадки с галечным материалом; 3 — преимущественно глинисто-карбонатные мелководно-морские осадки.

Литофация прибрежно-дельтовая, алевроито-галечно-паттумная развита на крайнем юго-востоке исследуемой территории и охватывает районы расположения разреза Анжироу и несколько южную часть его. Отложения сеномана здесь характеризуются наличием в разрезе конгломератов (26%), песчаников (7%), алевролитов (16%) и паттумов (43%). Конгломераты образуют мощную до 30 м красноцветную толщу. Среди песчано-алевритовых пород отмечены крупные растительные остатки. Как нам представляется, эти отложения могут быть образованиями дельты крупной реки, отложившимися в прибрежной части сеноманского бассейна. Резкое сокращение количества крупнообломочных пород в северном направлении, где эта литофация замещается ее другим типом, свидетельствует о том, что привнос обломочного материала, вероятно, осуществлялся с юго-восточной части рассматриваемой области.

Литофация прибрежная, карбонатно-песчано-алевритовая, с галечным материалом протягивается в виде узкой полосы с юга на север вдоль Дарвазского хребта. На юге граничит с предыдущей зоной, а в северном направлении переходит в иную литофацию. В нее входят районы расположения разрезов Ровика, Иджудара, Иокуньж и Обипитоуду. Отложения ее характеризуются содержанием карбонатных пород (20-31%), песчаников (20-35%), алевролитов (4-35%), конгломератов (0-23%). Распределение различных литологических типов пород указывает на некоторое погрубение состава отложений в северном направлении, что может свидетельствовать о существовании дополнительного, менее мощного источника питания в этом районе. Очевидно, оживление эрозионной деятельности на континенте выразилось в привносе терригенного материала. Осадконакопление данной литофации происходило также в прибрежной

части бассейна с соленостью вод от 0,3 до 4,0. Наличие толстостенной фауны, растительных остатков, органично-детритового и обломочного известняка свидетельствует о мелководности и подвижности среды осадконакопления.

Литофация мелководно-морская, преимущественно глинисто-карбонатная в сеноманское время получает наиболее широкое пространственное распространение. Она охватывает всю западную часть Юго-Западного Дарваза и протягивается далее на северо-восток, занимая бассейн р. Обихингоу. В ее пределах (районы расположения разрезов Туткаул, Булгари, Даштигург и Лайрун) содержание глинистых пород достигает 25%, а карбонатных — 67%. В распределении этих основных типов пород по площади можно заметить некоторую закономерность. Глины наиболее развиты в юго-западной части. Максимальные их значения (25%) отмечаются именно здесь. Карбонатные же породы увеличиваются в северо-восточном направлении, где они составляют значительную часть (67%) сеноманских отложений. Это, по-видимому, свидетельствует об относительном прогибании дна бассейна в данном районе по сравнению с его западной частью. Такой вывод подтверждается также распределением мощности отложений. О мелководно-морском характере среды осадконакопления указывает широкое развитие оолитовых и органично-детритовых известняков.

Таким образом, из вышеописанного следует, что в сеноманское время почти вся территория представляла собой прибрежно-мелководную область. Формирование за-  
дков происходило в бассейне, соленость которого менялась и зависела от притока пресных вод и регрессии моря, имевшей место в середине сеноманского века. В это время по всей территории сохраняются лагунные условия осадконакопления и происходит накопление красноцветных и гипсоносных отложений. Последнее обстоятельство су-

шественно повлияло и на геохимическую обстановку седиментационного бассейна.

Основными источниками сноса терригенного материала были гранатосодержащие кислые интрузивные породы, находящиеся на юго-востоке от исследуемого района, а также метаморфические и магматические породы, слагающие восточную часть Гиссарского хребта, богатые широким и минералами группы эпидота. Дополнительный источник питания располагался в пределах Северного Памира, который также контролировал состав осадков.

### Туронское время

Туронский век характеризуется широкой трансгрессией моря. Повсеместно происходит накопление морских тонкозернистых осадков. В пределах рассматриваемой территории в это время намечаются две зоны осадконакопления. Одна из них (восточная) охватывает район современного Юго-Западного Дарваза и представляет собой мелководную часть морского бассейна. Другая, относительно погруженная, занимает довольно обширное пространство на западе и северо-востоке. Следовательно, среди туронских отложений представляется возможным выделить две литофации: 1) мелководно-морскую, карбонатно-глинистую; 2) открытого моря, карбонатно-глинистую (рис. 47).

Литофация мелководно-морская, карбонатно-глинистая, с мелкообломочным материалом, как указано выше, располагается в пределах Юго-Западного Дарваза (районы Анжиру, Ровика, Иджудара, Иокунж и Обипитоуду). Для нее характерен довольно пестрый состав отложений. Здесь разрез представлен глинами (30-72%), карбонатными породами (12-72%) и мелкообломочными песчано-алевритовыми и паттумными породами (0-46%). Распределение литологических типов пород показывает, что к югу от Ровика и северу от Ио-

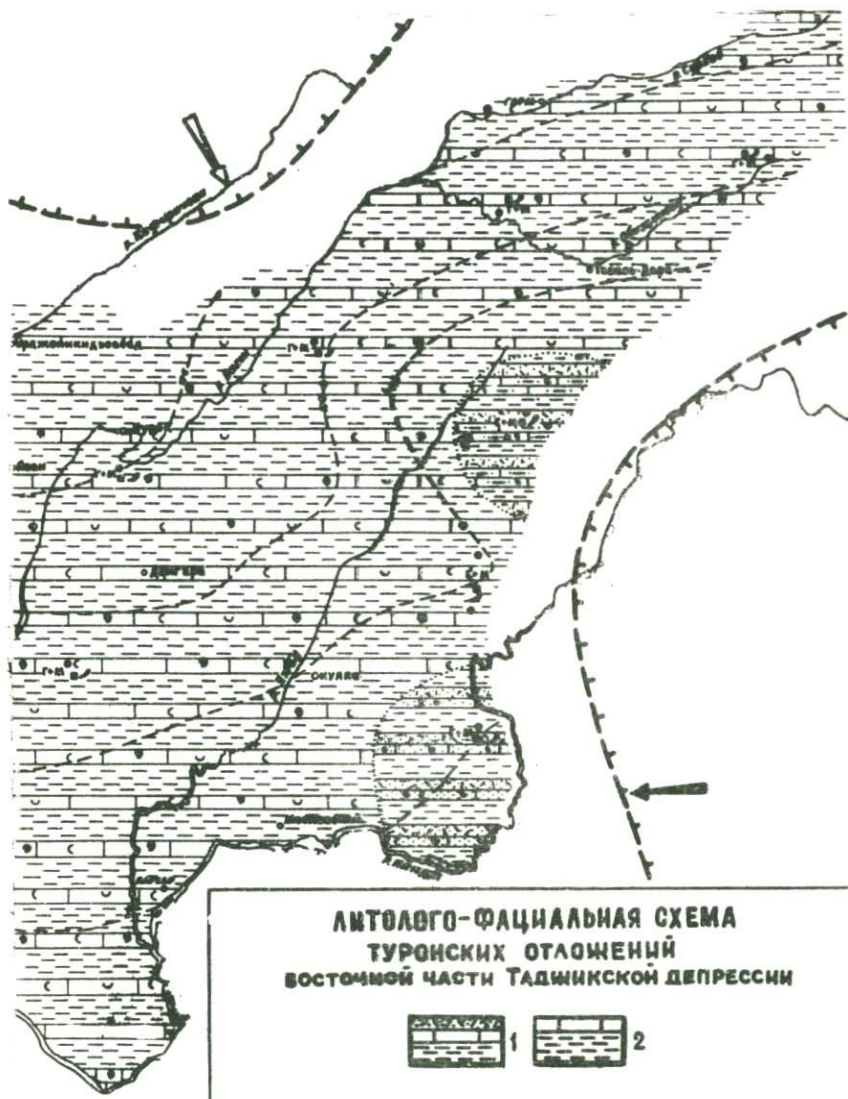


Рис. 47. Литофации: 1 – карбонатно-глинистые мелководно-морские осадки с мелкообломочным материалом; 2 – карбонатно-глинистые осадки открытого мелкого моря.

кунджа происходит некоторое погружение терригенного материала. Это выражено в обогащении разновозрастных образований данных районов терригенными отложениями. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что привнос обломочного материала осуществлялся как с юга, так и северо-востока области. Образование осадков происходило в мелководно-морском бассейне, на что указывает наличие мелководной толстостенной фауны, детритовых и обломочных известняков, часто содержащих большое количество песчано-алевритовой примеси.

Литофация открытого моря, карбонатно-глинистая. В туронское время к западу и северо-востоку от предыдущей литофациальной зоны располагалась наиболее прогнутая часть бассейна, где отлагались преимущественно карбонатные и глинистые осадки. Характеризуется полным отсутствием песчано-алевритовых и паттумных отложений и широким развитием карбонатных (17-29%) и глинистых (64-77%) пород, а также небольшим содержанием сульфатов (5-8%). Пространственное распространение этих литологических типов показывает, что с юго-запада на северо-восток происходит некоторое возрастание содержания глинистых осадков. Возможно, что в этом направлении дно бассейна осадконакопления было несколько погружено. Литологический состав, наличие фауны гастропод, аммонитов указывают на режим открытого моря с соленостью, близкой к нормальной. Область сноса была удалена, и основным материалом, поступающим в седиментационный бассейн, являлись пелитовые частицы.

Итак, вся исследуемая территория в туронское время представляла собой область открытого моря. В ее пределах можно выделить две части: типично мелководную и более удаленную. В бассейне существовала как восстановительная, так и сравнительно кратковременная

окислительная обстановка. Соленость вод бассейна воз-  
растала от его прибрежной части в направлении более  
отдаленных участков. Сравнительная опресненность вод  
в периферийной части моря, очевидно, связана с дейст-  
вием палеорек. На западе и северо-востоке рассмат-  
риваемой территории при режиме открытого мелкого моря с  
соленостью, близкой к нормальной, садка карбоната в  
основном происходила биогенным путем. Гидродинамичес-  
кий режим бассейна был более или менее постоянным.

Распределение литофаций позволяет предполагать, что  
основной привнос терригенного материала шел с юго-вос-  
тока. Второстепенный источник сноса отмечается на се-  
веро-западе. Как в первом, так и во втором случае  
область суши была несколько удалена.

#### Коньякское время

В коньякское время в пределах исследуемой области  
существовали две сравнительно обособленные зоны осад-  
конакопления. В восточной части этой области (современ-  
ный Юго-Западный Дарваз) процесс седиментации прохо-  
дил в прибрежно-морских условиях. Остальная обширная  
территория, охватывающая значительное пространство с  
запада до северо-востока, представляла собой относитель-  
но погруженную часть бассейна. Двум этим участкам со-  
ответствуют две следующие литофации: 1) прибрежно-  
морская, преимущественно карбонатная; 2) мелководно-  
морская, карбонатно-глинистая (рис. 48).

Литофация прибрежно-морская, преимущественно карбонатная  
протягивается узкой полосой параллельно Дарвазскому  
хребту. Она охватывает районы расположения разрезов  
Анжироу, Ровика, Идждара, Иокуньж, Обипитоуду и  
Лайрун. Контур литофаций, в общих чертах повторяя  
границу развития восточной зоны в туронском веке, нес-  
колько видоизменяется за счет расширения ее в северо-



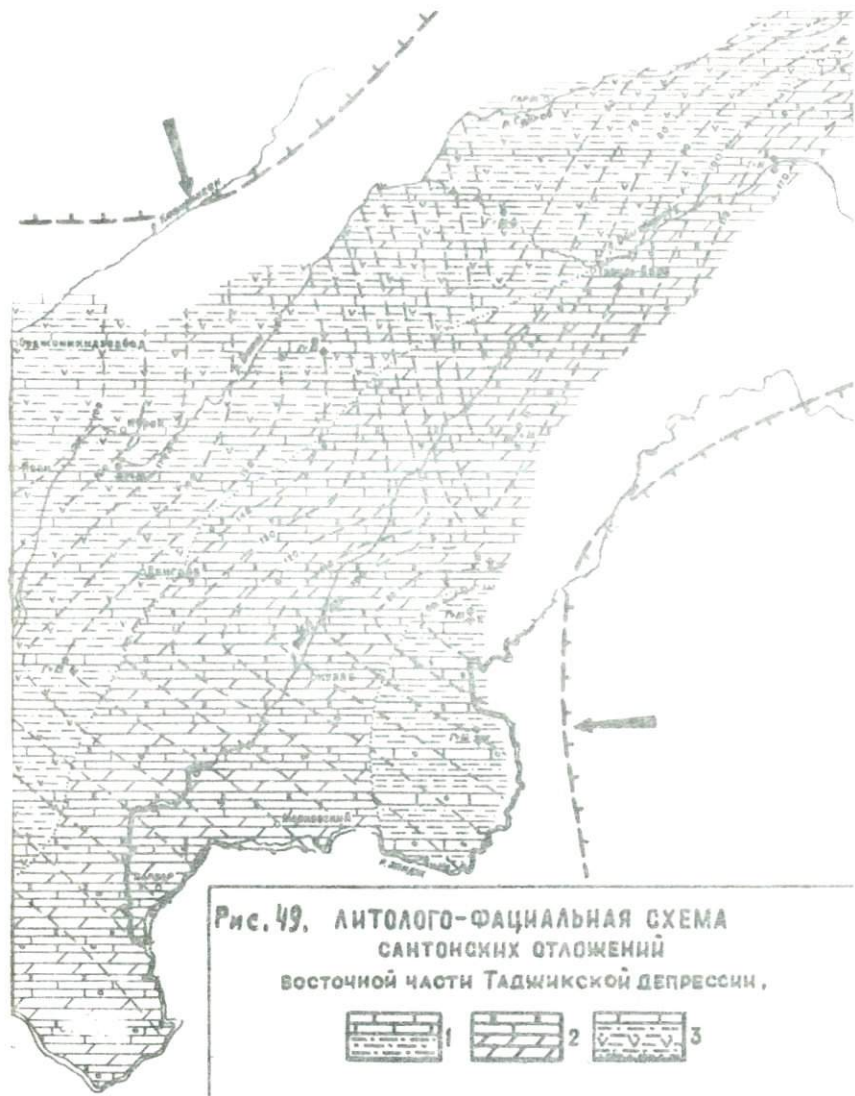
восточном направлении. Описываемая литофация характеризуется содержанием карбонатных пород (76–100%) и некоторым развитием (0–24%) алеврито-глинистых осадков в разрезе Ровика. Карбонатные породы представлены оолитовыми, обломочными и тонкозернистыми с примесью алеврито-псаммитового материала разностями. Известно, что благоприятным и наиболее характерным условием формирования оолитовых образований является прибрежная мелководная полоса морского бассейна с постоянным движением водных масс. В этих же условиях, очевидно, происходило накопление тех илистых отложений, которые оказались достаточно обогащенными терригенной примесью и обломками карбонатных минералов, по-видимому, привнесенных с относительно близкорасположенной суши.

Литофация мелководно-морская, карбонатно-глинистая располагается в западной части рассматриваемой области. Сюда входят районы нахождения разрезов Туткаул, Булгари и Даштигүрг. Она характеризуется содержанием глини (36–65%), карбонатных пород (30–55%) и алевритов (5–8%). Здесь в связи с некоторым увеличением глубины бассейна и удаленностью от областей сноса в основном происходило отложение карбонатно-глинистых осадков. Образование этой литофации осуществлялось в мелководно-морских условиях с соленостью вод, близкой к нормальной. Об этом также свидетельствует преобладающая роль тонкозернистых без примесей обломочных зерен известняков и их пелиципово-мшанковых, пелелипово-фораминиферовых, эхинодерматовых органогенных разновидностей. Преимущественно органогенный и глинистый состав пород, вероятно, указывает на сравнительную удаленность областей питания.

## Сантонское время

В течение сантонского века рассматриваемая территория претерпевает относительное поднятие, которое сопровождается обмелением морского бассейна, существовавшего в коньякское время. Последнее вызывает изменение в литофациальном составе осадков и сравнительно пестрое распределение их по площади. Характер распространения литофациальных типов свидетельствует о некотором усложнении рельефа зоны аккумуляции. В крайне южной части Юго-Западного Дарваза отлагаются карбонатно-глинисто-алевролитовые прибрежно-морские осадки (рис. 49). На северо-западе территории происходит формирование алевроито-глинисто-гипсоносных лагунных образований. Между описанными литофациальными типами с юго-запада на северо-восток протягивается зона распространения мелководно-морских карбонатных (доломитово-известняково-мергельных) осадков, представляющих отложения наиболее прогнутой части седиментационного бассейна.

Литофация прибрежно-морская, карбонатно-глинисто-алевролитовая охватывает наиболее южные районы Юго-Западного Дарваза (Ровика, Анжиру, хр. Сиунг). В составе отложений преобладают глины и алевролиты, содержание которых с юга на север постепенно убывает за счет возрастания роли доломитовых мергелей и доломитов. Это видно на примере того, что последние в северной пограничной полосе совместно составляют 48%, к югу неуклонно уменьшаются до минимума (18%). В противоположность карбонатным породам, глинистые и обломочные осадки заметно нарастают по мере перехода к более южным районам (от 47% на севере до 74% на юге). По-видимому, зона развития описываемой литофации представляла собою сравнительно приподнятую часть бассейна, где еще достаточно ощущался привнос терригенного материала. Это обстоятельство указывает на существование к юго-востоку за ее пределами области размыва.



Литофации: 1 - карбонатно-глинисто-алевроитовые прибрежно-морские осадки; 2 - карбонатные (доломитово-известняково-мергельные) мелководные осадки; 3 - алевроито-глинисто-гипсоносные лагунные осадки.

Литофация мелководная, карбонатная (доломитово-известняково-мергельная) распространена от Лайруна на северо-западном склоне Дарвазского хребта до южных широт хребтов Джилантау и Чалтау к юго-западу. Особенностью состава отложений этой области является исключительное развитие карбонатных образований, представленных доломитами (11-14%), известняками (31-37%) и мергелями (25-43%). Кроме того, здесь в некоторых районах отмечается наличие (до 11%) сульфатных пород. Пространственное размещение литологических типов пород показывает, что исследованная территория в плоскости развития литофации представляла собой наиболее погруженный участок бассейна седиментации, где почти повсеместно происходило накопление илистых осадков. С другой стороны, в рассматриваемое время не наблюдается вынос обломочного материала с водосборных площадей. По всей вероятности, последние хотя и существовали, но, видимо, не были выражены в рельефе, вследствие чего процесс денудации шел преимущественно химическим путем. Формирование незначительного количества сульфатов свидетельствует о некотором повышении солености вод.

Литофация лагунная, алевроитово-глинисто-гипсоносная охватывает значительную территорию, простирающуюся с юго-запада на северо-восток до юго-западных склонов хр. Петра 1. В ее пределах (районы расположения разрезов Акмазар, Туткаул, Булгари и Даштигург) алевролиты составляют 5-43%, глины - 29-43% и гипсы - 8-27%, наряду с которыми распространены также карбонатные отложения (5-40%). На фоне общего генетического сходства литологических типов пород намечается закономерное распределение их по площади. Оно заключается в относительном обогащении разрезов хр. Петра 1 на северо-востоке зоны терригенными образованиями (43%), резко пре-

восходящими здесь содержания илистых (5%) и сульфатных (8%) осадков. Наоборот, в южных и юго-западных районах накопление последних происходило намного интенсивнее, о чем свидетельствует увеличение роли карбонатных (16-40%) и сульфатных пород (22-27%) в результате значительного сокращения поступления обломочного материала (28%). По-видимому, бассейн, в котором происходило формирование литофашии, носил мелководный характер и на короткие отрезки времени он превращался в полузамкнутый водоем, где преимущественно отлагались глинисто-гипсоносные отложения. Судя по особенностям размещения литологических типов пород, область сноса располагалась на севере исследуемой территории.

#### Кампанское время

В кампанское время рассматриваемая территория испытывает новое после коньякского века опускание, которое вызвало очередной трансгрессивный цикл осадконакопления. Почти повсеместно устанавливаются морские условия, носящие в основном характер мелководья. За исключением наиболее южной части Юго-Западного Дарваза (хр. Синунг), на всей обширной площади происходило преимущественное отложение илистых осадков. Однако анализ распространения литологических типов пород показывает, что формирование карбонатов исключительно широко было развито в районах Преддарвазя. Что же касается западных участков области, то здесь наряду с известняковым илом отлагались также глинистые осадки (рис. 50). Поэтому в составе кампанских отложений представляется возможным выделить две литофашии: 1) мелководную карбонатную (мергельно-известняковую) и 2) мелководно-морскую, глинисто-карбонатную.

Литофашия мелководная (мергельно-известняковая) охватывает всю территорию Юго-Западного Дарваза. Зона ее развития на се-



веро-востоке области располагается в виде узкой полосы, расширяющейся в юго-западном направлении до южных широт хр. Чалтау. Для отложений литофации характерно полное отсутствие терригенного песчано-алевритового, а также глинистого материала. Основными типами пород являются мергели (12-30%) и известняки (70-100%), в распределении которых наблюдается некоторая закономерность: к югу и северу от широты к. Иджудара содержание мергельных образований постепенно убывает. Очевидно, процесс осадконакопления протекал в мелководно-морских условиях, о чем свидетельствует наличие в составе известняков органогенно-обломочных и детритовых их разновидностей. На мелководный характер бассейна указывает также существование рудистовых банок. В рассматриваемое время влияние областей питания как источников сноса обломочного материала сведено до минимума, так как суша представляла собой территорию, слабо выраженную в рельефе, где химическое выветривание являлось господствующей формой денудационных процессов.

Литофация мелководно-морская, глинисто-карбонатная. В кампанское время к западу и северо-западу от вышеописанной литофациальной зоны располагался возможно прогнутый участок седиментационного бассейна, в пределах которого главным образом отлагались глинистые и карбонатные осадки. В отложениях этого района также нет терригенного песчано-алевритового материала. Здесь в составе пород преобладают известняки (73-89%), представленные пелелиподово-мшанковыми, фораминиферово-остракодовыми и орбитидными разновидностями. Глин от 10 до 20%, причем количественные их соотношения возрастают с юго-запада на северо-восток. Не исключено, что в юго-западном направлении дно бассейна осадконакопления испытывало некоторое погружение.

Судя по характеру пространственного распределения литологических типов пород, наличию различных видов извест-

няков, можно заключить, что они, вероятно, образовались в сравнительно удаленных от берега, но неглубоких частях морского бассейна, о чем также свидетельствует факт сохранения раковин фораминифер.

### Маастрихтское время

В течение маастрихтского времени в пределах исследуемой территории продолжают существовать мелководно-морские условия осадконакопления. Наклон дна седиментационного бассейна был направлен к западу, на что указывает широкое развитие береговых рифовых образований и крупных биогерм на восточной окраине области, в юго-восточной части которой почти постоянно имело место накопление красноцветных терригенных отложений. По-видимому, в относительной близости располагался приподнятый участок, служивший локальным источником сноса обломочного материала. Влияние этой суши не было столь существенным. Подтверждением тому является относительно мелкозернистый состав выносимых продуктов выветривания и подчиненная их роль на фоне преимущественного отложения карбонатных илистых осадков.

Для отложений маастрихтского века выделены две самостоятельные литофации: 1) мелководно-морская, алевроито-карбонатная и 2) карбонатная.

Литофация мелководно-морская, алевроито-карбонатная охватывает сравнительно небольшой район, расположенный в крайне южной части Юго-Западного Дарваза (рис. 51). Ее граница на севере проходит южнее широты сая Иджудара. На западе она распространяется условно до меридиана пос. Муминабад. Южная граница проходит по территории Афганистана. Для рассматриваемой зоны аккумуляции характерно совместное накопление как карбонатных илов, так и красноцветных терригенных алевроитовых осадков. При этом карбонатные отложения намного превосходят по своему со-



держанию (82–97%) обломочные отложения (3–18%). Известняки, почти целиком состоящие из колоний рудистов, по существу образуют массивнослоистые биогермы. Очевидно, что массовому развитию колониальных рудистов благоприятствовали мелководный характер среды осадконакопления и динамика вод морского бассейна.

Литофация мелководно-морская, карбонатная занимает всю обширную площадь Вахш-Обихингоуской зоны на западе и значительную часть территории Юго-Западного Дарваза от к. Лайрун на северо-востоке до широты сая Ровика. В пределах этой области исключительным распространением пользуются карбонатные породы (100%), представленные рудистовыми известняками в районах Преддарвазья и тонкозернистыми, фораминиферо-орбитоидными и сгустково-комковатыми их разновидностями на всей площади, расположенной к западу и юго-западу от меридиана к. Даштигург. В составе отложившихся в рассматриваемое время осадков полностью отсутствуют терригенные образования. Это, по видимому, свидетельствует о том, что на востоке преобладающая часть пород формировалась в небольших глубинах бассейна, где существовали благоприятные условия для обитания рифостроительных организмов. В западных участках осадконакопление происходило хотя и в мелководной среде, но в относительно удаленных от берега частях и более или менее спокойных условиях морского бассейна.

В целом отличительной чертой сенонского цикла осадконакопления является некоторое расширение бассейна седиментации и сглаженный характер рельефа областей питания. В связи с расширением границ седиментационного бассейна поступление в него терригенного материала в определенной степени было замедленным. В отдельные моменты активизации тектонической деятельности на континенте происходил довольно усиленный привнос крупно- и мелкообломочного материала в северо- и юго-восточные

районы рассматриваемой территории. Основной снос, по-видимому, шел с юго-востока и северо-востока. Дополнительный такой источник, видимо, находился на севере и северо-западе области. Геохимический показатель солености вод ( $Sr : Ba$ ) указывает на соленость, близкую к нормальной.

Таким образом, характеристика литологии и фациальных особенностей меловых отложений позволяет отметить, что:

1) в течение валанжин-готеривского и баррем-аптского времени в пределах исследуемой территории существовали континентальные условия осадконакопления. В это время в основном формировались аллювиальные отложения;

2) начавшаяся в альбском веке трансгрессия моря начинает продвигаться в глубь региона, охватывая почти всю рассматриваемую область, при этом морской режим сохранился до самого конца мелового периода с кратковременными регрессивными циклами;

3) на протяжении этого периода бессейн осадконакопления носил мелководный характер с постоянно меняющейся геохимической обстановкой. Соленость вод в определенной степени зависела от притока пресных речных вод;

4) постоянный привнос обломочного материала наблюдается с юго-востока. В определенные же промежутки времени поступление терригенного материала отмечается также с северо-востока и северо-запада.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволили дать подробную минералогическую—петрографическую и геохимическую характеристику меловых отложений восточной части Таджикской депрессии, на основе которой представилась возможность восстановить условия образования этих пород.

Полученные в процессе полевого и камерального изучения данные подтверждают наличие трех типов меловых разрезов с присущими им особенностями строения и вещественного состава. Выявлено, что с запада на восток происходит общее погрубение терригенного материала, сопровождающееся выклиниванием слоев глинистых пород. В пределах же Юго—Западного Дарваза крупнообломочные породы получают широкое развитие в южной и северной частях.

На основе детального петрографического изучения в составе отложений мелового возраста выделены и описаны главные группы пород с их основными типами и разновидностями. Среди крупнообломочных пород по составу, величине слагающих галек, их окатанности, типу и характеру вещества цементирующего материала выявлены полимиктовые, существенно кварцевые и катунные конгломераты и гравелиты, изложены основные закономерности их распределения как по разрезу, так и по площади. Для группы мелкообломочных (песчаники, алевролиты, паттумы) и глинистых пород выделены различные гранулометрические и минералогические типы, и дан подробный анализ вертикального и площадного размещения с характеристикой условий их образования. Карбонатные породы представлены

доломитами, мергелями и известняками, из которых последние являются наиболее распространенными. Среди известняков по структурно-генетическим признакам выделены тонкозернистые, сгустково-комочковые, обломочные, органогенные и оолитовые типы и соответствующие им разновидности. Доломиты в меловых отложениях развиты весьма ограниченно. По составу и размеру слагающих компонентов они представлены тонкозернистыми, мелкозернистыми и псаммито-алевроитовыми разностями. Среди мергелей выделены известковые и доломитовые разности.

Изучение распределения содержания породообразующих компонентов показывает высокую полиминеральность песчаных и паттумных (смешанных) пород по сравнению с алевроитовыми и глинистыми осадками. Первые, как правило, заметно обогащены неустойчивыми минералами, в силу чего они в преобладающей части представлены различными разновидностями полимиктовых и мезомиктовых пород. Алевроитовые и глинистые отложения, наоборот, резко обеднены полевыми шпатами и обломками пород, в связи с чем по вещественному составу они близки к мономинеральным образованиям с высоким значением коэффициента устойчивости.

По количественному содержанию минералы тяжелой фракции разделены на три группы: ведущие (более 10%), подчиненные (от 10 до 1%) и редкие (менее 1%), в составе которых выявлен ряд коррелирующих видов, характерных для определенного стратиграфического подразделения разреза. Такими минералами-коррелятивами являются эпидот, гранат, ширкон, турмалин, титанит и вилланит. Проведенными исследованиями установлено количественное и сравнительно качественное изменение терригенных минералов по площади, что послужило основанием для выделения соответствующих зон. Изучением типоморфных модификаций граната, ширкона и турмалина, а также особенностей их распределения детализирован конфигурация тер-

ригенно-минералогических зон и местоположение областей сноса по отношению к зонам аккумуляции.

Как показали геохимические исследования, наиболее высоким содержанием органического углерода и битуминозного вещества характеризуются морские глинистые и карбонатные образования. Значительно бедны органическим веществом: красноватые песчано-алевритовые и смешанные обломочные породы. Изучение содержаний малых химических элементов в различных литологических типах пород выявило основные закономерности их распространения. Это послужило основанием для выделения упорядоченного и пестрого (неупорядоченного) типов распределения элементов в меловых отложениях, в результате чего удалось получить новые дополнительные сведения о характере и преобладающей форме выветривания в областях сноса.

Исследования аутигенно-минералогических форм железа показали, что в течение мелового периода осадконакопление происходило в неодинаковых окислительно-восстановительных условиях, о чем также свидетельствуют величины коэффициента восстановления, рассчитанные для каждого возрастного подразделения разреза. Согласно этим данным, валанжин-готеривские и баррем-аптские отложения формировались в окислительной обстановке. Весьма неустойчивые геохимические условия существовали в альбское и сенманское время, в течение которого окислительная среда менялась то на слабовосстановительную, то на восстановительную. Наиболее высоким значением коэффициента восстановления характеризуются отложения турона и сенона.

Литолого-фациальный анализ отложений показывает, что на протяжении мелового периода седиментационный бассейн испытывал постоянное прогибание, которое в раннемеловую эпоху компенсировалось интенсивным привнесом обломочного материала. В позднемеловое время происходит замедление процессов поднятия в областях сноса при

непрерывном погружении территории, что явилось следствием установления морских условий осадконакопления. Наиболее приподнятым участком зоны аккумуляции был район современного расположения хр. Васмикух.

На протяжении валанжин-готеривского и баррем-аптского времени в преобладающей части формировались красноцветные аллювиальные и пролювиальные обломочные отложения, нередко включающие русловый гравийно-галечный материал. По вещественному составу породы характеризуются заметным содержанием полимиктовых минералогических ассоциаций. В альбское время область осадконакопления вследствие значительного притока пресных вод и интенсивных процессов денудации на континенте представляла собой прибрежную опресненную зону мелководья, выполненную песчано-глинистыми отложениями. В верховьях р. Обинию продолжает существовать локальное поднятие, о чем также свидетельствует возрастание в составе осадков доли относительно крупнозернистых обломочных образований. Сеноманский век знаменуется расширением границ бассейна седиментации и установлением на значительной его части прибрежно-морских условий. Общее погружение территории сопровождается непродолжительным ее поднятием, в течение которого происходит интенсивное накопление мелко- и крупнообломочных красноцветов, по генетическим признакам представляющих лагунные и дельтовые отложения. Последние наиболее широкое развитие получают в пределах Юго-Западного Дарваза, причем к южной его части состав осадков заметно грубеет за счет увеличения содержания галечного материала. К западу от этой территории отлагались преимущественно глинисто-карбонатные мелководно-морские образования. В туронское время происходит максимальное расширение площади морского бассейна, в котором почти повсеместно в условиях морского режима отлагались тонкозернистые осадки. Лишь на востоке рассматриваемой области нередко в составе отложений содержится

большое количество песчано-алевритового материала. Наибольшая концентрация последнего отмечается на крайнем юго-востоке (Анжироу, хр. Сиунг) и северо-востоке (хр. Васмикух) территории, что свидетельствует о существовании за пределами этих районов приподнятых участков, откуда осуществлялся привнос исходного материнского вещества. Значительная часть областей питания была слабо выражена в рельефе. Соленость вод возрастала от прибрежной полосы морского бассейна к его центральным участкам. Относительная опресненность вод периферийных зон моря связана с действием палеорек. На протяжении сенонского времени морские условия осадконакопления продолжает существовать, но в отличие от туронского века в основном происходит отложение карбонатных илов. Температурный, химический и гидродинамический режимы в совокупности благоприятствовали обитанию и широкому развитию рифостроящих организмов, о чем свидетельствует наличие рудистовых банок и биогерм. Последние больше всего формировались вдоль восточного берега седиментационного бассейна в мелководной среде. Почти повсеместное накопление карбонатных осадков, лишенных обломочного материала, указывает, что рельеф области сноса носил сглаженный, сравнительно выровненный характер. Лишь в период кратковременного поднятия территории (сантонское время), сопровождавшегося сокращением площади зоны аккумуляции, на континенте отмечается оживление тектонической деятельности. Оно выразилось в заметном привносе мелкообломочных образований в юго-восточную и частично в северо-восточную части района.

## ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г. Е. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. В кн.: "Стратиграфия и фации юрских и меловых отложений Эмбы". Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 55. Москва, 1951.

Акрамходжаев А. М., Каримов А. К. Симоненко И. А., Саидходжаев Ш. Г. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Ферганской впадине. Ташкент, "ФАН", 1966.

Алиев А. Г., Прибудагов В. М. Распределение органического углерода в нижнемеловых отложениях Дагестана. ДАН СССР, т. 156, № 6, 1964.

Амирханов Ш. Х. Геохимическая характеристика малых элементов в нефтегазоносных мезозойских отложениях Юго-Западного и Западного Узбекистана и их корреляционные значения. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1963.

Андреев Ю. Н. Меловые остракоды Таджикской депрессии и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Андреев Ю. Н., Джалилов М. Р., Фроленкова А. Я. О границе отделов меловой системы в Западном Дарвазе. Докл. АНТаджССР, т. 12, № 3, 1969.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. В. 1, Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 151, Пг., 1916.

Бабаев Ш. Характеристика терригенно-минеральных ассоциаций нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 1, 1964а.

Бабаев Ш. Некоторые литолого-минералогические особенности нижнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. Изв. Отд. физ.-техн. и хим. наук АН ТаджССР, вып. 2(15), 1964б.

Бабаев Ш. Минералогия и петрография нижнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Бабаев Ш. Эпигенетическая зональность нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. ДАН СССР, т. 168, № 4, 1966.

Бабков К. В. Оценка перспектив нефтегазоносности Таджикской депрессии по установленным нефтегазопроявлениям. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, вып. 3, 1959.

Бабков К. В., Васильчиков М. В. Нефтегазоносность мезокайнозоя Таджикистана. В сб.: "Проблемы геологии Таджикистана". Изд. АН Тадж. ССР и Института геологии Госгеолкома СССР, 1964.

Бабков К. В., Симаков С. Н., Васильчиков М. В. Перспективы поисков нефти и газа в Таджикистане. Геология СССР, т. 24, ч. 2, Таджикская ССР. М., "Недра", 1966.

Бабков К. В., Мамонтов Н. А. Петрография и условия образования отложений бухарских слоев Дарваза. В сб.: "Литология и стратиграфия нефтегазоносных толщ Таджикской депрессии". Душанбе, "Дониш", 1972.

Бакиров А. А. Геотектонические предпосылки для поисков новых крупных нефтегазоносных областей на территории среднеазиатских республик. "Сов. геол." 1957, № 57.

Бакиров А. А. и др. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1, Средняя Азия. М., Гостоптехиздат, 1963а.

Бакиров А. А., Широков В. Я. Перспективы открытия крупных скоплений нефти и газа на территории Таджикистана. "Сов. геол.", 1963б, № 5.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ними оруденения. Душанбе, "Дониш", 1966.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Азерб. ОНТИ, 1937.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1947.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Бегетин А. Г. Курс минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Бобкова Н. Н. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. ВСЕГЕИ, информ. сб. № 35, Палеонт. и стратигр., 1960.

Бобкова Н. Н. Позднемеловые устрицы Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 50, вып. 7, 1961а.

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 54, вып. 8, 1961б.

Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К., Чихачев П. К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТПЭ, вып. 24, 1935.

Борнеман Б. А., Губин И. Е., Домарев В. С., Левицкий С. И., Пейве А. В., Преображенский П. И., Чихачев П. К. Мезозойские отложения Юго-Восточного Туркменистана и Юго-Западного Узбекистана. Научные итоги ТПЭ. Изд-во АН СССР, 1936.

Борнеман Б. А. Мезозойские отложения. Геология УзССР, т. 3, 1939.

Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент. Изд-во Уз. ФАН СССР, 1940.

Бурачек А. Р. К геологии Саятского каменноугольного месторождения. Изв. ГГФУ, т. 50, вып. 80, 1931.

Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях. Тр. ВНИГРИ, вып. 128, 1958.

В а с с о е в и ч Н. Б. Микронетфть. Тр. ВНИГРИ, вып. 132, 1959.

В а х р а м е е в В. А., П е й в е А. В., Х е р а с к о в Н. П. Мезозой Таджикистана. Тр. ТПЭ, вып. 58, 1936.

В е р з и л и н Н. Н. О существовании островных областей сноса в Средней Азии в нижнемеловое время. Вестник ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1, 1962а.

В е р з и л и н Н. Н. Об условиях образования красноцветных нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта и о возможности присутствия среди них нефтематеринских пород. Уч. зап. ЛГУ, № 310, сер. геол. наук, вып. 12, 1962. (Сб. "Вопросы литологии и палеогеографии").

В е р з и л и н Н. Н. Некоторые приемы использования особенностей состава и распределения глинистых минералов осадочных толщ межгорных впадин для выяснения их генезиса. Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв., 1969, № 4.

В л а с о в Н. Г. Геология Юго-Западного Дарваза. Тр. Ленингр. об-ва естествоисл., т. 20, вып. 1, 1959.

В л а с о в Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.

В л а с о в Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза. Автореф. канд. дисс. Л., 1963.

Г а б р и л ь я н А. М. и др. Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссыккульской впадин. М., "Наука", 1965.

Г р и г о р ь е в В. Н. Генезис верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии. "Литол. и полез. ископ." 1968, № 1.

Г у л я е в а Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных условий осадкообразования морских терригенных образований. ДАН СССР, т. 98, № 6, 1954.

Г у л я е в Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород. "Сов. геол.", 1955, 47.

Г у л я е в а Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Д ж а л и л о в М. Р. К стратиграфии верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 4, 1961.

Д ж а л и л о в М. Р. Некоторые данные об условиях образования верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР, вып. 2(8), 1962а.

Д ж а л и л о в М. Р. Стратиграфия и брюхоногие моллюски верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Автореф. канд. дисс., 1962б.

Д ж а л и л о в М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 7, 1963.

Д ж а л и л о в М. Р. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 11, № 8, 1968.

Д ж а л и л о в М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе, "Дониш", 1971.

Е р м а к о в Н. П. Геология и полиметаллические рудопроявления Западного Дарваза. В кн.: "Геология и полезные ископаемые Средней Азии". М., Изд-во АН СССР, 1940.

З а х а р о в С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 95, 1958.

З а х а р о в С. А. Краткий очерк тектоники и перспектив нефтегазоносности Таджикской депрессии. В сб.: "Вопросы тектоники нефтегазоносных областей". АН СССР, 1962.

Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана. В сб.: "Проблемы геологии Таджикистана". Изд-во АН ТаджССР, 1964.

Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, "Дониш", 1970.

Зиновьев А. И. Коэффициент восстановленности осадочных пород Эмбенского района. "Геология нефти и газа". 1964, № 4.

Исмаатуллаев Х. К. О распределении органического углерода и некоторых других элементов в мезозойских отложениях Каганской группы структур. Вопросы геологии Узбекистана, вып. 2. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1961.

Карапетов С. С. Бокситоносные породы Центрального Памира. "Сов. геол.", 1968, № 9.

Кариев А. О вероятной нефтегазоносности меловых отложений в пределах Кулябской впадины (по данным люминесцентной битуминологии). Докл. АН ТаджССР, т. 9, № 1, 1966.

Кариев А., Ниязов Б. Минералогический состав терригенных меловых отложений Кулябской зоны. Докл. АН ТаджССР, т. 10, № 6, 1967а.

Кариев А. Типоморфные особенности некоторых минералов меловых отложений восточной части Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 10, № 12, 1967б.

Кариев А., Мамаджанов Х. М. Некоторые вопросы литологии песчано-алевролитовых коллекторов нижнего мела Кулябской впадины. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 3(25), 1967в.

Кариев А. Основные типы и некоторые особенности меловых известняков Кулябской зоны. Изв. АН

ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4(30) 1968.

К а р и е в А. Литология терригенных и глинистых пород мела восточной части Таджикской депрессии. В сб.: "Вопросы геологии Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1970а.

К а р и е в А., М а р к о в А. Б., К а р а п е т о в а Г. И. Некоторые вопросы геохимии меловых отложений восточной части Таджикской депрессии. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 1(35), 1970б.

К а р и е в А. К вопросу о минералогическом составе терригенных пород меловых отложений восточной части Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 5, 1969.

К а р и е в А. Типы терригенных меловых пород Кулябской зоны и некоторые вопросы их происхождения. В сб.: "Литология и стратиграфия нефтегазоносных толщ Таджикской депрессии". Душанбе, "Дониш", 1972а.

К а р и е в А. Малые химические элементы меловых отложений Кулябской зоны. В сб.: "Литология и стратиграфия нефтегазоносных толщ Таджикской депрессии". Душанбе, "Дониш", 1972б.

К а р и е в А. Литологические и геохимические критерии оценки древних областей сноса Таджикской депрессии. Тез. докл. Республ. конф. молодых ученых и специалистов Таджикской ССР. Душанбе, "Дониш", 1974а.

К а р и е в А. Минералогические коррелятивы нижнемеловых отложений горного обрамления Таджикской депрессии. 1974б. Там же.

К а р и е в А., М а м а д ж а н о в Х. М. Некоторые результаты изучения меловых отложений методами нефтяной геохимической битуминологии. В сб.: "Геологическое строение и нефтегазоносность Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1974в.

К а т ч е н к о в С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, Л., 1959.

К е й т М. Л., Д е г е н с Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. В сб.: "Геохимические исследования". М., ИЛ., 1961.

К л е р М. О. Неоцератиты из Восточной Бухары. Тр. Геол. музея АН, т. 2, 1908, СПб., 1909.

К л е н о в а М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1956.

К о н т о р о в и ч А. Э. К применению геохимических исследований для целей палеогеографии. Тр. V Всес. литол. совещ., т. 1. Новосибирск, 1963а.

К о н т о р о в и ч А. Э. и др. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геодез., вып. 20, Изд-во СО АН СССР, 1936б.

К у х а р е н к о А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.

К у х т и к о в М. М. Тектоническое районирование и история развития Гиссаро-Алая в палеозое. В сб.: "Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана". М., "Наука", 1967.

К у х т и к о в М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1969.

Л и б р о в и ч В. А. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы", ВСЕГЕИ, вып. 44. Л., 1960.

Л у п п о в Н. П. К палеогеографии Средне-Азиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1938.

Л у п п о в Н. П. Меловая система. Нижний мел. Гаурдак-Кугитангский район. "Геология СССР", т. 22, Туркменская ССР, ч. 1, 1957.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. М., Госгоргеолнефтеиздат, 1934.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 1 и 2. М., "Недра", 1968.

Михайловский С. Н. Геологические исследования в Центральной Бухаре. Зап. Горн. ин-та, т. 5, вып. 2-3, 1914.

Мушкетов И. В. Туркестан. Т. 1, 1886; т. 2, вып. 1, 1906; т. 2, вып. 2, 1912.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, Туркпеч., 1926.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги ТПЭ. 1935.

Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. "Очерки по геологии Сибири", АН СССР, вып. 18, 1955.

Пейх В. К проблеме классификации песчано-алевритовых пород по вещественному составу. БМОИП, Отд. геол., № 4, 1968.

Пейх В. Классификация песчаников по вещественному составу. Вестник МГУ, сер. 4, Геология, № 1, 1969.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1 и 2. М., Гостоптехиздат, 1940.

Пустовалов Л. В., Кашкай М. А., Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисян С. Г., Султанов А. Д., Ф.-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования, классификации и номенклатуре осадочных пород. Изв. Азерб. ФАН СССР, № 11, 1944.

Рейман В. М. Органогенные фации рифовых областей. Проблемы геологии Таджикистана. Изд. АН ТаджССР и Института геологии Госгеолкома СССР, 1964.

Рейман В. М. Важнейшее направление адаптивной радиации организмов и палеогеография. Тр. 9 сессии Всес. палеонт. об-ва. М., "Недра", 1967.

Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края, вып. 1, 1878; вып. 2, 1884; вып. 3, 1890.

Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). "Геохимия", 1958, № 5.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1961.

Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 2, 1952.

Симаков С. Н. Перспективы поисков нефти и газа в Таджикской депрессии. "Сов. геол." 1959, № 1.

Симаков С. Н., Туаев Н. П., Верхне-Амударьинская нефтегазоносная область. "Сов. геол." 1966, № 2.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 80, вып. 1, 1948.

Славин П. С. Формы железа в меловых и третичных отложениях Туркмении. ДАН СССР, т. 130, № 4, 1960.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф. К геохимии органического вещества. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами осадочных пород. БМСИП, т. 29, Отд. геол. вып. 2, 1954а.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа

в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955а.

Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С. Геохимия нефтеносных отложений. Тр. ГИН АН СССР, вып. 155, геол., сер., № 66, 1955б.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1-3. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Татарский В.Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. НГРИ, сер. А., вып. 112, 1939.

Татарский В.Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен. Вестн. ЛГУ, № 24, Геология, 1959.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958.

Теодорович Г.И. Осадочные геохимические фации. БМОИП, Отд. геол., т. 22, вып. 1, 1947.

Теодорович Г.И. Осадочные минералогическо-геохимические фации. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4-е. Изд-во Львов. ун-та, 1956.

Теодорович Г.И. Восстановление гидрохимических условий древних морских водоемов по литологическим и геохимическим признакам. В сб.: "Методы палеограф. исслед." М., 1964.

Туаев Н.П. Вопросы нефтегазоносности Средней Азии. "Геология нефти и газа". 1960, № 6.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Чихачев П.К., Борнеман Б.А. и др. Геологическая карта Средней Азии. Л.-42-Б, юго-западная часть листа, 1941.

Шванов В.Н., Меламед Я.Р. О минералогии красноцветов нижнего мела Таджикской депрессии. Вестн. ЛГУ, № 18, 1960.

Ш в а н о в В. Н. Типы разрезов и стратиграфия нижнемеловых отложений Западного Таджикистана. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 1(3), 1961.

Ш в а н о в В. Н. Палеогеография Западного Таджикистана в раннемеловую эпоху. Уч. зап. ЛГУ, № 310, сер. геол., вып. 12, Вопр. литол. и палеогеогр. 1962.

Ш в а н о в В. Н. Влияние Палеовахша на особенности и размещение фациальных типов осадков нижнего мела в Юго-Западном Таджикистане. В сб.: "Дельтовые и мелководно-морские отложения". Изд-во АН СССР, 1963.

Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Ш и р о к о в В. Я. Основные черты истории геологического развития Таджикской депрессии и прилегающих районов Туранской плиты. Тр. ВНИГНИ, вып. 42. М., "Недра", 1964.

Ш и р о к о в В. Я. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью. В сб.: "Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана". Тр. 1. Душанбе, "Ирфон", 1965.

Э д е л ь ш т е й н Я. С. Заметка о меловых слоях в бассейне р. Обиниоу. Тр. Геол. музея, вып. 7, 1909.

Ю р к е в и ч И. А. Исследования по методике фациально-геохимического изучения осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Я х н и н Э. Я. О гранулометрическом составе отложений апта и альба Туаркыра в связи с их происхождением. Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, вып. 2, Л., 1961. (Проблема нефтегазоносности Средней Азии).

K r a f f t A. Geologische Ergebnisse einer Reise durch das Chanat Bochara. Denkschr. d.K.K. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. 70, 1900.

M i l l e t G. Geologie des argiles.  
Paris, 1964.

M i t c h e l l I. A Note on a method  
staining, to distinguish between, calcite  
and dolomite. Colon. Geol. a. mineral. Res.  
v. 6, N 2, 1956.

T o m l i n s o n C.W. The origin of  
red beds. Geol. 24, 1916.

T r a s k P.D., P a t h n o d e H.W.  
Source beds of Petroleum. Tulsa, 1942.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
От редактора . . . . .	5
В в е д е н и е . . . . .	7
1. К истории изучения меловых отложений. . . . .	10
П. Литолого-стратиграфическая характеристика меловых отложений. . . . .	18
1. Вахш-Обихингоуская зона. . . . .	18
2. Хозретишинская зона. . . . .	29
3. Обиниоуская зона. . . . .	38
Ш. Петрографическая характеристика пород. . . . .	45
1. Обломочные породы. . . . .	45
2. Карбонатные породы. . . . .	75
3. Сульфатные породы. . . . .	103
1У. Минералогический состав меловых отложений. . . . .	104
1. Характеристика пород по составу породообразующих минералов. . . . .	104
2. Особенности распределения минералов тяжелой фракции. . . . .	129
3. Характер размещения терригенно-минералогических зон и ассоциаций. . . . .	141
4. Типоморфные модификации некоторых акцессорных минералов. . . . .	147
У. Геохимическая характеристика меловых отложений. . . . .	153
1. Особенности распределения органического углерода и битуминозного вещества. . . . .	153
2. Аутигенно-минералогические формы железа и типы геохимических обстановок. . . . .	173
3. Содержание и распределение малых химических элементов. . . . .	180
У1. Литолого-фациальный анализ меловых отложений	196
З а к л ю ч е н и е . . . . .	230
Л и т е р а т у р а . . . . .	235

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии наук Таджикской ССР

КАРИЕВ Абдурахим Расулович  
Ответственный редактор — Босов Валентин Дмитриевич

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Редактор издательства А. Г. Родина  
Корректоры Любименко Т. М., Москвитина В. А.

---

КЛ 05164. Подписано к печати 21 У1 1977 г. Формат  
60x84 1/16. Бумага типограф. № 1. Сор. 1. Печ. л.  
15,625 (14,5). Уч.-изд. 12,25 л. Тираж 511 экз.  
Заказ 942. Цена 1 руб. 85 коп.

---

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121,  
корп. 2.  
Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни  
121, корп. 2.

2662

Цена 1 руб. 85 коп.