

**ЛИТОЛОГИЯ
И
СТРАТИГРАФИЯ**

**НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

ДУШАНБЕ—1972

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.5+ 551.7

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

2663

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ—1972



УДК 551.76/77:552.12/578.2(575.3)

В сборнике представлены статьи, в которых освещаются литологические особенности мезозойских и кайнозойских отложений Таджикской депрессии. Приведена корреляция разрезов для отдельных периодов и описаны типы разрезов выделенных зон.

Некоторые статьи освещают петрографо-минералогическую характеристику пород и геохимические условия осадконакопления. Для ряда районов депрессии выделены минералогические коррелятивы для свит и горизонтов.

Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана охарактеризованы по данным глубокого бурения. В сборнике имеются статьи об уточнении возраста отдельных свит и горизонтов, а также дана спорово-пыльцевая характеристика для юрских и палеоген-неогеновых отложений Южного склона Гиссарского хребта.

ОТ РЕДАКТОРА

Изучение мезозойских и кайнозойских образований Таджикской депрессии связано в первую очередь с содержащимися в них полезными ископаемыми (нефть, газ, соли и др.).

Не менее важное значение имеют тематические исследования, проводившиеся с целью корреляции разрезов и составления стратиграфических схем, которые позволили бы сопоставить полученные результаты с соседними областями и выработать единую схему для всей Средней Азии.

В настоящий сборник включены статьи, излагающие материалы по целому ряду вопросов, дающих представление о геологическом строении описанной территории и о вещественном составе пород.

Наконец, имеются результаты уточнения возраста отдельных свит и горизонтов, особенно установления границ между периодами и ярусами.

Необходимо отметить, что сборник был сдан в печать в 1966 году, поэтому в библиографию не включены работы последних лет. Задержка выхода книги в свет связана с причинами, не зависящими от авторов.

Несмотря на это, приведенные в сборнике материалы не утратили своей актуальности и могут быть использованы при геолого-съёмочных работах на территории Средней Азии.

А. КАРИЕВ

ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ МЕЛОВЫХ ПОРОД КУЛЯБСКОЙ ЗОНЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Терригенные породы широко распространены в составе меловых отложений Кулябской зоны. С ними могут быть связаны как первично-нефтематеринские глинистые толщи, так и газонефтесодержащие песчано-алевролитовые коллекторы (Кариев, 1965, 1966). Поэтому нами, наряду с изучением их вещественного и элементарного состава, определением коллекторских свойств и изучением особенностей распределения органического вещества, делается попытка выделения различных гранулометрических типов пород по механическому составу песчано-глинистых отложений. В этом отношении терригенные образования остаются почти не изученными, так как специальные литологические исследования на данной территории не проводились.

Гранулометрический состав пород определялся комбинированно двумя методами — ситовым анализом и методом Сабанина. Для этого было подготовлено и изучено более 600 образцов, отобранных из разрезов Анжироу, Ровика, Йокунъж, Оби-Питоуду, Лайрун, Дашти-Гург и Тут-Каул. Механический анализ пород был выполнен в литологической лаборатории Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР Т. В. Плескач, П. В. Малышевой и А. Б. Заярузной под руководством А. Б. Маркова.

За основу классификации терригенных пород была принята схема, предложенная Л. В. Пустоваловым и др. (1944). Особенностью этой схемы является обоснованное выделение группы неотсортированных смешанных пород — хлидолитов, где ни одна из ее фракций не превышает 50%. Авторами этой классификации для названия отдельных разновидностей смешанных пород, где одна из фракций является преобладающей, были применены несколько неудачные и не вошедшие в употребление термины: супесь суглинок и субалеврит. Нам представляется, что для данной группы пород, наряду с определяющим названием хлидолит, следует добавить в виде прилагательного преобладающую фракцию, т.е. глинистый, алевролитовый и песчаный хлидолит.

Ниже приводится описание гранулометрического состава основных групп пород.

Песчаники

Песчаники играют значительную роль в составе меловых отложений. Чаще они представлены довольно плотными разностями и образуют мощные (100—150 м) толщи. Наиболее широко развиты песчаники в отложениях валанжин-готерива и баррем-апта.

Среди песчаных пород преобладающими являются двух- и трехкомпонентные разновидности, состоящие главным образом из алевролитовых и глинисто-алевролитовых песчаников (рис. 1—9). Лишь изредка

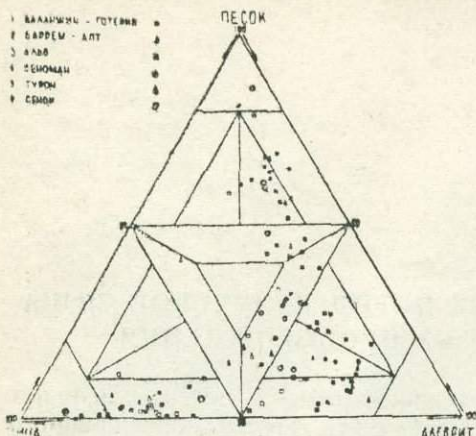


Рис. 1. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Анжиру.

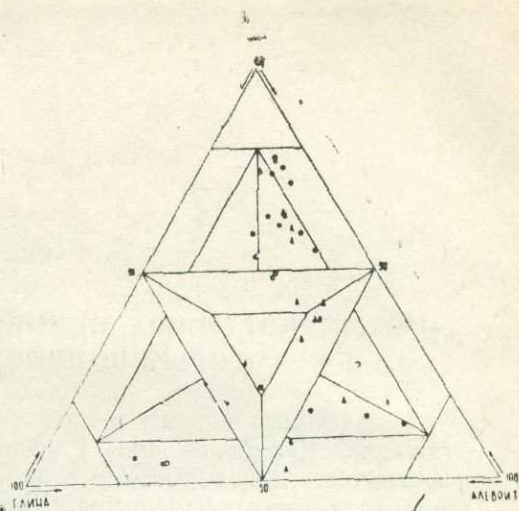


Рис. 4. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Оби-Питоуду.

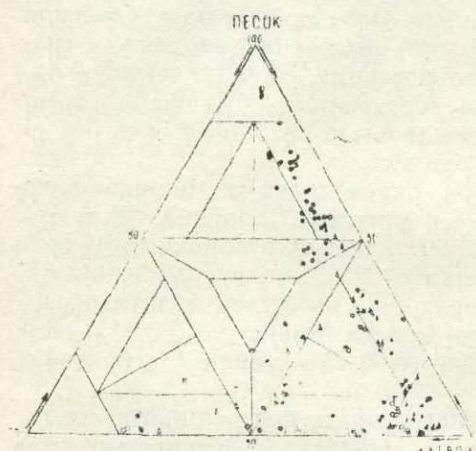


Рис. 2. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Ровика.

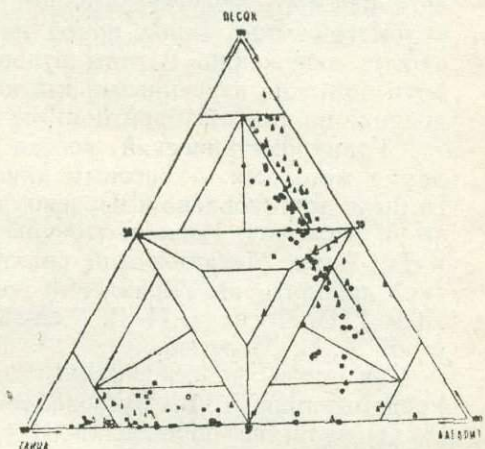


Рис. 5. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Лайрун.

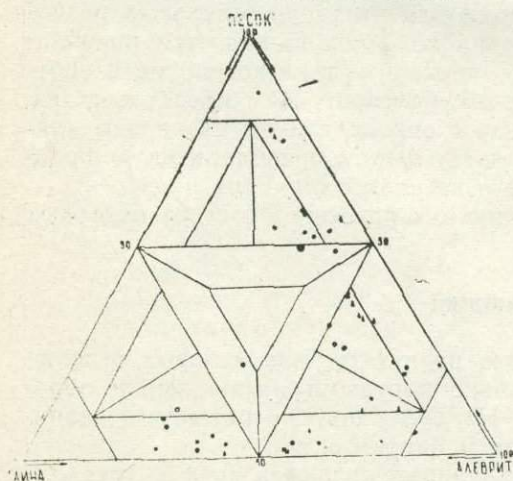


Рис. 3. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Иокунж.

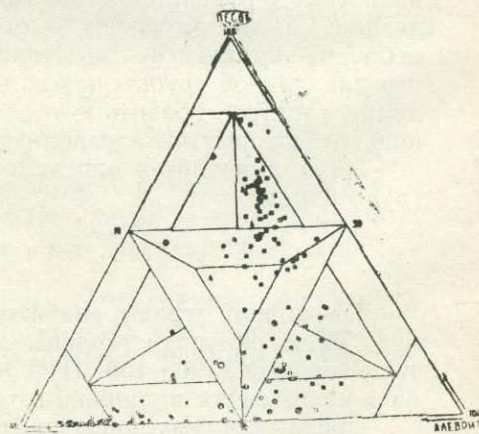


Рис. 6. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Дашти-Гург.

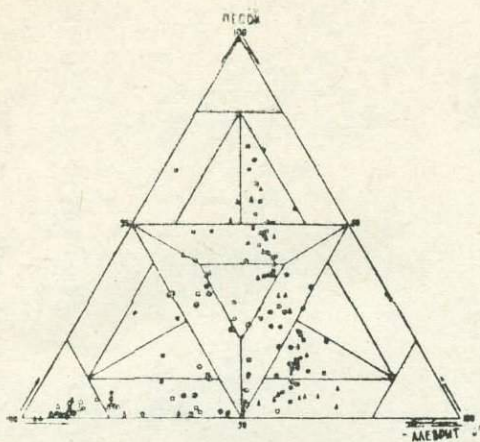


Рис. 7. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Тут-Каул.

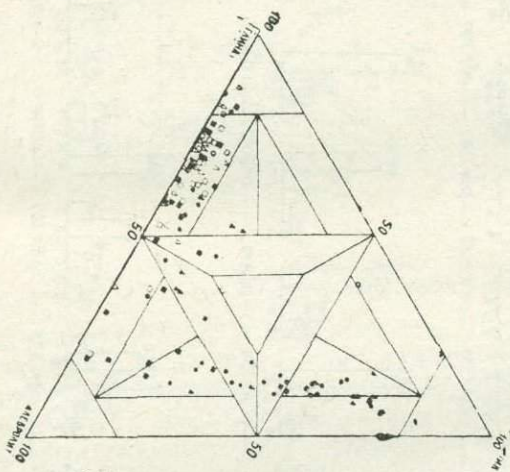


Рис. 8. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Булгари.

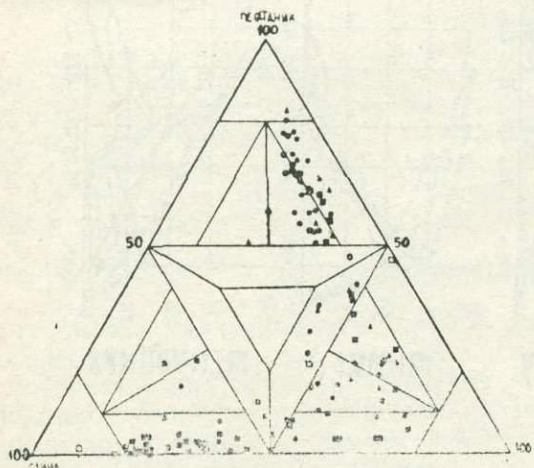


Рис. 9. Диаграмма гранулометрического состава меловых пород разреза Иджу-Дара.

встречаются песчаники с содержанием псаммитовой фракции более 80%. Псаммитовая фракция в большинстве случаев представлена частицами размером 0,25—0,10 мм и с подчиненным количеством обломков величиной 0,50—0,25 мм. То обстоятельство, что в песчаниках довольно значительное количество пелито-алевритовой примеси, хорошо отражается в приуроченности точек анализов в полях глинисто-алевритовых и алеврито-глинистых песчаников. За редким исключением, поля глинистых и алевритовых песчаников почти всегда пусты. Поэтому среди песчаных пород выделяется два основных типа — песчаники глинисто-алевритовые и алеврито-глинистые.

Редкие песчаники, содержащие более 80% псаммитовой фракции, характеризуются малоступенчатостью типов гистограмм, резким скачком кумулятивной кривой в области фракции 0,10—0,25 мм и относительно простой нерастянутой формой кривой гранулометрического состава, дающего хорошо выраженный максимум в том же интервале фракции (рис. 10—15).

Песчаники обладают сравнительно высокой сортировкой обломочных зерен. Вычисленный коэффициент сортировки по

$$\text{Траску } S_0 = \frac{Q_3}{Q_1} = 1,7-2,6$$

Глинисто-алевритовые песчаники, согласно схеме, должны

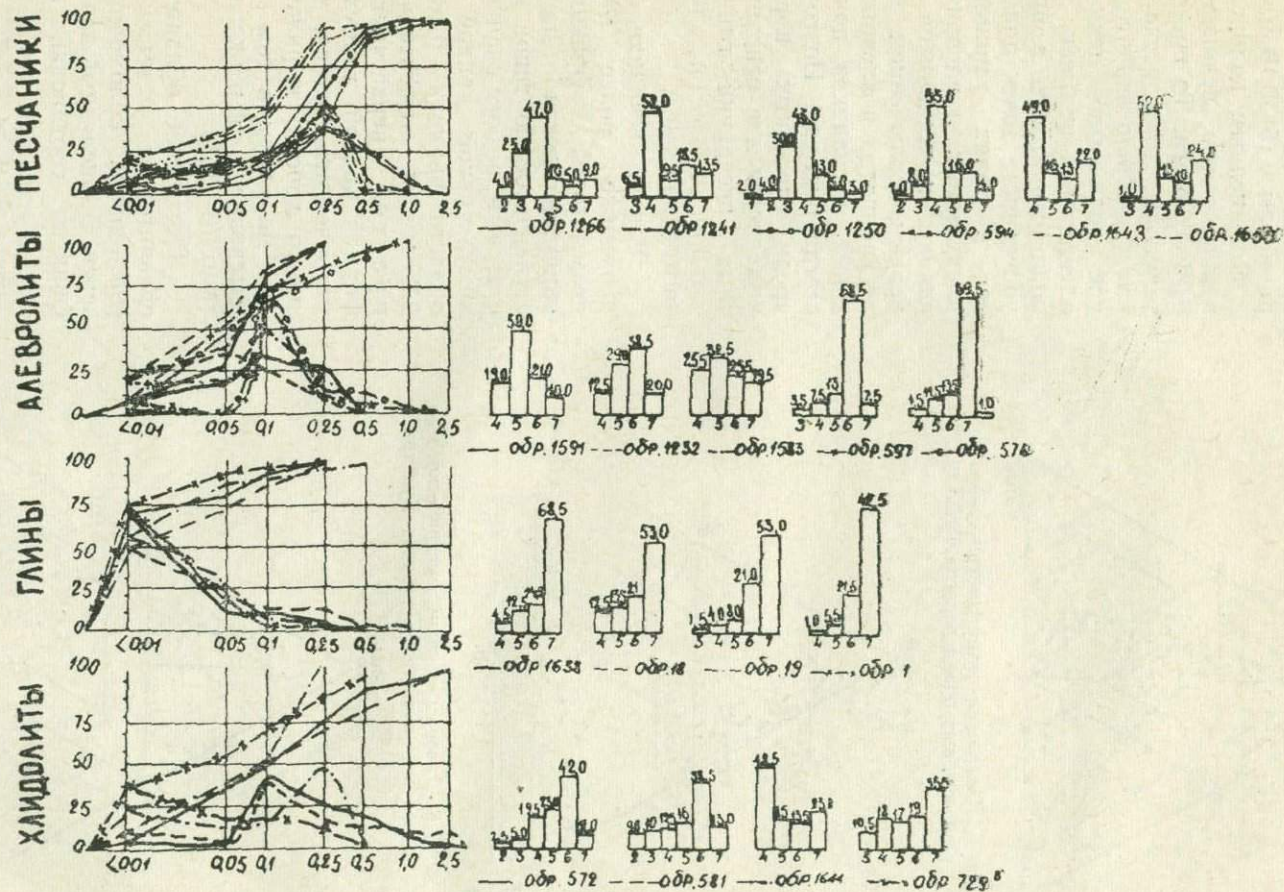


Рис. 10. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород валанжин-готерива.

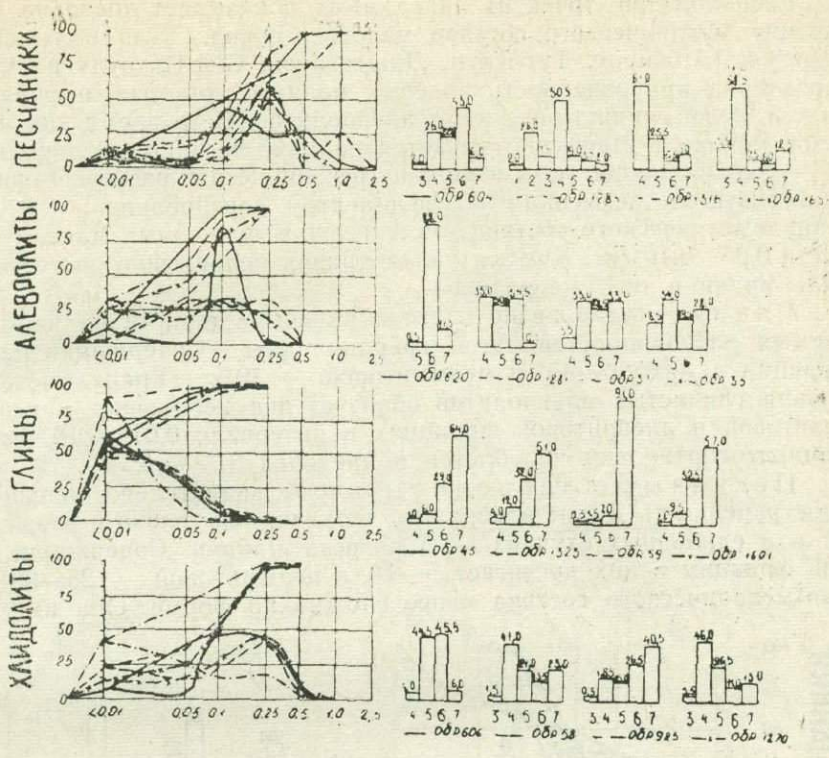


Рис. 11. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород баррем-апта.

состоять из 50—80% псаммитовой, 10—40% алевритовой и 10—25% пелитовой фракции. Наши аналитические данные показывают содержание пелитовой примеси в количестве 10—15%, а алевритовой — 10—40%. Кривая механического состава имеет несколько растянутый вид в сторону тонкозернистых фракций, откуда плавно выдыхается в области фракции 0,10—0,25 мм (рис. 10—15). Коэффициент сортировки для данного типа песчанников приобретает низкие значения — 2,8—4,1.

Алеврито-глинистые песчанники характеризуются содержанием алевритовых частиц в количестве 10 — 15, а пелитовых — 10—25%. Этот тип песчанников отличается двухвершинным характером кривой распределения гранулометрического состава. Один довольно четкий максимум выражен в интервале 0,10—0,25 мм, а другой отмечается в области пелитовой фракции.

Коэффициент сортировки алеврито-глинистых песчанников еще ниже и варьирует в пределах 5,1—9,2.

Группа алевритовых пород

Анализ гранулометрического состава пород группы алевролитов свидетельствует о том, что за исключением разреза Ровика чистой разновидности алевролита с фракцией более 80% не встречается. Преобладающая часть пород, как правило, содержит значительное количество пелитовой и псаммитовой примеси. Величина частиц последней не превышает 0,10—0,25 мм.

Расположение точек на диаграммах показывает довольно пеструю картину механического состава меловых пород. Для большей части разрезов (Анжиру, Тут-Каул, Дашти-Гург, Сби-Питоуду и Иокуньж) характерна приуроченность точек к полям глинистых, песчано-глинистых и, реже глинисто-песчаных алевролитов. В то время как для разрезов Ровика и Лайрун отмечается наличие песчаных алевролитов.

Алевролиты (в основном встречающиеся в разрезе Ровика) характеризуются невысоким коэффициентом сортировки — 3,0. Кривая гранулометрического состава имеет резко выраженный максимум в области 0,05—0,10 мм. Кумулятивная кривая непрерывно растет в интервале фракции того же размера.

Глинистые алевролиты являются одними из часто встречаемых разновидностей этой группы пород. Содержание пелитовой фракции в них 20—45, а псаммитовой — 10%. Гранулометрическая кривая глинистых алевролитов образует два небольших максимума в пелитовой и алевролитовой фракциях в интервале 0,01—0,10 мм. Коэффициент сортировки колеблется в пределах 3,7—4,1.

Песчаные алевролиты имеют значительно меньшую распространенность. Такие алевролиты встречаются только в разрезе Ровика и в единичных случаях — в разрезе Лайрун. Содержание пелитовой фракции в них достигает 5—10, а псаммитовой — 25—35%. Кривая механического состава менее сложна по форме. Она имеет более

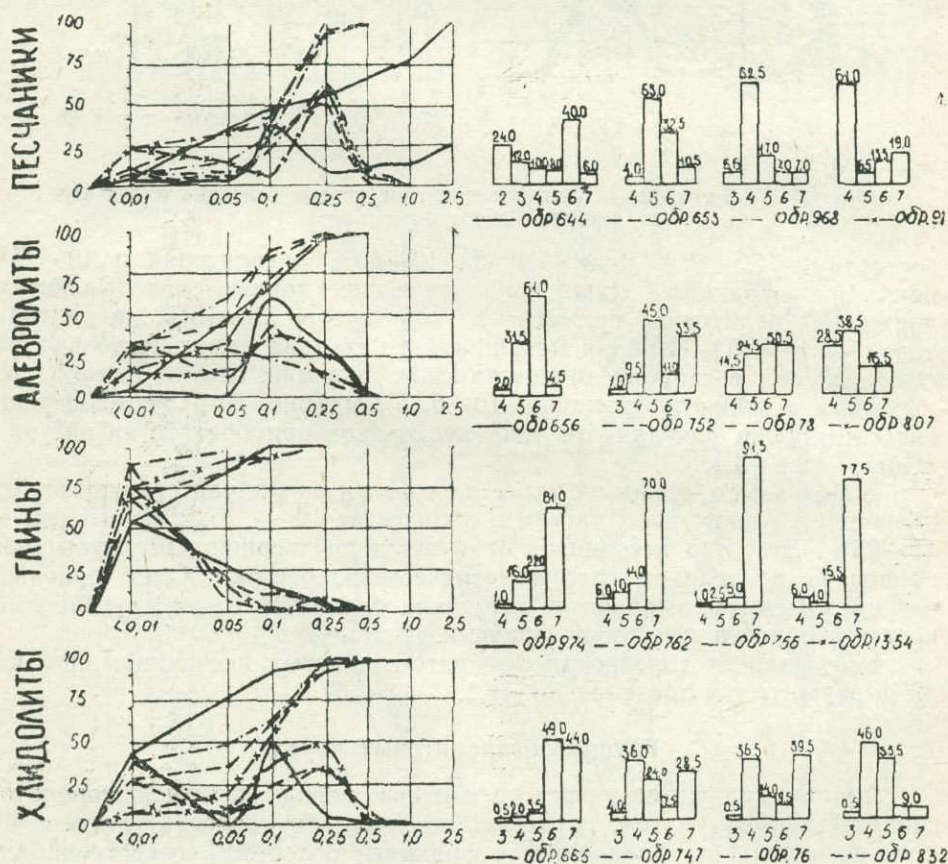


Рис. 12. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород альба.

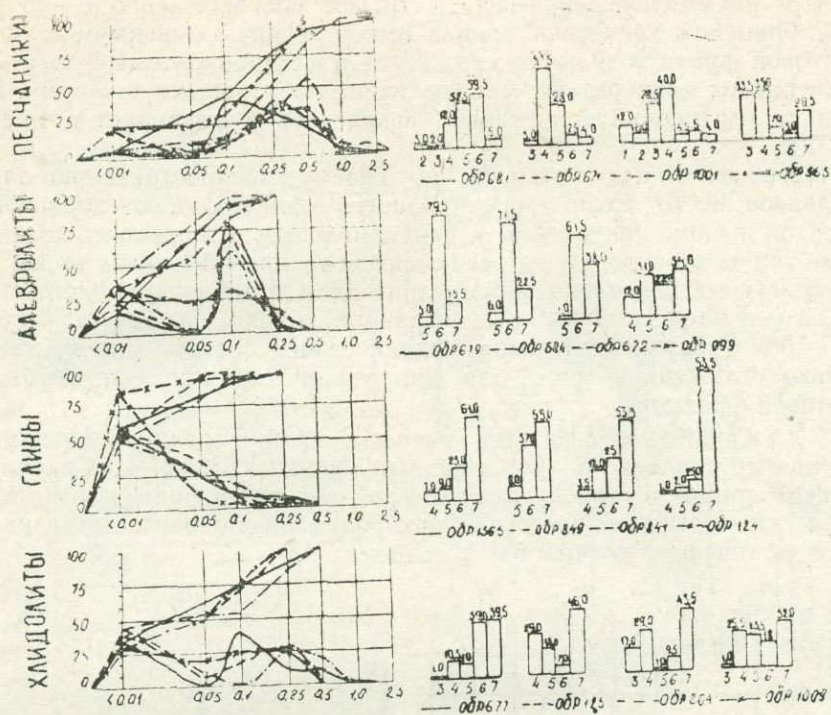


Рис. 13. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород сеномана.

или менее симметричную фигуру. Коэффициент сортировки таких алевритов меняется от 3,4 до 4,7.

Глинисто-песчаные алевриты в небольшом количестве встречаются почти во всех разрезах. При содержании 50—80% алевритовой фракции псаммитовая примесь доходит до 12—35, а пелитовая — 10—25%. Кривая гранулометрического состава имеет несколько асимметричную форму. Коэффициент сортировки таких алевритов довольно низкий и изменяется в пределах 5,0—7,7.

Песчано-глинистые алевриты являются распространенным типом алевритов. В составе подчиненных фракций псаммитовая составляет 10—24, а пелитовая — 10—40%. Кривые песчано-глинистых алевритов имеют пологую левую и резко крутую правую стороны. Коэффициент сортировки низкий, доходящий до 9,0.

Группа глинистых пород

В составе меловых отложений глинистые породы пользуются большой распространенностью. Особенно широко они развиты в верхнемеловых отложениях, где образуют мощные до 100—110 м толщи.

По расположению точек на диаграмме видно, что большинство из них приурочено в поле алевритовых глин и чистых их разновидностей. Песчано-алевоитовые же глины представлены очень редко. Еще реже встречаются алеврито-песчаные глины, обнаруженные только в альбских отложениях разреза Тут-Каул.

Глины (чистые) являются одними из основных типов глинистых пород. При содержании фракции <math><0,01</math> мм в 80—100% алеври-

товая и псаммитовая примесь достигают соответственно 6—16 и 2—14%. Гранулометрическая кривая имеет резкий максимум в области пелитовой фракции и круто снижается в алевро-псаммитовую сторону. Гистограммы приобретают малоступенчатую упрощенную форму. Коэффициент сортировки значительно возрастает и варьирует в пределах 1,2—1,9.

Алевритовые глины по своему распространению занимают первое место. Если чистые разности глин обладают хорошей сортировкой и чаще приурочены к верхнемеловым отложениям, то алевритовые глины в основном встречаются среди нижнемеловых пород и характеризуются несколько низким значением этого коэффициента (2,1—2,8). Содержание подчиненных фракций доходит до 12—37 (алевроит) и 2—10% (псаммит). Кривая механического состава приобретает несколько сглаженную форму за счет увеличения примеси и убывания пелитовой фракции.

Алеврито-песчаные глины крайне редки. Алевритовая фракция составляет 12—24, а псаммитовая — 10—27%. Гранулометрическая кривая в сторону псаммитовой области начинает заметно растягиваться и выполаживаться. Сортировка алевро-песчаных глин слабая и ее значение колеблется в пределах 3,2—5,5.

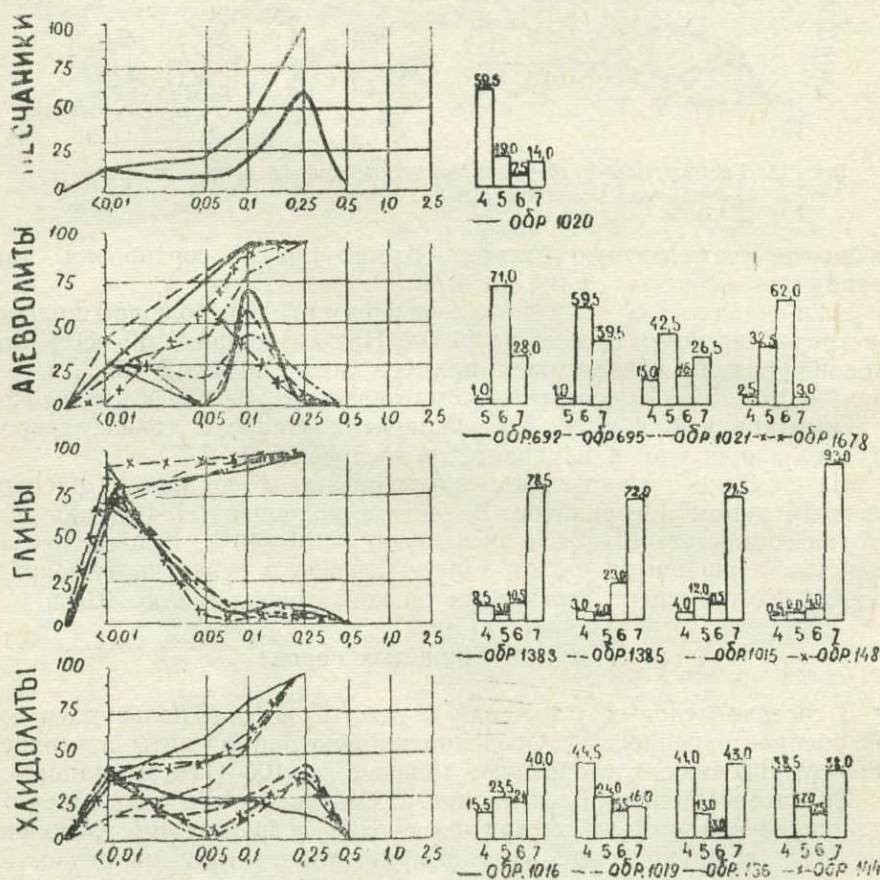


Рис. 14. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород турона.

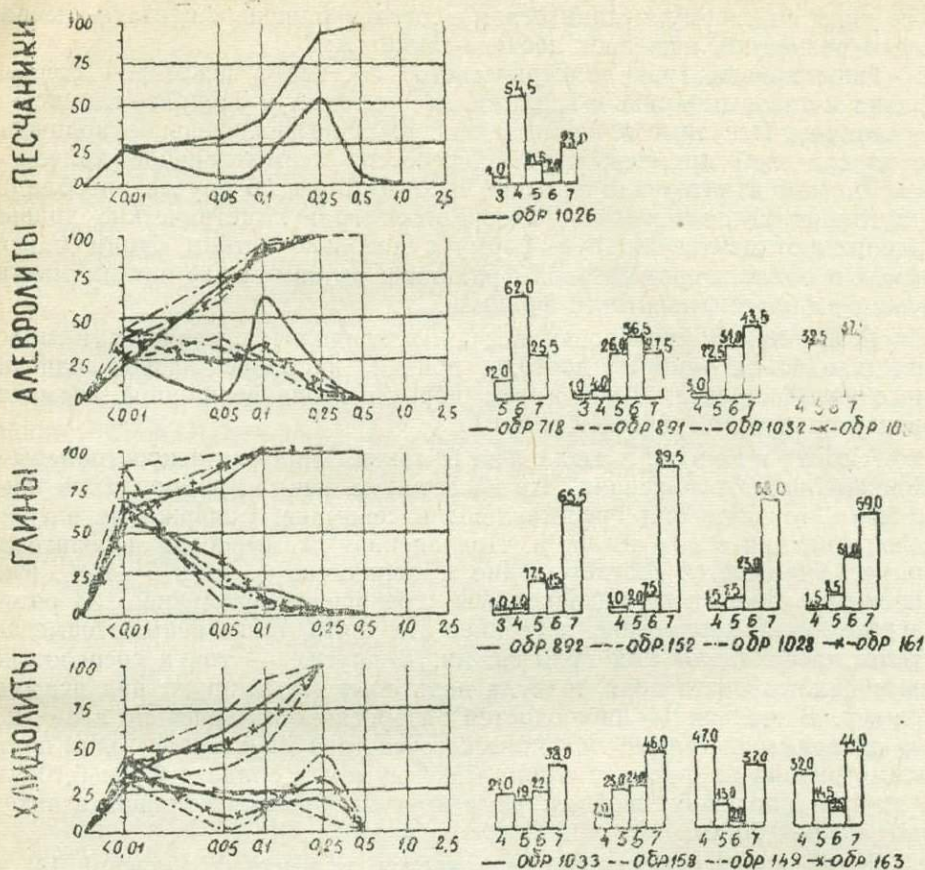


Рис. 15. Гистограммы и гранулометрические кривые основных типов терригенных пород сенона.

Песчано-алевритовые глины развиты слабо. Они встречаются только в составе нижнемеловых отложений. Кривая гранулометрического состава таких глин аналогичная предыдущей. Содержание алевритовой фракции здесь 25—45, псаммитовой — 11—24%. Коэффициент сортировки изменяется в тех же пределах.

Группа хлидолитовых пород

Результаты изучения гранулометрического состава меловых отложений показали, что в них довольно широко развиты хлидолитовые (несортированные) породы, в которых ни один из компонентов не превышает 50%. Самыми распространенными типами хлидолитов являются песчаные и алевритовые их разновидности. Меньше всего встречаются глинистые типы, а чистые (собственно) хлидолиты занимают промежуточное положение.

Песчаный хлидолит весьма распространен в нижнемеловых отложениях. Такие породы состоят из 40—50% псаммитовой фракции, 11—45% алевритовой и 6—23% пелитовой. Точки в поле песчаных хлидолитов расположены неравномерно и несколько приурочены к правой стороне, соответствующей таким породам, в которых алевритовая примесь преобладает над глинистой. Отсюда следует, что породы та-

кого типа по своему механическому составу близки к песчано-алевритовым разностям, нежели к песчано-глинистым.

Типы кривых гранулометрического состава в некоторой степени близки к таковым кривым глинисто-алевритовых и алеврито-глинистых песчаников. Песчаные хлидолиты, 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 менее четким максимумом в области пелитовой фракции.

Коэффициент сортировки песчаных хлидолитов меняется в широких диапазонах — от 2,7 до 10,0, причем наиболее низкое значение этого коэффициента (10,0) имеют породы с одновершинной асимметричной гранулометрической кривой.

Алевритовые хлидолиты также широко распространены в нижнемеловых отложениях. Что касается наличия их в породах верхнего мела, то чаще они представлены в сеномане. Содержание алевритовой фракции в них 40—50%. Подчиненная псаммитовая и пелитовая примесь отмечается соответственно в количестве 4—44 и 6—44%. Расположение точек в поле диаграммы совершенно различное. В одних случаях точки приурочены к верхней его части, тогда псаммитовые частицы преобладают над пелитовыми. В других — точки сосредоточены в нижней части поля, и тогда пелитовые превалируют над псаммитовыми. В третьих — наблюдается разбросанность точек по всему полю диаграммы. Кривые механического состава двух типов: одна почти симметричная по форме с одним максимумом в области 0,05—0,10 мм, а другая с пологой левой частью 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 хлидолиты имеют весьма незначительную распространенность. Основная часть этих пород представлена только в разрезе Тут-Каул. Единичные случаи встречаемости их наблюдаются в разрезах Дашти-Гург, Анжиру и Иокунж. При содержании основной пелитовой фракции 40—50%, алевритовая и псаммитовая фракции представлены в количестве 1—26 и 7—41% соответственно. Гранулометрическая кривая образует две формы распределения. Один тип кривой с максимумом в пелитовой области неуклонно падает в сторону псаммитовой фракции. Другой тип — с двумя вершинами в интервале $\angle 0,01$ мм и 0,10—0,25 мм.

Коэффициент сортировки для данных пород колеблется от 1,8 до 7,5. Хлидолиты (собственно) встречаются значительно реже и обнаружены в составе меловых отложений только двух разрезов (Тут-Каул и Дашти-Гург). Особенностью этих хлидолитов является плохая сортировка составляющего их материала, где отдельные компоненты пород состоят от 20 до 40%. Гранулометрические кривые представлены двумя типами. Один тип имеет более или менее растянутую плавно спадающую форму с максимумом в пелитовой и минимумом в псаммитовой областях. Для такого типа 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. Породы, представляющие такой тип кривой, состоят из 28—38% пелитовой, 24—40% алевритовой

и 21—38% псаммитовой фракций. Коэффициент сортировки (собственно) хлидолитов весьма низкий и колеблется в пределах 11,6—18,4.

Результаты гранулометрического анализа меловых отложений показывают довольно пестрый их состав, обусловленный большим развитием двух- и трехкомпонентных пород. Среди множества разновидностей пород наиболее широко распространены являются алевритовые и глинисто-алевритовые песчаники, глинисто-песчаные и песчано-глинистые алевриты, алевритовые глины, песчаные и алевритовые хлидолиты, которые определяют особенности изучаемых отложений. Расположение точек на диаграммах показывает непрерывную их приуроченность вдоль линии песок—алеврит и алеврит—глина, в то время как по линии глина—песок они отсутствуют и, как указывают некоторые исследователи (Айзенштадт, 1951), это происходит не случайно. Очевидно, эти отложения образовались в иных условиях по сравнению с теми породами, которые содержат крайние 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 в полях 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, содержащие кроме того слоистость аллювиального и потокового типа, наличие которых подтверждает, что нерезко усиленно поступающий материал отлагался без заметной переработки в силу пониженной динамической активности водоема, не располагающего достаточными энергетическими ресурсами.

Особое внимание привлекают породы, характеризующиеся двухвершинными гранулометрическими кривыми. Последние выделяются двумя максимумами в области псаммитовой и пелитовой фракций. Такого типа кривые могут возникнуть лишь в том случае, если алевритовые частицы выносятся (удаляются) из осадка быстрее (раньше), чем пелитовые. По мнению отдельных исследователей (Клёнова, 1956), двухвершинные кривые образуются в результате размывания осадка и отсутствия равновесия между гидродинамическим режимом и составом осадка. Но, как показал Н. М. Страхов (1954), двухвершинные кривые при размывании осадка возникают и реализуются в природе крайне редко.

Обнаруженные в меловых отложениях Кулябской зоны 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 пород. Наблюдения, проведенные в шлифах, показывают, что густота окраски красноцветных пород находится в прямой зависимости от содержания в них окислов и гидроокислов желе-

за и глинистой фракции. Причем увеличение последней обычно сопровождается широким развитием соединений железа и усилением густоты окраски. Минералогический состав красноцветных пород остается идентичным по сравнению с породами светлых сероцветных тонов. Содержащиеся в красноцветных образованиях зеленовато-серые включения не отличаются как по своему гранулометрическому, так и по минералогическому составу.

Многие исследователи считают, что источником красной окраски пород являются окислы и гидроокислы железа в различных модификациях. К такому же выводу пришли Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1955), изучавшие соответственно кембрийские и ордовикские красноцветы Иркутского амфитеатра. 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. Изученный нами минералогический состав меловых отложений исследуемого района не дает основания на аналогичное заключение, хотя в составе тяжелой фракции преобладающая роль принадлежит рудным железосодержащим минералам, составляющим порою 90 и более процентов. Нам, однако, удалось установить зависимость между содержанием тонкозернистой ($< 0,01$ мм) глинистой фракции и соединений железа.

Как указано в литературе (Яхин, 1961), К. Томлинсон, изучавший красноцветные пермотриасовые 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, а также объясняется слабой гидродинамической активностью самого бассейна. Такие силовые потоки, особенно в эпоху активизации механического выветривания, что характерно для нижнемелового времени, вносили в бассейн смешанный обломочный материал, в котором за счет железистой мути глинистые частицы превалировали над алевритовыми. Слабая подвижность среды отложения при интенсивном приносе осадка не могла способствовать какой-либо существенной дифференциации материала.

Подтверждением вышесказанному может служить и крайняя бедность красноцветных пород органическими остатками. Это и естественно, если 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 мелкие потоки 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 отло-

жениях зеленовато-серых включений говорит, по-видимому, о диагенетическом их образовании за счет разложения локальных скоплений органических веществ в осадке.

ВЫВОДЫ

- 1) Различные типы терригенных меловых пород образовались в неодинаковых условиях среды осадконакопления, определяемые интенсивностью поступления обломочного материала, размером и существующей гидродинамической активностью бассейна,
- 2) Густота окраски красноцветных пород зависит от содержания окислов и гидроокислов железа и глинистой фракции,
- 3) При накоплении меловых осадков часто принимали участие потоки, богатые железистой муťou и глинистыми частицами.

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. М.—Л., 1951.
- Кариев А. К вопросу о песчано-алъаролитовых коллекторах мела Кулябской впадины. Докл. АН Тадж. ССР, т. 8, № 12, 1965.
- Кариев А. О вероятной нефтегазосности меловых отложений в пределах Кулябской впадины, по данным люминесцентной битуминологии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 9, № 1, 1966.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Либрович В. Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы, ВСЕГЕИ, вып. 44, Л., 1960.
- Павловский Е. В. и Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири, АН СССР, вып. 18, 1955.
- Пустовалов Л. В. и др. О методике лабораторного исследования, классификации и номенклатуре осадочных пород. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 11, 1944.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Яхнин Э. Я. О гранулометрическом составе отложений апта и альба Туаркыра в связи с их происхождением. Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, вып. 2. Проблема нефтегазосности Средней Азии, Л., 1961.

А. ҚОРИЕВ

НАМУДҲОИ ТЕРРИГЕНИИ ЧИНСҲОИ ҚУҲИ ДАВРИ БҮРИ МИНТАҚАИ ҚҮЛОБ ВА БАЪЗЕ МАСЪАЛАҲОИ ПАЪДОШАВИИ ОҲО

Дар асоси омӯхтани таркиби механикии чинсҳои қӯҳии даври бӯр харгуна намудхон онҳо чудо карда шуда, харақтеристикаи шароитҳои бавучуд омадани ин намудҳо дода шудааст.

А. КАРИЕВ

МАЛЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУЛЯБСКОЙ ЗОНЫ

В последние годы вопросам геохимии и распределения малых химических элементов в осадочных толщах различных регионов территории СССР посвящены крупные работы (Катченков, 1959; Страхов, 1962) и отдельные детальные исследования, проведенные Ш. Х. Амирхановым (1963), А. Э. Конторовичем (1963 а, 1963 б) и А. М. Габрильяном (1965) с сотрудниками.

Содержание и распределение химических элементов в верхнетретичных отложениях на территории Таджикской депрессии изучались В. Д. Босовым (1962). Нами, на примере меловых отложений, излагаются результаты исследования содержания элементов групп щелочноземельной (Sr, Ba) и железа (Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, Cu) в глинистых фракциях 535 образцов.

Некоторые исследователи (Кейт, 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. Исходя из вышеизложенного, для спектроскопических исследований гранулометрическим анализом были выделены фракции размером частиц $< 0,01$ мм. В процессе анализа породы освобождались от растворимой карбонатной части. Спектральный анализ был выполнен полуколичественным методом М. А. Воробьевой и А. Хайдаровым в лаборатории физико-химических методов исследований Института геологии АН Таджикской ССР.

В составе меловых отложений основную роль играют терригенные песчано-глинистые породы. Последние снизу вверх по разрезу уменьшаются за счет увеличения роли карбонатных образований.

Валанжин-готеривские отложения представлены красноватыми песчано-глинистыми породами, среди которых большим распространением пользуются хлидолиты (неотсортированные разности), песчаники и алевролиты с подчиненной ролью глин.

Содержание стронция во всех петрографических типах пород остается постоянным — 0,01% (см. таблицу). Барий образует высокие концентрации (0,05%) в глинах и известняках. Количество титана значительно высокое и увеличивается от 0,09 в песчаниках до 0,31% в глинах. Марганец составляет высокие концентрации (0,6%) в известняках. Низкие его значения характерны для глинисто-хлидолитовых (0,01%) и песчано-алевролитовых пород (0,02%). Содержание хрома в различных типах пород мало изменяется и колеблется в пределах 0,005 в хлидолитах 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

Распределение малых химических элементов по типам пород

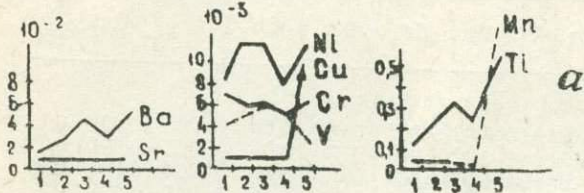
Порода	К-во обр.	Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	Cu	Sr Ba
Валанжин — готерив											
Песчаник	15	0,01	0,02	0,09	0,02	0,007	0,008	0,001	0,004	0,001	0,1
Алевролит	14	0,01	0,03	0,21	0,02	0,006	0,01	0,001	0,005	0,001	0,2
Глина	5	0,01	0,05	0,31	0,01	0,006	0,01	0,001	0,006	0,001	0,3
Хлидолит	20	0,01	0,03	0,21	0,01	0,005	0,008	0,001	0,005	0,001	0,2
Известняк	1	0,01	0,05	0,50	0,60	0,006	0,01	0,001	0,003	0,01	0,2
Баррем — апт											
Песчаник	42	0,01	0,03	0,1	0,02	0,008	0,006	0,001	0,004	0,001	0,3
Алевролит	28	0,01	0,04	0,2	0,03	0,008	0,008	0,001	0,005	0,001	0,2
Глина	5	0,01	0,02	0,2	0,03	0,007	0,008	0,001	0,006	0,001	0,3
Хлидолит	23	0,01	0,05	0,1	0,02	0,008	0,007	0,001	0,007	0,001	0,1
Известняк	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Альб											
Песчаник	40	0,01	0,05	0,2	0,06	0,01	0,008	0,001	0,008	0,005	0,2
Алевролит	46	0,005	0,04	0,1	0,02	0,008	0,009	0,001	0,006	0,002	0,1
Глина	34	0,01	0,04	0,2	0,11	0,007	0,007	0,001	0,007	0,005	0,2
Хлидолит	43	0,01	0,04	0,1	0,03	0,008	0,01	0,001	0,006	0,007	0,3
Известняк	7	0,02	0,17	0,07	0,7	0,004	0,003	0,001	0,003	0,004	0,1
Сеноман											
Песчаник	2	0,02	0,01	0,2	0,16	0,008	0,008	0,001	0,006	0,003	4,0
Алевролит	8	0,01	0,03	0,14	0,02	0,009	0,007	0,001	0,006	0,007	0,3
Глина	13	0,01	0,03	0,09	0,03	0,003	0,006	0,001	0,007	0,001	0,3
Хлидолит	13	0,01	0,03	0,12	0,06	0,003	0,003	0,001	0,007	0,005	0,4
Известняк	2	0,02	0,01	0,2	0,27	0,008	0,005	0,001	0,006	0,003	4,0
Турсн											
Песчаник	1	0,01	0,03	0,6	0,04	0,02	0,01	0,001	0,01	0,001	0,3
Алевролит	3	0,01	0,05	0,2	0,03	0,002	0,007	0,001	0,008	0,002	0,2
Глина	20	0,02	0,04	0,1	0,04	0,005	0,005	0,001	0,006	0,007	0,4
Хлидолит	4	0,01	0,04	0,2	0,03	0,002	0,007	0,001	0,009	0,002	0,3
Известняк	12	0,03	0,03	0,09	0,22	0,001	0,001	0,001	—	0,009	1,0
Сенон											
Песчаник	1	0,01	0,03	0,16	0,01	0,01	0,01	0,001	0,008	0,003	0,3
Алевролит	11	0,01	0,03	0,13	0,02	0,005	0,004	0,001	0,008	0,001	0,3
Глина	18	0,01	0,02	0,16	0,01	0,14	0,005	0,001	0,01	0,006	0,3
Хлидолит	6	0,01	0,02	0,22	0,05	0,007	0,005	0,001	0,01	0,002	0,5
Известняк	73	0,07	0,01	0,07	0,1	0,0001	0,002	0,001	0,002	0,0008	4,0

(0,006%). Распределение меди во всех типах пород одинаковое — 0,001%. Кобальт не характерен для данного района. Содержание его низкое и постоянное (0,001%) как в разновозрастных, так и в разнотипных породах (см. таблицу). Поэтому никакие данные, касающиеся кобальта, в дальнейшем не будут приведены.

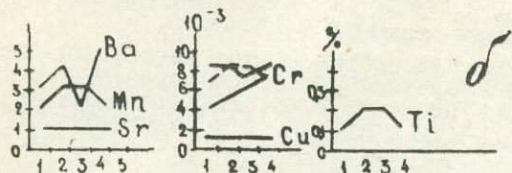
Н. М. Страховым (1962) было предложено использовать в качестве индикатора химического выветривания в областях сноса закономерности в распределении малых химических элементов по петрографическому ряду пород: песчаники, алевролиты, глины и карбонаты. Анализ поведения кривых распределения малых элементов в различных петрографических типах пород валанжина—готерива (рис. 1, а).



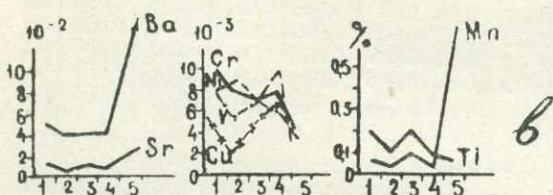
ВАЛАНЖИН-ГОТЕРИВ



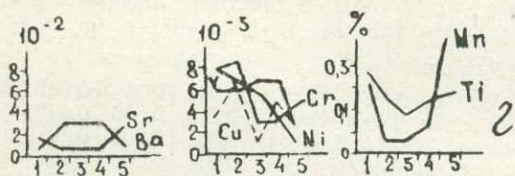
БАРРЕМ-АПТ



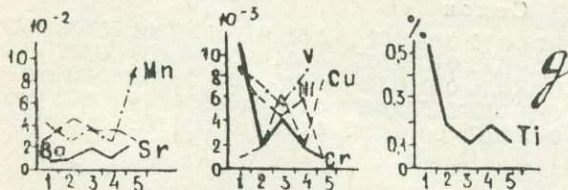
АЛЬБ



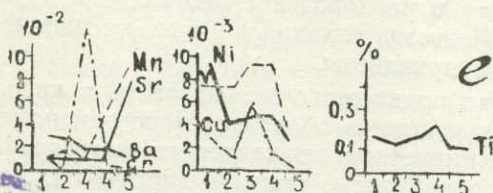
СЕНОМАН



ТУРОН



СЕНОН



зывает на неупорядоченность в распределении элементов. Это значит, что при формировании валанжин-готеривских осадков в областях питания химическое выветривание заметно было подавлено механической денудацией, что обусловило недифференцированное распределение элементов. Этот факт подтверждается еще и тем, что среди терригенных пород большей распространенностью пользуются неотсортированные породы—хлидолиты. Бассейн осадконакопления характеризовался небольшой соленостью среды, определенной нами по методике, предложенной С. М. Катченковым (1959), по соотношению $\frac{Sr}{Ba}$. Для песчаников валанжин-готерива отношение $\frac{Sr}{Ba}$ равно 0,1, для алевролитов — 0,2, глин — 0,3 и хлидолитов — 0,2. Среднее значение данного коэффициента для всей толщи валанжин-готеривских отложений равно 0,3. Это свидетельствует о том, что образование осадков происходило в сильно опресненном водоеме.

Баррем-аптские отложения преимущественно представлены коричневатокрасными песчаниками, алевролитами, хлидолитами и с подчиненным количеством пластов глиен.

Определение содержания стронция показывает постоянное и одинаковое (0,01%) его количество во всех типах пород. Барий больше концентрируется в хлидолитах (0,05%), несколько

Рис. 1. Распределение малых химических элементов по типам пород отдельных ярусов меловой системы: 1—песчаники, 2—алевролиты, 3—паттумы, 4—глины, 5—известняки.

уменьшаясь в глинах (0,02%). Максимум титана (0,2%) отмечается в глинисто-алевролитовых породах, а в песчаниках и хлидолитах падает до 0,1%. Марганец чаще приурочен в глинистых образованиях до 0,03%. Минимальная концентрация (0,006%) никеля фиксируется в песчаниках, а в алевролитах и глинах содержится 0,008%. Ванадий образует несколько повышенное количество (0,007%) в хлидолитах. Содержание меди одинаково (0,001%) во всех петрографических типах пород.

Характер кривых распределения элементов в основных типах пород баррем-апта (рис. 1, б) показывает, что они неоднотипны. 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 хлидолитах. Содержание стронция, независимо от типа пород, остается постоянным. Такая пестрота в распределении малых элементов указывает на то, что во время образования баррем-аптских осадков существовала физико-географическая обстановка, сходная с валанжин-готеривской, где преобладало механическое выветривание в областях сноса. Это подтверждается большим распространением терригенных пород, среди которых особенно развиты неотсортированные их разновидности.

Коэффициент отношения $\frac{Sr}{Ba}$ для песчаников баррем-апта 0,3,

для алевролитов — 0,2, глин — 0,3 и хлидолитов — 0,1. Среднее значение этого коэффициента для всей толщи одновозрастных отложений такое же, как и для валанжин-готеривских, — 0,3. Это показывает, что условия осадконакопления в течение неоком-аптского времени существенно не менялись и отложения данного возраста продолжали накапливаться в сильно опресненном бассейне.

Альбские отложения в нижней части представлены коричнево-красными, а в верхней — зеленовато-серыми известковистыми песчано-глинистыми образованиями, содержащими прослой карбонатных и реже сульфатных пород. Эти отложения в отличие от неоком-аптских представляют образования прибрежных частей морского бассейна.

Содержание стронция в терригенных породах 0,01%, а в известняках увеличивается до 0,02%. Количество бария в алевролитах, глинах и хлидолитах 0,04%, в песчаниках — 0,05%, а в известняках — достигает 0,17%. Титан минимальной концентрацией (0,07%) представлен в карбонатных породах, а в песчаниках и глинах его содержание увеличивается до 0,2%. Наибольшие величины марганца связаны с карбонатными породами (0,7%). В глинах отмечается 0,11% марганца. Алевролиты (0,02%), хлидолиты (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 хлидолитах. Ванадий относительно равномерно распределен во всех терригенных типах пород — от 0,006% в алевролитах и хлидолитах до 0,007% в глинах и 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 хлидолитах, в песчаниках и глинах — 0,005%, в известняках — 0,004%, а в алевролитах — 0,002%.

Изменение содержания элементов по различным типам пород (рис. 1, в) позволяет отнести такое распределение к упорядоченному

типу. Характер кривых стронция, бария и марганца совершенно однотипен, и наблюдается тенденция увеличению 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 хлидолитах. Содержание их в известняках резко падает.

Упорядоченный тип распределения малых элементов, наблюдающийся в альбских отложениях, объясняется усилением химического выветривания в областях сноса, что отразилось на характере кривых содержания элементов с их возрастанием от песчаников к глинам.

Данные о солености вод среды осадкообразования указывают на пресноводность седиментационного бассейна при формировании альбских осадков (отношение $\frac{Sr}{Ba} = 0,1-0,3$). Вероятно, прибрежная по-

лоса альбского моря постоянно опреснялась поступлением большой массы пресных вод, приносимых палеореками.

Сеноманские отложения преимущественно представлены сероцветными глинами и хлидолитами. Большой распространенностью пользуются также карбонатные образования.

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

Распределение малых элементов по петрографическому ряду пород сеноманских отложений характеризуется неупорядоченностью (рис. 1, з). Максимум одних элементов приходится на песчаные, других — на алевролитовые или двумя пиками на алевролитовые и хлидолитовые породы. Кривые распределения элементов оказываются сдвинутыми или в сторону крупнозернистых или тонкозернистых пород. Такая пестрота в поведении содержания малых элементов объясняется недостаточностью химического выветривания и значительной расчлененностью рельефа в областях питания. Об этом говорит также некоторое повышение содержания титана.

Формирование сеноманских осадков происходило в условиях морского бассейна, о чем свидетельствует высокое значение отношения $\frac{Sr}{Ba}$, равного 3,0, и широкое развитие карбонатных образований, содержащих морскую фауну. Терригенные породы сеномана представляют собой отложения прибрежных частей седиментационного бассейна. Принадлежность песчано-алевролитовых осадков к фациям прибрежных морей подтверждается широким развитием косой слоистости и высоким значением отношения $\frac{Sr}{Ba}$, колеблющегося в пределах 0,3—0,4.

Туронские отложения представлены темно-серыми и серыми известковистыми глинами, мергелями и известняками с подчиненными пластами песчаников и алевролитов.

Содержание стронция увеличивается от прибрежно-морских образований (песчаники, алевролиты и хлидолиты) к осадкам, отлагавшимся в пелагических частях седиментационного бассейна (глины и известняки) соответственно от 0,01 до 0,03%. Количество бария в алевролитах максимальное — 0,05%. В глинах и хлидолитах его содержится 0,04%. Песчаники и известняки им несколько бедны (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 хлидолиты 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 марганца 0,22%. Количество хрома, наоборот, низкое в известковых породах (0,001%). Никель также приурочен к песчаникам (0,01%). По мере измельчения терригенного материала его содержание уменьшается от 0,007 в алевролитах и хлидолитах до 0,005% в глинах, и наконец, до 0,001% — в известняках. В распределении ванадия по типам пород наблюдается такая же закономерность. Песчаники содержат 0,01% ванадия, хлидолиты — несколько меньше (0,009%), алевролиты — 0,008% и глины — 0,006%. Медь, подобно марганцу и стронцию, концентрируется в известняках (0,009%), постепенно понижаясь в глинах (0,007%) в алевролитах и хлидолитах (0,002%) и в песчаниках (0,001%).

В распределении стронция, марганца и меди, с одной стороны, и титана, никеля и ванадия — с другой, по петрографическому ряду пород наблюдается определенная согласованность (рис. 1, д). Несколько отличное поведение кривых хрома и бария, причиной этого может быть недостаточная точность анализа. Такое распределение элементов относится к сглаженной модификации упорядоченного типа (Страхов, 1962). Исходя из этого, 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.

Геохимический показатель отношения $\frac{Sr}{Ba}$ характеризующий состав вод бассейна седиментации, указывает, что осадки турона накапливались в условиях, близких к морским (0,6). Эта величина закономерно увеличивается от терригенных пород к карбонатным. Песчаники, алевролиты и хлидолиты характеризуются низким коэффициентом отношения $\frac{Sr}{Ba} = 0,3$. Для глин, являющихся образованиями несколько пелагической части бассейна, эта величина равна 0,4, а известняки обладают наибольшим значением — 1,0.

Сенонские отложения преимущественно представлены карбонатными образованиями, в подчиненном количестве содержащими прослойки песчано-глинистых пород.

Наибольшие концентрации стронция наблюдаются в карбонатных породах (0,07%). Терригенные отложения характеризуются низкими (0,01%) его значениями. Содержание бария, наоборот, уменьшается от песчаников (0,03%) к известнякам (0,01%). Максимальное количество титана отмечается в хлидолитах (0,22%), а известняки резко им обеднены (0,07%). В песчаниках и глинах титана содержится 0,16%,

а в алевролитах — 0,13%. Повышенная концентрация марганца (0,1%) приурочена к карбонатным породам. В хлидолитах его 0,05%, в алевролитах — 0,02% и минимум в песчаниках и глинах (0,01%). В хлидолитах, алевролитах и известняках содержание хрома неуклонно падает от 0,007 до 0,0001%. Количество никеля постоянно увеличивается от известковых пород к терригенным. В карбонатных породах никеля 0,002%, в алевролитах — 0,004%, в хлидолитах и глинах — 0,005%, в песчаниках — 0,01%. Высокие концентрации ванадия (0,01%) наблюдаются в хлидолитах 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%. Хлидолиты и алевролиты содержат соответственно 0,002 и 0,001% меди. Ничтожно мало ее (0,0008%) в карбонатных породах.

Кривые распределения содержаний малых элементов по петрографическому ряду пород (рис. 1, е) позволяют выделить две группы элементов. К первой — относятся стронций и марганец, характер изменения которых почти идентичен: при переходе от песчаников к алевролитам, глинам и хлидолитам содержание их остается постоянным, но резко повышается в карбонатных породах. В другую группу входят титан, хром, никель, ванадий и медь, для которых характерны большие концентрации в песчано-глинистых образованиях. Описанный тип распределения элементов является также сглаженной модификацией упорядоченного типа. Сдвиг кривых содержания в сторону глин и хлидолитов показывает, что при формировании сенонских отложений в общем процессе денудации баланс химического выветривания был заметно выше. Соленость вод бассейна седиментации была нормально морской, на что указывает геохимический показатель отношения $\frac{Sr}{Ba} = 2,8$. По-видимому, более грубозернистые породы сенона образовались в опресненных частях моря с величиной $\frac{Sr}{Ba} = 0,3$. Наиболее тонкозернистые глинистые осадки отлагались уже в более пелагической части бассейна с несколько повышенной соленостью среды ($\frac{Sr}{Ba} = 0,5$). Карбонатные отложения образовались в морских условиях с высоким солевым составом вод ($\frac{Sr}{Ba} = 4,0$).

Форма миграции малых элементов

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

Стронций в разновозрастных отложениях постоянно концентрируется в карбонатных породах (рис. 2, а), 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 до 0,03—0,07%. Стронций является наиболее подвижным геохимиче-

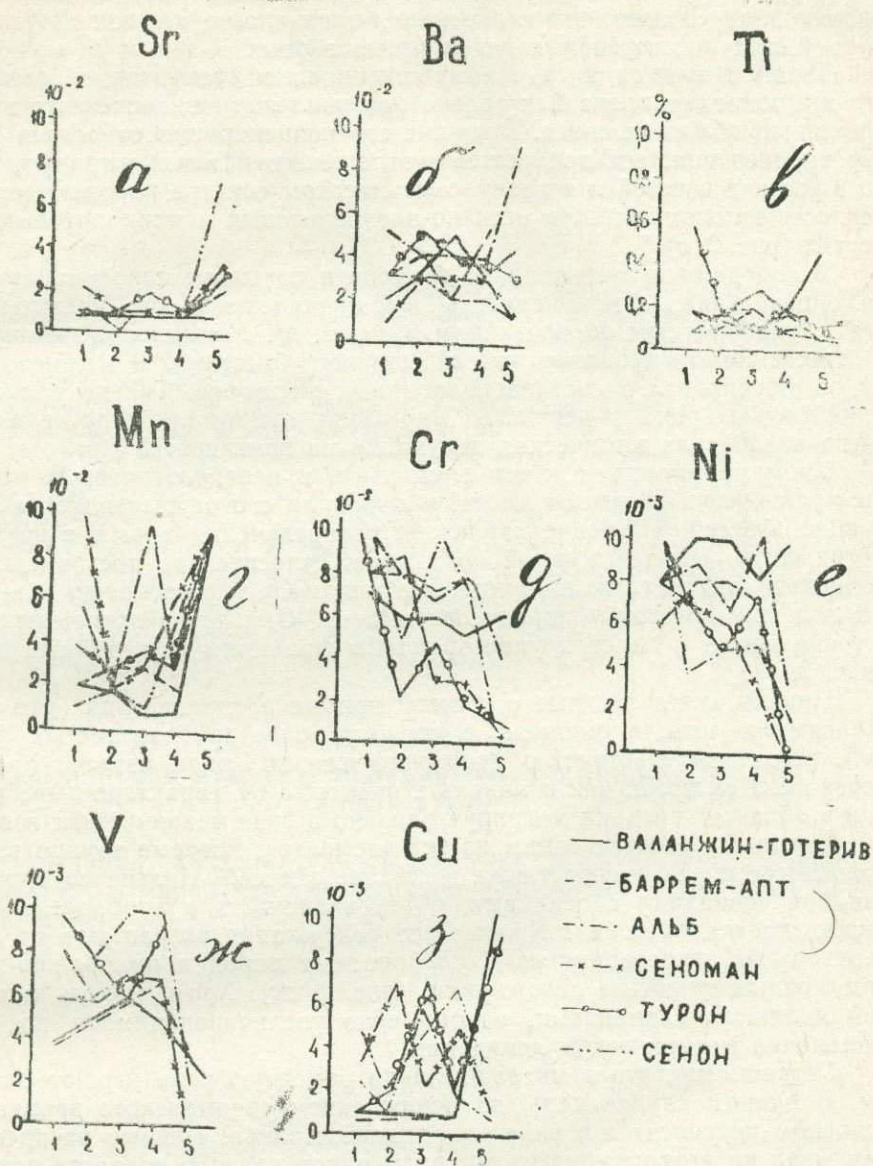


Рис. 2. Распределение малых химических элементов по петрографическим типам пород меловых отложений.

ским элементом, мигрирующим только в виде растворов и отлагающимся в наиболее пелагической части седиментационного бассейна.

Что касается бария, то никакой закономерности в его распределении как по петрографическому ряду пород, так и в разновозрастных образованиях обнаружить не удалось (рис. 2, б). Для валанжин-готеривских отложений максимум бария (0,05%) отмечается в глинах и известняках. В породах баррем-апта его содержание возрастает в алевrolитах (0,04%) и хлидолитах (0,05%). В альбе высокие значения бария приурочиваются к карбонатным породам (0,1%). В отложениях сеномана содержание бария более или менее постоянное и не пре-

вышает 0,03%. В туроне и сеноне его количество от алевролитов и песчаников неуклонно уменьшается к известковым образованиям. 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-алевролитовых и хлидолитовых разностях (рис. 2, в).

В содержании марганца во времени и по типам пород наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в его приуроченности к карбонатным образованиям (рис. 2, г). Марганец ассоциируется с отложениями глубинных частей морского бассейна. В меловую эпоху он мигрировал в составе коллоидных растворов. Только в альб- 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 имеют места, и миграция его осуществляется лишь в виде взвесей. Изучение характера распределения хрома в гранулометрическом спектре взвесей показывает относительно постоянную его концентрацию в отложениях нижнего мела. Кривые распределения хрома для верхнемеловых пород совсем иные. Они четко показывают тяготение хрома к более крупнозернистым фракциям терригенных пород (рис. 2, д).

Никель имеет сходные с хромом кривые распределения (рис. 2, е). Максимумы никеля 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 взвесей. 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 (рис. 2, ж). 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 петрографическому ряду пород разного возраста показывают сконцентрированность ее в наиболее тонкозернистых глинистых и карбонатных породах (рис. 2, з).

В результате изучения распределения малых элементов и некоторых вопросов геохимии для меловых отложений удалось составить ряд возрастающей геохимической подвижности элементов групп железа и щелочноземельной. Элементы в этом ряду 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 Второго Баку, 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-хлоритовым, 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, естественно концентрируются в относительно грубозернистых образованиях.

Таким образом, полученные данные могут служить надежными геохимическими критериями при палеогеографических построениях.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1962.

Габрильян и др. Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М., Изд-во «Наука», 1965.

Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, Л., 1959.

Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. В сб.: «Геохимические исследования». М., Изд-во ИЛ, 1961.

Конторович А. Э. К применению геохимических исследований для целей палеогеографии. Тр. V Всесоюз. литол. совещ., т. 1. Новосибирск, 1963а.

Конторович А. Э. и др. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ИГ и Г, вып. 29. Изд-во СО АН СССР, 1963б.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

А. ҚОРИЕВ

ЭЛЕМЕНТҲОИ КАМЪЕБИ ХИМИЯВӢ ДАР ТАҲНИШИНҲОИ БӢРИ ВОДИИ ҚҮЛОБ

Дар мақола баъзе масъалаҳои геохимия ва паҳн шудани элементҳои камъеби химиявӣ дар таҳнишинҳои бӯри водии Қӯлоб дида баромада шудааст.

К. В. БАБКОВ, В. С. БАБАЕВА, С. Н. АЛИЕВ, Б. НИЯЗОВ, А. Н. МАМОНТОВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В 1963—1965 гг. авторами было предпринято изучение терригенных отложений палеогена Таджикской депрессии, которое имело задачи выяснения вещественного состава пород, установления закономерностей в изменении петрографического и минералогического состава отдельных стратиграфических подразделений и получения данных для сопоставления слоев изученных разрезов.

Методика проведенных петрографических исследований заключалась в следующем. Ввиду значительной карбонатности пород все они перед гранулометрическим анализом обрабатывались 5%-ной соляной кислотой. Гранулометрический состав устанавливался при помощи сит и методом отмучивания (по Сабанину и Вильямсу), с выделением песчаной, алевроитовой и глинистой фракций. Полученные результаты наносились на классификационный треугольник, по которому определялись типы пород (Пустовалов, Кашкай, Азизбеков и др., 1944). Из песчано-алевритовой фракции при помощи бромформа выделялись тяжелые и легкие минералы, которые изучались под микроскопом иммерсионным методом, особое внимание уделялось минералам тяжелой фракции.

В основании палеоцена залегает мощная толща пород, представленная в северо-восточных и восточных районах депрессии терригенными и сульфатно-карбонатными отложениями, а в центральных и западных районах — только сульфатно-карбонатными отложениями, содержащими остатки фауны, характерной для монтских слоев Западной Европы. Это дало основание для отнесения вышеупомянутой толщи к палеоцену (Бабков, Крейденков, 1961) и выделения ее под наименованием акджарских слоев. Ранее эту толщу относили к данию, и вопрос о возрасте акджарских слоев нельзя считать решенным окончательно.

Акджарские слои, там где они представлены сульфатно-карбонатными отложениями, слагаются мощной толщей переслаивающихся пластов доломита, гипса и ангидрита, среди которых в самой нижней части толщи встречаются незначительные по мощности пропластки красных и зеленых глин, быстро выклинивающихся по простиранию. Роль этих пропластков здесь незначительна, да и встречаются они не во всех разрезах, однако их присутствие указывает на постепенное замещение сульфатно-карбонатных отложений терригенными к востоку от линии, образованной простиранием Каратегинского, Кара-Тауского, Чал-Тауского и Терикли-Тауского хребтов. На территории, заключенной между этими хребтами и долиной р. Ях-Су, акджарские отложения делятся на две пачки. В нижней пачке преобладают красноцветные глины с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, че-

редующихся с пластами сульфатных пород. Мощность пачки варьирует от 7 до 70 м. В верхней пачке преобладают гипсы и ангидриты с прослоями доломитов и редко известняков.

В северо-восточной части депрессии (среднее и верхнее течение р. Хингоу) строение акджарских слоев несколько иное. В их основании залегают буро-красные алевролиты мощностью до 6 м, сменяющиеся пачкой гипсов с прослойками карбонатов и, реже, — алевролитов и глин, мощностью до 85 м. Следующая довольно мощная пачка (до 190 м) сложена однообразными алевроито-глинистыми породами с редкими прослойками и линзами карбонатов. Остальная часть разреза представлена переслаиванием сульфатных и карбонатных пород мощностью до 40 м. Общая мощность акджарских слоев в этом районе достигает 260 м.

В восточной части депрессии, в долине р. Оби-Ниоу и хр. Хозрети-Ши, в акджарских слоях преобладают красноцветные глины, алевролиты и песчаники, в меньшем количестве присутствуют гипсы и прослойки карбонатов. В нижней половине толщи встречаются прослойки мелкогалечных конгломератов, состоящих из среднеокатанных галек. В пределах северного и южного окончания хр. Хозрети-Ши конгломераты образуют довольно мощные пласты, достигающие 30—35 м.

Терригенные отложения акджарских слоев представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитовыми песчаниками, глинистыми песчаниками и группой смешанных неотсортированных пород (хлидолитов).

Конгломераты состоят из обломков пород, имеющих различную степень окатанности, сцементированных красновато-коричневым песчано-глинистым-карбонатным материалом. В составе гальки преобладает кварц и разнообразные кремнистые породы (до 50%), кварц, по видимому, имеет жильное происхождение. В меньшем количестве содержится галька, представленная темно-серыми и розовыми палеозойскими известняками (25—30%), серыми, зеленовато-бурыми и реже фиолетовыми песчаниками (5—10%), в небольшом количестве среди гальки члстных пород попадаются окатанные обломки уплотненных глин и алевролитов и совсем редко — плохоекатанная галька сенонских красновато-коричневых известняков с остатками рудистов, гипса и галька эффузивных пород. Преобладают гальки размера 5—10 см, встречаются и отдельные валуны, достигающие 25—30 см. В разрезах северного окончания хр. Хозрети-Ши в подошве и в кровле пластов конгломератов размер гальки уменьшается, до переходов в гравелиты. Преобладают угловатоекатанные и полукатанные гальки с ясно сохранившимися гранями. Поверхность галек неровная и шероховатая. Текстура породы неяснослоистая, ориентировка галек беспорядочная. В некоторых участках южного погружения хр. Хозрети-Ши наблюдается отчетливая косая слоистость, с наклоном косых серий в одном направлении. Видимо, образование акджарских конгломератов происходило в прибрежнодельтовых условиях, обломочный материал не проходил стадии длительности выветривания и претерпел перенос на небольшое расстояние. По простиранию даже наиболее мощные пласты быстро выклиниваются и замещаются песчано-глинистыми отложениями, содержащими прослойки гипса.

Гравелиты встречаются в районах распространения конгломератов и в разрезах центральной части хр. Хозрети-Ши, нередко они по простиранию и по разрезу сменяются конгломератами. В их составе, так же как и в конгломератах, преобладают кварц и кремнистые породы (40—55%), примерно такое же количество составляют известня-

ки, постоянно присутствуют мелкие обломки полевых шпатов (10—15%). Известняки часто состоят из обломков рудистов, мшанок, пеллеципод и других остатков беспозвоночных. Размер зерен и количество цемента в гравелитах изменчивы, преобладают зерна от 2 до 3 мм, нередко встречаются скопления мелкой кварцевой гальки. Цемент преимущественно мелко- и тонкозернистый кальцитовый, красновато-бурый и буро-серый. Текстура обычно беспорядочная, реже слоистая, обломки имеют хорошую окатанность, благодаря которой зерна приобретают округлую форму, нередко при ориентировке зерен по своему удлинению намечается некоторая слоистость. Гравелиты встречаются в виде редких слоев, мощность которых не превышает 0,5—1,5 м. Характер залегания, структурные и текстурные особенности этих пород указывают на образование их в условиях прибрежной полосы мелководного моря. Присутствие обломков известняков с остатками беспозвоночных сенона говорит о наличии эрозии отложений этого возраста, выведенных на дневную поверхность в период формирования акджарских слоев.

Песчаные отложения акджарских слоев распространены сравнительно мало и встречаются преимущественно в разрезах Преддарвазья и в районе верховьев р. Хингоу и среднего течения р. Вахш. Песчаники, содержащие псаммитовую фракцию до 80%, распространены в разрезах по р. Хингоу, где они слагают пласты мощностью 10—15 м. Размер зерен песчаников заключен в пределах 0,25—0,1 мм, зерна представлены кварцем — 35—40%, полевыми шпатами — 20—40% и обломками кремнистых пород, количество которых составляет 10—15%. Акцессорные минералы в основной своей массе представлены магнетитом и лейкоксеном. Незначительную часть составляют устойчивые прозрачные минералы — циркон, гранат, турмалин и реже рутил и брукит. Все зерна покрыты пленкой окислов железа. Цемент в основном известковистый, иногда кальцит замещается гипсом. Алевритовые песчаники встречены в тех же районах, в виде слоев мощностью от 1,0 до 1,5 м серого, розового и красно-бурого цвета, с аналогичным минералогическим составом. В некоторых пластах довольно значительную часть составляют обломки кремнистых пород, в других заметно преобладают хлоритовые агрегаты. Минералы тяжелой фракции не превышают десятых долей процента.

Глинисто-алевритовые песчаники состоят из 50—60% псаммитовой фракции, 10—40% алевритовой и 10—20% пелитовой и распространены примерно в одинаковом количестве с алевритовыми песчаниками. Редко встречаемыми типами пород являются глинистые и алеврито-глинистые песчаники. Для них характерен полимиктовый состав легкой фракции и крайне малое содержание тяжелой фракции.

Алевролитовые породы, с преобладающим количеством алевритовой фракции до 80%, встречены в разрезах хр. Хозрети-Ши и среднего течения р. Вахш и в целом могут быть отнесены к малораспространенному типу пород. Также редко распространены песчаные, глинисто-песчаные и песчано-глинистые алевролиты. Наибольшее распространение принадлежит глинистым алевролитам, слагающим пачки пород до 10 и более метров, однако эти пачки представляют собою частое чередование алевролитов с прослоями глин. Иногда на северо-востоке депрессии глинистые алевролиты залегают слоями до 3—4 м мощности. Их цвет всегда красно-бурый и редко зеленовато-серый. Содержание пелитовой фракции колеблется от 20 до 40%. В минералогическом составе алевролитовых пород всех типов в легкой фракции преобладает кварц. Несколько повышено содержание полевых шпатов в разрезах центральной части депрессии. Состав минералов тяжелой фрак-

ции аналогичен составу песчаных пород, по весу же тяжелая фракция составляет крайне малое количество—от 0,1 до 0,35% и реже—до 1,5%.

Глинистые породы представляют собою большую часть акджарских отложений Дарваза и хр. Петра Первого и являются наиболее распространенными породами в этих слоях и в других районах депрессии. В отдельных разрезах ими слагаются пласты мощностью до 20—25 м. В подавляющем большинстве акджарские глины имеют темно-красный и коричневато-красный цвет, прослой серых и зеленовато-серых глин встречаются очень редко и имеют небольшую мощность. Излом глины неровный, шероховатый и раковистый. Отдельность чаще всего скорлуповатая, реже тонколистоватая. Текстура—массивная и слоистая, как разновидность последней встречается и линзовидно-слоистая. Слоистость вызвана переслаиванием светлых и темных глинистых разновидностей или повышенным количеством примеси алевроитового материала в отдельных слоях. Пласты глин пронизаны прихотливо ветвящимися и секущими трещинами, заполненными тонковолокнистым гипсом (селенитом), в отдельных случаях гипс развивается по плоскостям напластования, образуя прожилки толщиной от нескольких миллиметров до 1—2 см. В отдельных трещинах, еще не заполненных вторичными выделениями гипса, последний встречается в виде небольших розеток и прозрачных кристаллов.

Содержание пелитовой фракции достигает более 80%, песчаная и алевроитовая фракции в сумме составляют 20—25%, преобладает алевроитовая. Основная масса пород сложена глинистыми минералами и имеет беспорядочную микротекстуру, реже чешуйчатую и в отдельных случаях ориентированную микротекстуру, выраженную одновременным погасанием всех частиц, как одного кристалла.

Глинистый материал в большинстве случаев находится в однородной смеси с мельчайшими зернами карбоната, состоящего, по данным химических анализов, из кальцита и доломита. Общая карбонатность глин достигает 20—30%.

Обломочный материал распределен в породе беспорядочно, образуя неправильной формы скопления, реже он распределяется в виде микрослоев. Размер обломочных частиц колеблется от 0,01 до 0,05 мм, в их составе определены кварц, полевые шпаты, хлоритовые и серицитовые агрегаты, в некоторых случаях кварц дополняется небольшой примесью других минералов. Как основная, глинистая, часть пород, так и зерна терригенной примеси пропитаны красно-бурой гидроокисью железа, обуславливающей вышеуказанный цвет глин.

Содержание минералов тяжелой фракции составляет первые десятые доли процента, как исключение, в отдельных пластах оно возрастает до 2%, за счет обогащения рудными минералами. В отдельных разрезах района верхнего течения р. Хингоу рудные минералы составляют 90—95% тяжелой фракции. Из других минералов в тяжелой фракции определены циркон, гранат, эпидот, турмалин, еще реже встречаются рутил, апатит, барит и др.

Алевроитовые глины представляют основной тип не только глинистых пород, но и всех отложений акджарских слоев. Распространены они также в восточных районах депрессии и гораздо реже встречаются в ее центральной части. Внешне это буровато-красные, серые, иногда пятнистые породы, отличающиеся от обычных глин акджарских слоев только повышенным содержанием песчаной (до 10%) и алевроитовой (до 50%) фракций и несколько повышенным количеством карбонатного материала (до 25—35%). Во всем остальном их состав, структурные и текстурные особенности аналогичны вышеописанным глинам. Не-

скольким отличным от обычных глин является распределение зерен карбоната, которые образуют микрослойки, придавая породе тонкослоистый облик. Песчаный и алевритовый материал состоит из зерен кварца (20—85%), полевых шпатов (5—80%), обломков пород (до 30%), листочков слюд — мусковита, биотита и хлорита. Минералы тяжелой фракции составляют небольшой процент, редко их содержание достигает 0,5%. Минералогический состав тяжелой фракции тот же, что и у глин.

Глины песчано-алевритовые и алеврито-песчаные встречаются редко. По внешнему виду и вещественному составу терригенной части они ничем не отличаются от алевролитовых глин.

С целью выяснения минерального состава глинистой фракции часть образцов была подвергнута электронномикроскопическим и рентгеноструктурным исследованиям, установившим однообразный комплекс глинистых минералов, который характеризуется преобладанием гидрослюды с постоянным присутствием хлорита и незначительной примеси каолинита. Морфологические особенности глинистых минералов указывают, что на пути переноса они не испытывали значительного механического разрушения, что подтверждает вывод о небольшом удалении области сноса материала от районов его седиментации.

Породы смешанного состава в акджарских слоях не пользуются большим распространением и встречаются преимущественно в разрезах центрального района. Состоят они из псаммитовых, алевритовых и пелитовых частиц в количестве 40—50% каждой фракции. Соотношение пелитовых и псаммитовых частиц для разных разрезов различно. Смешанные глинистые породы встречены в единичных случаях в северо-восточных разрезах депрессии. По своему составу они являются промежуточными породами между алевролитами и глинами, с содержанием некоторой примеси песчаных частиц.

Хлидолиты — наиболее плохо отсортированные породы — встречены также в единичных случаях в разрезах преимущественно центральных районов депрессии. Каждая фракция в хлидолитах содержится от 20 до 40%. Они образуют прослойки мощностью до 1—1,5 м. По внешнему виду эти породы не отличаются от алевролитов или мелкозернистых песчаников, различие выявляется в результате гранулометрического анализа. Цвет пород красно-бурый или серо-бурый. Текстура горизонтально- или косослоистая, размер зерен алевритовой и песчаной фракций от 0,05 до 0,6 мм, форма зерен угловатая и округло-угловатая.

Минералогический состав смешанных пород различен для разных районов депрессии. Так в разрезах ее центральной части состав смешанных пород преимущественно полимиктовый (кварца 20—45%, полевых шпатов 30—40%, обломков пород и других минералов до 10%), в разрезах Придарвазья минералогический состав приближается к олигомиктовому, с содержанием кварца до 75%, полевых шпатов — до 25% и хлоритово-серицитовых агрегатов — до 5%.

Количество тяжелой фракции невелико — от 0,1 до 0,3%. Преобладающими минералами являются минералы рудной группы — ильменит и магнетит, гематит и лимонит, которые в сумме составляют 50—65%. Значительную часть составляют нерудные непрозрачные минералы — 5—15%, циркон и гранат, достигающие 11—16% каждый. Подчиненное значение имеет эпидот, турмалин, рутил. Редко встречаются брукит, роговая обманка и барит.

Цемент имеет смешанный глинисто-доломитово-кальцитовый состав, на отдельных участках цементация зерен происходит по типу выполнения пор карбонатом. Часть полевых шпатов замещена карбонатом,

широко распространена пелитизация, серицитизация и хлоритизация полевых шпатов.

Рассматривая результаты гранулометрического анализа акджарских пород в целом, следует отметить, что наиболее плохо отсортированные породы приурочены к разрезам центральной части депрессии и разрезам, расположенным на южном окончании хребта Хозрети-Ши. Хорошей отсортированностью отличаются породы в разрезах хребта Петра Первого и северных склонов Дарвазского хребта.

Минералогический состав терригенных отложений на площади их распространения также непостоянен. Выше отмечались районы преимущественного распространения полимиктовых (Центральные районы депрессии) и олигомиктовых пород (районы Дарваза и хр. Петра Первого). Такая же закономерность наблюдается в распределении содержания минералов тяжелой фракции, ее количество убывает в направлении от периферии к центру. Минералогический состав тяжелой фракции беден и представлен, как правило, только устойчивыми минералами. Изменение в содержании минералов по разрезу (снизу вверх) лишено каких-либо закономерностей. Некоторая неравномерность в распределении отдельных минералов по площади, вероятно, обусловлена неодинаковой удаленностью районов седиментации от областей сноса, которые располагались восточнее и северо-восточнее территории, занимаемой современной Кулябской впадиной.

Состав, отсортированность материала, структурные и текстурные особенности терригенных пород акджарских слоев, их распределение на площади депрессии и взаимоотношение с другими породами (известняками, доломитами, гипсами и ангидритами) позволяют сделать заключение, что подавляющая часть обломочного материала поставлялась с суши речными водами и отлагалась в пределах широкой прибрежной полосы мелководного акджарского бассейна. Перенос материала был непродолжительным, а захоронение его — быстрым. К концу акджарского века деятельность речных потоков значительно ослабла, ослаб и привнос терригенного материала, установился режим осадконакопления в условиях мелководных лагун при засушливом жарком климате, что способствовало накоплению мощных толщ сульфатных пород — гипсов и ангидритов.

Бухарские слои слагаются карбонатными породами — известняками, доломитами, мергелями — и гипсами и ангидритами. Породы терригенного происхождения встречаются среди карбонатных и гипсовых толщ в виде незначительных по мощности прослоев, преимущественно в верхней половине разреза. Представлены они чаще очень карбонатными глинами и глинами, содержащими примесь алевролита, которые распространены преимущественно в центральной части депрессии. Основная масса глин — пелитовая фракция — состоит из группы глинистых минералов, объединяемых под названием гидрослюд. Глинистые минералы находятся в однородной смеси с мельчайшими зернами карбоната, чаще кальцита и доломита, в редких случаях карбонатная примесь состоит из одного из указанных минералов. Породы имеют серую окраску ввиду отсутствия в них гидроокислов железа. Основная масса имеет беспорядочную микротекстуру, реже встречается мелкочешуйчатая и в единичных случаях — ориентированная микротекстура. Алевролитовый материал распределен в породе беспорядочно, на отдельных участках породы образуются скопления неправильной формы, иногда в распределении материала намечается микрослоистость. Размеры обломочных частиц колеблются от 0,01 до 0,15 мм, они состоят из кварца, полевых шпатов, хлоритов, серицитовых агрегатов и

обломков кремнистых пород. Содержание минералов тяжелой фракции составляет десятки доли процента, среди них чаще всего преобладают рудные минералы, циркон, гранат, турмалин и эпидот. Рудные минералы могут слагать 90—95% тяжелой фракции.

Терригенная примесь постоянно присутствует в карбонатных породах бухарских слоев в разрезах, расположенных вдоль северной, северо-восточной и восточной окраин депрессии, и по гранулометрическому и минералогическому составу не отличается от вышеприведенной характеристики терригенной примеси в глинах.

Сузакские слои представлены мощной толщей серо-зеленых глин, имеющих широкое распространение на всей территории изученного района. В разрезах, расположенных по окраинам депрессии, нижние пласты глин обогащены песчано-алевритовой примесью, на южном погружении хребта Хозрети-Ши распространены алевритовые песчаники и реже встречаются породы, приближающиеся по своему составу к хлидолитам. В сузакских глинах постоянно присутствуют мергели, группирующиеся преимущественно в средней и верхней частях разрезов, образуя прослои до 2—2,5 м. Среди мергелей попадаются небольшие пропластки глинистых известняков, внешне не отличимых от мергеля и обнаруживаемых только при исследовании породы в шлифах или по химическому составу. В нижней половине толщи сузакских глин имеются скопления крупных устриц и других пелеципод, которые, однако, не образуют самостоятельных слоев и лишь в отдельных разрезах обнаруживаются линзы и небольшие линзообразные прослои ракушечников, состоящих из сросшихся створок или из створок, сцементированных карбонатно-глинистым цементом. Здесь же в глинах имеются прослои, обогащенные разрозненными фосфоритовыми конкрециями черного или темно-серого цвета, имеющими форму округлых желваков, достигающих размеров от нескольких миллиметров до 2—5 см. Часто эти конкреции являются фосфоритизированными ядрами пелеципод и гастропод.

В нижней части сузакских слоев также залегают пласты горючих сланцев, имеющих сапропелевое происхождение, не превышающих по мощности 0,2—0,5 м. Распространение сланцев не повсеместное.

Макроскопически глины представляют собою зеленовато-серые и темно-серые плотные породы, обладающие землистым, шероховатым и раковистым изломом, чаще массивные и реже слоистые, имеющие при высыхании скорлуповатую отдельность. В северо-восточных районах депрессии, где вследствие интенсивного проявления тектонических движений породы уплотнены и частично метаморфизованы, в сузакских слоях развиты уплотненные глины и аргиллиты, которые даже в невыветрелом состоянии рспадаются на остроугольные куски, образуя большие осыпи. Горизонтально слоистые, линзовидно-слоистые текстуры глин встречаются относительно редко. Более развиты скрытослоистые разновидности, свидетельствующие об образовании пород в обстановке медленного, спокойного осаждения.

Механический состав глин характеризует их как тонкодисперсные, хорошо отсортированные, богатые частицами пелитовой фракции, составляющей в среднем 96, а в отдельных случаях 98%. Содержание песчано-алевритовых частиц в общем незначительно и не превышает 1,5—5%. В алевритовых глинах содержание пелитовой фракции снижается до 76%.

Карбонатность глин, как правило, высокая, достигающая 35—40%. Наряду с этим встречаются разновидности с пониженным содержанием карбонатных минералов — не более 3—5%. Высокая карбо-

патность связана как с обилием раковин фораминифер и обломков других раковин, так и с тонкозернистым карбонатом, обильно рассеянным в массе породы. Повышенная карбонатность глин характерна для разрезов центральной и южной части депрессии.

Основная масса глинистых минералов представлена гидрослюдами: и в разрезах южного склона Гиссарского хребта к гидрослюдам примешивается монтмориллонит (Дробинина, 1966). Под микроскопом глины сложены чешуйчатой высокопреломляющей массой желтовато-зеленоватого и желтовато-бурого цвета, состоящей из слюдоподобного минерала и скоплений тонкозернистого кальцита, к которым примешана бурая хлопьевидная масса, представляющая собою гидроокислы железа и, возможно, органическое вещество.

Терригенная примесь состоит из зерен кварца, полевых шпатов, пластинок биотита и реже мусковита, единичных зерен глауконита и обломков кремнистых пород. Содержание тяжелых минералов довольно высокое, достигающее 1—8%, что объясняется обилием марказита и пирита, составляющих иногда 80—90% от суммы минералов тяжелой фракции. Большое количество марказита характерно для разрезов, расположенных в центральных районах, к окраинам депрессии оно снижается. Марказит повсеместно имеет аутигенное происхождение, им выполнены камеры фораминифер и образованы мелкие конкреции, имеющие форму шариков радиально-лучистого строения, достигающих размеров от нескольких долей миллиметра до 3—5 см. Крупные конкреции образуют пластообразные скопления преимущественно в нижней половине толщи, в нескольких метрах от ее основания. Наряду с марказитом, встречается и пирит, но уже в гораздо меньших количествах. Им также образованы крупные конкреции сферической формы и кубические кристаллы размером до 2—3 см, имеющие на гранях характерную для пирита штриховку. Пирит приурочен к участкам, обогащенным примесью органического вещества, в которых наряду с правильно образованными кристаллами присутствуют многочисленные точечные и бесформенные агрегаты. Пирит имеет вторичное происхождение, обязанное смене восстановительных условий окислительными, сменившимися, в свою очередь, вновь вторичными восстановительными условиями. Смена одних условий другими связана с химическим составом пластовых вод, циркулировавших по трещинам при катагенезе. Окисление марказита и пирита приводит к разложению этих минералов с образованием лимонита и гипса, заполняющего пустоты и трещины в породе.

Если из тяжелой фракции исключить сульфиды, то остальная часть аксессуарных минералов будет представлена в очень незначительном количестве, составляющем доли и первые единицы процента. При этом основными минералами будут являться устойчивые минералы — циркон, гранат, турмалин и рутил. Довольно часто встречаются рудные минералы группы магнетит—ильменит, в единичных зернах — апатит и эпидот. Отложения сузакских слоев северной и восточной части исследованной территории обогащены терригенной примесью, среди которой преобладает алевритовая фракция, соответственно также обогащены и минералами тяжелой фракции. Здесь заметно увеличивается количество эпидота, рудных и устойчивых минералов. В центральных районах количество аксессуарных минералов резко сокращено.

Мергели занимают промежуточное положение между глинами и карбонатными породами. Нерастворимая в кислотах часть пород на 85—95% состоит из пелитовой фракции, алевритовая — не превышает 15%, сумма более крупных, песчаных фракций колеблется от 0,5 до

10%. Для мергелей характерно максимальное содержание марказита и пирита, составляющих до 99% тяжелой фракции. Состав остальных минералов и характер их распределения по площади такой же, как и для глин.

Алевритовые песчаники, районом распространения которых является южное погружение хребта Хозрети-Ши, имеют небольшую мощность и по минералогическому составу основной породообразующей части относятся к полевошпатово-кварцевым. По примеси глауконита они могут быть отнесены к глауконитово-кварцевым песчаникам. Они отличаются недостаточной степенью отсортированности и содержат псаммитовую фракцию в количестве от 35 до 50%, алевритовую — от 30 до 45%, примесь пелитового материала колеблется в пределах 17—28%. Кластическая часть породы сцементирована кальцитом, цемент базальный, составляет 10—12% от всей породы. Окраска пород светло-серая и зеленовато-серая, сложение массивное, изредка в породе встречается кварцевая галька и желваки фосфорита. В минералогическом составе легкой фракции преобладает кварц, много округлых зерен глауконита. Минералогический состав тяжелой фракции идентичен таковому в глинах, но отличается меньшим содержанием пирита и черных рудных минералов.

Однообразный литологический состав пород, представленных преимущественно тонкоотмученными глинами, значительная карбонатность пород, одна и та же ассоциация устойчивых тяжелых минералов, обилие марказита, глауконит, горючие сланцы указывают на условия спокойной седиментации и незначительный привнос терригенного материала в течение всего времени существования сузакского морского бассейна. Вероятнее всего будет предположение о том, что источниками терригенного материала явились архипелаги низменных островов, сложенных осадочными образованиями, которые располагались на севере и северо-востоке (область современных хребтов Гиссаро-Алая и др.) и на востоке (Западный Памир) от области современного распространения сузакских отложений. Распределение и характер осадков сузакского моря говорят о том, что последнее было достаточно глубоководным на территории южной части Таджикской депрессии, где глубины приближались к батинальным.

Алайские слои в отличие от всех остальных отложений палеогена характеризуются большим разнообразием слагающих их пород. На территории депрессии алайские отложения распространены повсеместно, но строение разрезов в различных ее районах имеет свои особенности, что было вызвано специфичностью фациальной обстановки в период формирования осадков. В зависимости от литологического состава и порядка напластования алайские слои расчленяются в одних районах на три, в других — на четыре пачки. В основании слоев залегает пачка пород, представленная частым чередованием глин и мергелей, которые содержат прослойки глинистых известняков. В породах содержатся остатки типичных для алайских слоев устриц и других моллюсков. Эта пачка имеет распространение в пределах всей территории депрессии, мощность ее колеблется от 1,5 до 10—12 м. Вторая пачка слагается преимущественно карбонатными породами. В ней имеют широкое распространение известняки—ракушечники и доломиты. В пределах северной окраины депрессии карбонатные породы содержат значительную примесь терригенного материала. В западных районах, кроме ракушечников, значительная часть разрезов второй пачки слагается мергелями и сильно карбонатными глинами. В предгорьях Дарваза карбонатные отложения замещаются красноцветными терригенными

породами, переслаивающимися с гипсом. Мощность пачки довольно выдержана и достигает 30—40 м. Третья пачка, сложенная красноцветными терригенными отложениями, распространена преимущественно в восточной половине депрессии и является продуктом образования осадков в морской засоленной лагуне. К западу терригенные отложения замещаются карбонатно-гипсовыми и еще западнее — карбонатно-мергельными с прослойками песчаников и алевролитов, содержащими явно угнетенную фауну, указывающую на ее существование в бассейне, имевшем ненормальную соленость. В предгорьях Дарваза сохраняется тот же красноцветный грубозернистый плохосортированный характер пород терригенного происхождения. В пределах южных склонов Гиссара преобладали песчано-алевритовые, а иногда и гравийные фосфоритоносные образования. Мощность третьей пачки колеблется от 12 до 150 м. Верхняя пачка повсеместно выражена частым переслаиванием глины и мергелей с известняками—устричниками и глинистыми устричниками и редкими прослоями плотных известняков. Мощность верхней пачки, так же как и средней, колеблется в широких пределах — от 10 до 130 м.

Среди алайских пород, имеющих терригенное происхождение, преобладают глины и породы смешанного состава — хлидолиты. Значительно меньшую часть занимают песчаники и алевролиты. В окраинных разрезах преобладают более крупнозернистые разновидности; тонкозернистые и алевроитово-глинистые породы слагают разрезы центральной части.

Среди песчаников различаются три разновидности — алевроитовые песчаники, глинисто-алевритовые и алевроитово-глинистые, последние встречаются очень редко. Алевроитовые песчаники чаще всего присутствуют в отложениях третьей и четвертой пачек, но в верхней пачке они образуют небольшие прослои, а в третьей слагают довольно мощные пласти — до 10—15 м мощности. Состав песчаников преимущественно олигомиктовый, в легкой фракции преобладает кварц — от 70 до 93%, остальную часть фракции составляют полевые шпаты и лишь незначительная доля — до 7% — приходится на обломки пород, хлоритовые и серицитовые агрегаты. В тяжелой фракции значительный процент составляют непрозрачные минералы — от 38 до 80%, причем среди них нерудные, ближе не определяемые минералы, преобладают над рудными. Вторую значительную часть тяжелой фракции составляют устойчивые минералы — гранат, циркон, турмалин. Гранат содержится в количествах от 10% и лишь в единичных образцах снижается до 2%. Турмалин распространен на юго-западе депрессии, где его количество доходит до 17%, к востоку и северо-востоку его содержание резко падает до десятых долей процента. Другие акцессорные минералы — рутил, титанит и брукит встречаются очень редко. Относительно неустойчивые минералы — эпидот и роговая обманка — не превышают 10%. Кроме перечисленных минералов, в составе тяжелой фракции встречается аутигенный барит, слагающий до 85% тяжелой фракции.

Алевролиты в сравнении с другими обломочными породами в строении алайских слоев играют незначительную роль. Среди них имеется две разновидности — собственно алевролиты с содержанием алевролитовой фракции до 80% и более и песчаные алевролиты. Минералогический состав алевролитов почти не отличается от минералогического состава песчаников, в отличие от последних они более карбонатны. Карбонат входит в состав цемента в виде тонкозернистого кальцита, в отдельных случаях он бывает доломитовым. Наиболее

распространены алевролиты в третьей и четвертой пачках центрального и восточного районов депрессии.

Глины представлены четырьмя типами пород, среди которых преобладают собственно глины и алевритовые глины, реже распространены песчано-алевроитовые глины и в единичных случаях — алеврито-песчанистые. По отношению слагающих фракций песчано-алевроитовые глины тяготеют к хлидолитам. Значительную примесь в глинах составляет тонкозернистый карбонатный материал, достигающий в породах центральной части депрессии 30—35%, в западных и северных районах карбонатность несколько меньшая, а в восточной части депрессии она снижается до 15—20%. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и монтмориллонитом

Основную массу минералов тяжелой фракции составляют рудные минералы — магнетит и ильменит. В отличие от песчаников нерудные непрозрачные минералы здесь имеют меньшее распространение. В некоторых образцах основную часть тяжелой фракции слагает аутигенный пирит. Вторую группу минералов составляют гранат, циркон, турмалин и рутил, достигая в сумме 40—45%. Единичными минералами представлены анатаз, брукит и титанит. Неустойчивые минералы, эпидот и роговая обманка, содержатся в малых количествах.

Довольно многочисленную группу пород составляют хлидолиты, наиболее распространенные в предгорных районах северной и восточной окраин депрессии. Среди этой группы пород представлены все ее разновидности — глинистые, алевритовые, песчаные хлидолиты и собственно хлидолиты. За исключением алевритовых хлидолитов частота встречаемости всех трех остальных разновидностей примерно одинакова. Минералогический состав также однообразен и сходен с составом вышеописанных типов пород, каких-либо закономерностей в распределении минералов по площади не отмечено. В легкой фракции преобладает кварц, составляя иногда до 90% от общего количества легких минералов. Меньшую часть фракции составляют полевые шпаты и совсем незначительный процент приходится на хлоритовые и серитовые агрегаты. В отдельных случаях имеются некоторые отклонения от указанных соотношений.

Если в течение сузакского времени морской бассейн отличался некоторой глубоководностью, то в раннеалайское время происходит значительное его обмеление и одновременное усиление сноса и отложения терригенного материала, который в виде заметной примеси обнаруживается в карбонатных осадках. В среднеалайское время в результате еще большего обмеления в центральной и восточной части депрессии происходит образование обширной лагуны, заполнявшейся красноцветными терригенными образованиями и выпадавшими хемогенными осадками — гипсами и доломитами. На остальной территории, где продолжали существовать морские условия осадконакопления, но уже в сильно обмелевшем бассейне, также заметно поступление песчано-алевроитового материала из областей сноса. Последние, видимо, располагались в тех же районах, что и в сузакском веке, но испытывавшая поднятие суша расширилась, стала более возвышенной, и снос с нее происходил более интенсивно. Суша в области современного Дарваза и Памира, вероятно, испытывала в течение среднеалайского времени более интенсивные поднятия, чем суша в области Гиссарского и Зеравшанского района. Об этом свидетельствуют мощные толщи среднеалайских терригенных отложений, накопившиеся в восточной половине депрессии. Появление более грубозернистых песчаных отложений вдоль северо-западной окраины депрессии дает основание

предположить существование в области современных юго-западных отрогов Гиссарского хребта временных поднятий суши в виде отдельных разрозненных островов.

В верхнеалайское время вся территория депрессии снова испытывает постепенное опускание, благодаря которому вновь восстанавливаются условия морского осадконакопления и привнос грубого терригенного материала почти прекращается.

Туркестанские слои выражены толщей зелено-серых очень карбонатных глин, распространенных по всей территории депрессии, за исключением ее центрального района, где некоторые разрезы туркестанских слоев сложены мергелями. В разрезах восточной части мергели присутствуют среди глин в виде маломощных прослоев от 0,4 до 1 м мощностью. В этом же районе встречаются маломощные прослойки известняков. Более грубозернистые терригенные отложения встречаются лишь в виде небольших по мощности прослоев, в отдельных разрезах, где они представлены алевритовыми песчаниками и песчанистыми хлидолитами. Эти породы, ограниченные в распространении слишком небольшой площадью, существенной роли в строении туркестанских слоев не играют.

Подавляющее большинство исследованных пород характеризуется высоким содержанием пелитовой фракции, составляющей 90—98%, даже в алевритовых глинах пелитовая фракция составляет не менее 75%. Количество алевритовой фракции колеблется в пределах 4—20%, а песчаная примесь не превышает 0,1—5%. Карбонатность составляет 10—35% и лишь в глинах центрального района депрессии она повышается до 40%.

Минералогический состав основной глинистой части пород представлен в нижней части толщи каолинитом и гидрослюдами, а в верхней — монтмориллонитом и гидрослюдами (Дробинина, 1966). Изредка встречаются прослойки, имеющие монтмориллонитовый состав.

В составе легкой фракции преобладают хлоритовые и серитовые агрегаты, содержание которых варьирует в пределах 40—70%, а в отдельных пластах они составляют 95—99%. В восточной части депрессии преобладают принадлежат кварцу, слагающему 30—65% легкой фракции. Полевые шпаты составляют не более 10—25%, обломки пород встречены лишь в единичных образцах в количестве 0,8—3%.

Количество минералов тяжелой фракции выражается чаще всего долями процента, но бывает, что за счет пирита тяжелая фракция достигает 6—7%. Среди минералов тяжелой фракции доминирует пирит, его высокое содержание от 60 до 95% характерно для всей территории распространения туркестанских слоев. Небольшой процент тяжелой фракции, от 3 до 10, принадлежит ильмениту и магнетиту, общее содержание эпидота, граната, циркона, рутила и турмалина колеблется от 1 до 5%.

Мергели внешне мало отличаются от глин, они обычно имеют более светло-серый цвет, большую плотность и при выветривании образуют скорлуповатую или остроугольную щебенку. Содержание пелитовой фракции в мергелях достигает 85—97%, алевритовая колеблется в пределах 4—10%, псефитовая фракция составляет десятые доли процента. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций совершенно идентичен минералогическому составу глин.

Почти на всем протяжении туркестанского века седиментация терригенного материала происходила в условиях мелководного морского бассейна, значительно превышающего по размерам предшествующий алайский бассейн. Нисходящие движения привели к погружению су-

ществовавших в алае островных поднятий, в результате чего источники терригенного материала претерпели максимальное сокращение. Вероятно, что часть островных поднятий сохранилась лишь в районе Дарваза и еще меньшая часть — в области Гиссара, они и явились поставщиками скудного песчано-алевритового материала, имеющего место в окраинных частях депрессии.

Риштанские слои представлены карбонатными, гипсовыми и терригенными отложениями, имеющими морское и лагунное происхождение. Лагунные отложения распространены на наибольшей части территории, расположенной к востоку от хребтов, составляющих правый борт Вахшской долины. В пределах этого района в основании риштанских слоев залегают оолитовые сильно песчанистые известняки, содержащие переотложенную туркестанскую фауну. Терригенная примесь в известняках представлена исключительно кварцем. По простиранию известняки часто замещаются сильно карбонатными кварцевыми песчаниками и кварцевыми гравелитами с примесью фосфоритов. Галька, состоящая почти целиком из молочно-белого кварца, имеет исключительно хорошую окатанность и гладко отполированную поверхность, что позволяет легко отличить ее даже когда она присутствует среди зеленых глин в виде примеси. Это делает ее своеобразным коррелятивом для определения подошвы риштанских слоев в западном районе депрессии. Однако распространение этого «кварц-галечного» горизонта не повсеместное и ограничивается южной половиной Сурхан-Дарьинской области. Мощность его колеблется от 0,2 до 3 м.

На известняках залегают толща белых мелкозернистых гипсов, содержащих в нижней половине прослой зеленых, а в верхней — красных глин. Мощность гипсов колеблется в пределах 2—40 м, на востоке, в предгорьях Дарваза, они замещаются красноцветной толщей, содержащей прослой грубозернистых песчаников с примесью галечно-го материала, на западе, в районах, примыкающих к долине р. Кафирниган, и на северной окраине депрессии они замещены серо-зелеными песчаниками.

Среди пород, слагающих красноцветную толщу риштанских слоев, преобладают глины и хлидолиты. В центральном районе широко распространены собственно глины и их алевритовые разновидности, содержание пелитовой фракции составляет в них 80—90%, второй фракцией часто бывает только алевритовая, а песчаная часто совершенно отсутствует. Хлидолиты отличаются некоторым преобладанием псаммитовой и алевритовой фракций над глинистой. Песчаники содержат примерно одинаковое количество псаммитовой и алевритовой фракций, глинистая фракция не превышает в них 8—10%.

Основными минералами глин являются монтмориллонит и гидрослюда. В легкой фракции преобладает кварц — 40—70%, полевые шпаты не превышают 10—25%, содержание хлоритовых и серицитовых агрегатов колеблется в широких пределах — от 5—7 до 50—70%. Состав минералов тяжелой фракции однообразен. Количество рудных минералов — ильменита, магнетита и гематита — составляет основную часть тяжелой фракции и достигает 65, а иногда и 95%. Из других аксессуарных минералов присутствуют гранат, циркон, турмалин, рутил, роговая обманка и эпидот, количество которых несколько повышено — по сравнению с туркестанскими слоями и достигает 20—23%. Особенно возрастает количество этих минералов в предгорьях Дарваза, что указывает на близость источников сноса. Карбонатность пород колеблется от 6 до 30%, особенно она повышена в центральных районах депрессии.

Одной из особенностей риштанских слоев является присутствие в них тонких прослоев вулканического пепла, приуроченных к пластам бентонитовых глин. Эти глины залегают в верхней половине красноцветной толщи и являются продуктом перерождения туфа в результате гальмиролиза пеплового материала в соленоводном бассейне. Минеральный состав бентонитовых глин представлен монтмориллонитом, кроме него в глине встречаются реликты вулканического стекла, зерна кварца и полевых шпатов и биотита. Легкая фракция из пепловой прослойки состоит из кварца, содержащего многочисленные мелкие включения рутила, циркона и пузырьков газа, полевых шпатов и вулканического стекла. Все зерна имеют остроугольную форму с занозистыми разорванными краями. Тяжелая фракция образована удлиненными бипирамидальными кристаллами циркона, шестигранными призмами апатита и зеленовато-бурыми шестигранными пластинками биотита, содержащими включения мелких кристаллов циркона и апатита. Прослойки вулканического туфа образовались за счет воздушного переноса продуктов извержения вулканов, которые находились за пределами Таджикской депрессии. Увеличение мощности прослоев бентонита, примесь терригенного материала, увеличивающаяся к северо-востоку, и относительно большая чистота материала к юго-западу указывает, что принос пеплового материала происходил с юго-запада.

С точки зрения возможностей корреляции по терригенным компонентам в качестве коррелятивов для риштанских слоев могут служить шестигранные пластинки биотита и зерна кварца, имеющие включения рутила и пузырьков газа.

Общее поднятие, охватившее территорию всей депрессии и прилегающих к ней районов суши, снова, как и в среднеалайское время, приводит к образованию обширной лагуны. Вначале в ней накапливаются осадки, а затем, когда восстанавливалась связь лагуны с открытым морем и усилился принос терригенного материала, стали накапливаться красноцветные отложения, заполнившие лагуну. В западной части лагуны, примерно в районе современной долины р. Кафирниган, накопившиеся песчаные отложения образовывали песчаный бар, отделявший лагуну от открытого моря. В области самой западной окраины депрессии и районах современных юго-западных отрогов Гиссарского хребта риштанские карбонатные и морские терригенные образования на отдельных участках подвергались полному или частичному размыву и в лучшем случае там сохранились только нижние горизонты риштанских слоев. Распределение терригенных отложений по площади говорит о том, что суша, существовавшая в области современного Дарваза и Памира, испытала более интенсивное поднятие, чем районы, расположенные к северу и западу от Таджикской депрессии.

Исфаринские и ханабадские слои представлены монотонной толщей светло-зеленых глин, переслаивающихся с маломощными прослоями мергелей и редкими прослойками плотных серых известняков. Установить границу между исфаринскими и ханабадскими слоями удастся не во всех районах депрессии, ввиду чего их описание производится совместно. Наибольшее распространение они имеют в центральных районах депрессии, где их мощность достигает 130 м. В пределах западной части депрессии их мощность сильно сокращается, а местами совершенно отсутствует. В предгорьях Дарваза они также не распространены и, видимо, если и отлагались, то впоследствии подвергались размыву.

Петрографически глины представлены тонкими разностями, в которых преобладает пелитовая фракция, содержание которой достигает

85—98%, количество алевритовой примеси колеблется от 2 до 22%, а песчаной — от 0,1 до 6%. Карбонатность обычно не превышает 10—25%; в районе Вахшской долины она повышается до 25—35%.

В легкой фракции повсеместно доминирующее значение имеет кварц, слагающий 50—75%, как исключение, встречаются разновидности пород, содержащие пониженное количество кварца, не превышающее 30%. Полевые шпаты в среднем составляют 10—30%, в отдельных слоях их содержание повышается до 65%. Количество хлоритовых и серицитовых агрегатов колеблется в больших пределах, от 5 до 80%, нередко они отсутствуют полностью.

Тяжелая фракция слагается, в основном, рудными минералами. Среди которых преобладает аутигенный марказит, составляющий повсеместно 70—95% тяжелой фракции. Небольшой процент рудных минералов приходится на долю ильменита, магнетита и гематита. Устойчивые минералы — гранат, циркон, рутил и титанит, турмалин — составляют, как правило, небольшую часть тяжелой фракции, изредка достигает 8—10%. Повышенное содержание этих минералов имеется в разрезах восточной части депрессии, за исключением рутила и титанита, которые здесь совсем отсутствуют.

Глинистые минералы в нижней части слоев представлены монтмориллонитом и гидрослюдой, а в верхней — гидрослюдой.

В северной и западной части депрессии, там, где сохранились исфаринские и ханабадские отложения, помимо собственно глин, большое распространение имеют алевритовые глины, отличающиеся от первых несколько повышенным содержанием алевритовой фракции. Минералогический состав алевритовых глин полностью сходен с вышеописанным.

В течение исфаринского и ханабадского времени условия осадко-накопления мало чем отличались от условий, имевших место на протяжении туркестанского времени, что и привело к отложению глинистых толщ, во многом сходных друг с другом. Характер отложений и остатки заключенной в них фауны приводят к заключению о сохранении нормальных морских условий на всей территории распространения исфаринских и ханабадских слоев.

Сумсарские слои слагаются коричнево-красными глинами и хлидолитами, связанными постепенными литологическими переходами с подстилающими их ханабадскими слоями. Область распространения сумсарских слоев ограничивается правобережьем р. Ях-Су и левобережьем рек Кафирниган и Хингоу. Почти на всей этой территории отложения сумсарских слоев однотипны и только в восточных районах они обогащаются примесью алевритового и песчаного материала. Одной из особенностей сумсарских слоев является их отсутствие на отдельных участках даже в центральных районах депрессии, что заставляет предположить повышенное положение по отношению к уровню вод морского бассейна. Это обстоятельство могло послужить причиной их размыва или отсутствия отложения осадков на этих участках.

Литологический состав сумсарских слоев разнообразен, но все разновидности пород могут быть сведены к трем типам. Наибольшее распространение имеют алевритовые глины, примесь алевритовой фракции в них составляет от 20 до 35%. Второй группой пород являются хлидолиты, среди которых преобладают алевритовые и песчаные разновидности. Значительную группу пород представляют собственно глины, которые распространены в центральной части района. Отли-

чительной особенностью пород является их пониженная карбонатность, достигающая 12—25%.

Минералогический состав легкой фракции содержит те же минералы, что и в ханабадских слоях. По-прежнему преобладание остается за кварцем, который составляет не менее 50% легкой фракции, второе место принадлежит полевым шпатам, количество которых колеблется в пределах 30—50%. Сильно снижается роль хлоритовых и серицитовых агрегатов, содержание которых падает до 4—10%. Состав глинистых минералов остается тот же, что и для других слоев палеогена.

Минералогический состав тяжелой фракции также мало отличается от состава тяжелых фракций вышеописанных слоев палеогена. В больших количествах содержатся рудные минералы — до 75%, из числа рудных почти исчезает пирит. Он встречается лишь в отдельных разрезах и количество его не превышает 4—6%. Возрастает содержание устойчивых минералов — граната, циркона, турмалина и рутила. Постоянно присутствует эпидот, который в отдельных образцах составляет до 35% тяжелой фракции.

Изучение петрографических особенностей отложений палеогена показало, что на протяжении длительного периода осадконакопления сохранялись примерно одни и те же условия физико-географической обстановки и существовали одни и те же источники сноса терригенного материала. Формирование осадков палеогенового морского бассейна находилось в тесной связи с тектоническим режимом всей обширной области, являющейся окраиной средиземноморской геосинклинали. В периоды тектонического покоя или при отрицательных движениях, которым соответствовали трансгрессии моря, происходило накопление преимущественно глинистых осадков. С периодами тектонической активности, соответственно, совпадает обмеление морских бассейнов, поднятие окружающей их суши и усиление привноса терригенного материала.

Исследования последних лет установили, что сумсарские слои не являются последними слоями морского палеогена. Среди красноцветных отложений, выделяемых ранее в качестве переходной пачки от морских слоев к континентальным (Вялов, 1937), обнаружена морская фауна, прослой строматолитовых известняков, споры морских водорослей. Комплекс этих находок позволяет прийти к заключению, что исчезновение палеогенового морского бассейна произошло не сразу и что его затухание, сильное обмеление, опреснение, а местами засоление, отражено в накоплении красноцветных, частопереслаивающихся глинисто-алевроитовых пород, отлагавшихся в обстановке мелкого, хорошо аэрируемого морского бассейна. Обращает на себя внимание также четкая ритмичность в чередовании литологических разновидностей пород, частые знаки волновой ряби на поверхности напластований, трещины высыхания, следы позвоночных, следы подводных оползаний осадков и следы их перемыва, выраженные своеобразными конгломератами, состоящими из гальки, глины и алевролитов. Все эти данные послужили основанием для выделения комплекса пород переходной пачки под наименованием *шурьсайской*.

Шурьсайские образования без признаков угловых несогласий залегают на разновозрастных слоях палеогена — от туркестанских до сумсарских. Это дает некоторое основание для предположения о возможном фациальном замещении ими разновозрастных слоев верхнего палеогена. Такое предположение весьма вероятно если не для всей шурьсайской пачки, то хотя бы для некоторой ее части. Поэтому выделе-

ние шурысайской пачки под наименованием «слоев», видимо, является преждевременным.

Шурысайские отложения слагаются толщей красноцветных пород, состоящей из частичного переслаивания песчанистых алевролитов и алевроитовых глин, среди которых встречаются в небольшом количестве мелкозернистые песчаники и глины. Кроме перечисленных пород, широкое распространение имеют породы смешанного состава — песчаные и алевролитовые хлидолиты. Очень редко среди переслаивающихся терригенных пород встречаются прослои известняков. Мощность шурысайских отложений колеблется в широких пределах — от 10—12 до 260 м.

По гранулометрическому составу шурысайские породы во многом сходны с сумсарскими и отличаются лишь повышенным содержанием алевролитовой и песчаной фракций. Минералогический состав легкой фракции по-прежнему отличается преобладанием кварца — до 65—78%, и небольшим содержанием полевых шпатов, в отличие от вышележащих пород больджуанской свиты, в которой эти минералы содержатся в равных количествах. В составе легкой фракции также заметным является повышенное содержание обломков кремнистых пород. В тяжелой фракции первая роль остается за рудными минералами — ильменитом, магнетитом, — составляющими от 40 до 75%. Устойчивые минералы (гранат, турмалин, циркон, рутил) сохраняют прежние соотношения за исключением граната, количество которого возрастает в больджуанской свите в 3—4 раза по сравнению с шурысайской. Особенно это заметно для разрезов, расположенных на окраинах депрессии. Главным же отличительным признаком шурысайских отложений от больджуанских является повышенное содержание эпидота для пород больджуанской свиты. Если в шурысайских породах количество эпидота в тяжелой фракции составляет 6—10%, то в камолинской и чильдаринской пачках больджуанской свиты обычно содержание эпидота колеблется в пределах 18—35%. Очевидно, что эпидот, гранат и кварц могут рассматриваться как минералы-коррелятивы при разграничивании шурысайских и вышележащих больджуанских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между мелом и палеогеном в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 1, 1961.
- Босов В. Д. Литологическая характеристика зон неогеновой аккумуляции Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 7, 1963.
- Бузуруков Д. Д. К вопросу о сопоставлении ханабадской свиты палеогена Таджикистана с чеганской свитой Приаралья. ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Бузуруков Д. Д. О стратиграфическом положении исфаринских и ханабадских слоев в палеогене Таджикской депрессии. Вестн. ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1, 1963.
- Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Южно-Таджикской депрессии. Тр. ИГРИ, вып. 129, 1939.
- Дробинина Н. Я. Меловые и палеогеновые глины Юго-Западного Таджикистана и перспективы их практического использования. Автореф. канд. дисс., 1966.
- Зеленова О. И. Литология, фации и геохимические особенности алайского яруса Таджикской депрессии. Тр. Ин-та рудн. месторож., петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 53, 1961.
- Коханова Л. П. К палеогеографии Таджикской депрессии и ее обрамления в алайское время. Уч. зап. ЛГУ № 310, вып. 12, 1962.
- Меламед Я. Р. К вопросу о границе между палеогеном и неогеном в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 5, 1962.
- Миროнова Л. В. Бухарская свита палеогена Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 38, 1960.

Морозова В. Г., Крейдейков Г. П., Давидзон Р. М., Биостратиграфия палеоценовых отложений Таджикской депрессии. БМОИП, отд. геол. т. 40 (3), 1965.

Осипова А. И., Ливеровская Е. В. К характеристике Таджикского палеогенового моря и его фауны в сузакский и алайский века. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.

Пустовалов Л. П., Кашкай М. А., Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисьян С. Д., Султанов А. Д., Фукс-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования и о классификации и номенклатуре осадочных пород. Изв. АзФАН, Баку, № 11, 1944.

Салибаев Г. Х. О распространении устриц в сумсарских слоях Ферганы и Тадж. ССР, Докл. АН Тадж. ССР, т. 8, № 12, 1965.

Солун В. И. Некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений Таджикской депрессии. Уч. зап. ЛГУ № 268., вып. 10, 1959.

Татарский В. Б. Петрографические типы, расчленение и условия образования бухарского яруса Таджикской депрессии. Уч. зап. ЛГУ, № 18, вып. 6, 1955.

К. В. БАБКОВ, В. С. БОБОЕВА, С. Н. АЛИЕВ, Б. НИЁЗОВ,
А. Н. МАМОНТОВ

ХАРАКТЕРИСТИКА И ПЕТРОГРАФИЯ ВА МИНЕРАЛОГИИ ТАҶШИНҲОИ ПОРЧАНОКИ ДАВРИ ПАЛЕОГЕНИ ДЕПРЕССИЯИ ТОҶИКИСТОН

Дар мақола тавсифи таркиби гранулометриї ва минералогии ҳаммаи табақаҳои таҷшинҳои даври палеоген оварда шудааст. Дар байни ҳар яке аз онҳо ҳелҳо ҷудо карда шудааст, ки чигуна ин намудҳои таҷшинҳо дар сатҳи райони омӯхташуда паҳн шудаанд ва барои бавуҷуд омадани онҳо аз ҷуҷо порчаҳои ҳамин таҷшинҳои ҳосилшуда оварда шудааст.

К. В. БАБКОВ, А. Н. МАМОНТОВ

ПЕТРОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БУХАРСКИХ СЛОЕВ ДАРВАЗА

Карбонатные отложения бухарских слоев Дарваза изучались преимущественно с целью выяснения их стратиграфического положения в разрезе мезо-кайнозойской толщи этого района. Изучение вещественного состава пород в небольшой степени было затронуто исследованиями В. Б. Татарского (1955). В течение ряда лет нами были проведены детальные работы по изучению разрезов хребта Хозрети-Ши, отрогов Дарваза и южных склонов хребта Петра Первого, накопившие новый обширный материал, позволяющий осветить как петрографический состав пород, так и фациальные условия их накопления, и который послужил основой для настоящей статьи.

Нижняя граница бухарских слоев принята нами по подошве карбонатной толщи, подстилаемой сульфатно-терригенными отложениями, относимыми к акджарским слоям, верхняя — по контакту с глинами сузакских слоев.

С первых же лет геологических исследований установилось трехчленное деление бухарских слоев, основанное на литологическом различии слагающих их толщ. А. Р. Бурачек (1939) в бухарских слоях выделил три горизонта, обозначив их буквами латинского алфавита: горизонт «А» — известняки в основании слоев, горизонт «В» — гипсы и ангидриты и горизонт «С» — известняки и мергели. К. В. Бабков и Г. П. Крейденков (1961), основываясь на анализе содержащихся в каждом горизонте остатков фауны, предложили для них географические названия — табакчинского, аруктауского и каратагского горизонтов. Учитывая, что по правилам стратиграфической классификации и номенклатуры (1960) в понятие «горизонт» вложено несколько иное значение, в настоящей работе вышеперечисленные горизонты именуется пачками.

Бухарские слои представлены в основном известняками и доломитами, более подчиненная роль принадлежит сульфатным породам и совсем незначительная — алевроито-глинистым. Структурно-генетические особенности этих пород позволяют выделить среди них ряд типов и разновидностей. Но приводимой ниже характеристикой выделенных типов пород не исчерпывается весь комплекс отложений, слагающих бухарские слои Дарваза. Кроме них существует группа пород, представляющая взаимные переходы между выделенными типами, рассмотрение которой в настоящей статье не представляется возможным.

Карбонатные породы, составляющие главную часть бухарских слоев, представлены известняками и доломитами. Наиболее распространенными являются известняки, среди которых выделяются следующие основные типы: песчано-алевритовые, глинистые, фораминиферовые, полидетритовые и оолитовые.

1. Известняки с песчано-алевритовой примесью обычно имеют серый и светло-серый цвет, шероховатый или неровный излом. Карбонат-

вая часть слагается мелким тонкозернистым кальцитом, с небольшой примесью доломита. Текстура породы беспорядочная. Кластический материал составляет 10—25% и состоит из зерен кварца, полевых шпатов и обломков кремнистых пород. Размер зерен колеблется от 0,05 до 0,2 мм, очень редко встречаются зерна, достигающие размера 0,5 мм. В тяжелой фракции присутствуют циркон, гранат, турмалин, иногда глауконит. В породе встречаются обломки раковин пелеципод, остракод, фораминифер и оолиты.

2. Глинистые известняки имеют серую или темно-серую окраску. Текстура однородная, микрослоистая, реже пятнистая, обусловленная неравномерным распределением в породе скоплений зерен карбоната среди однородной карбонатно-глинистой массы. Порода обычно состоит из тонкозернистого кальцита, в котором встречаются очень мелкие рассеянные зерна доломита (до 0,01—0,03 мм). Нерастворимый остаток составляет от 5 до 40% породы и состоит из глинистого материала, с небольшой примесью алеврита. Содержание глинистой части варьирует в широких пределах, паряду со слабо глинистыми известняками, имеются очень глинистые, вплоть до переходов в сильно карбонатные глины. Для этого типа пород очень характерно присутствие в них сульфидов железа — пирита и марказита. Эти минералы присутствуют в дисперсном состоянии или в виде агрегатов неправильной формы. Из органических остатков встречаются мелкие фораминиферы, остракоды, мелкие обломки иглокожих и пелеципод.

3. Фораминиферовые известняки представляют собою плотные породы серого, светло-серого и желтовато-серого цвета, с изломом зернистого строения. Основной составной частью (от 50 до 70%) являются раковины фораминифер, преимущественно представляющих род *Miliolidae* различной степени сохранности. Размер раковин колеблется от 0,15 до 0,6 мм, реже они достигают размера до 1 мм. Кроме фораминифер, присутствует небольшая примесь детрита — обломки иглокожих, пелеципод, мшанок и разобщенные створки остракод. В некоторых породах много водорослей, которые обволакивают органические остатки, разрушая их. Цементом служит тонкозернистый кальцит с небольшой примесью доломита. Довольно часто в породах имеются сутурные швы с приуроченными к ним битумом.

4. Полидетритовые известняки имеют различную окраску, от светло-серой до серой и темно-серой: среди них преобладают крепкие разновидности с шероховатым изломом. Детрит состоит из обломков пелеципод, ежей, их игл и остатков фораминифер, встречающихся в виде обломков и целых раковин, иногда попадаются оолиты. Цементируют обломки мелко- и тонкозернистый кальцит нередко с примесью доломита. Местами и цемент и детрит заметно перекристаллизован, с образованием зерен размером до 0,5—1 мм.

5. Оолитовые известняки обычно белые и светло-серые, крепкие, массивного сложения. Оолиты составляют от 30 до 40% от всей породы. Величина их 0,2—1 мм, форма округлая, овальная, неправильная и реже сдавленная. Центральными ядрами являются комочки тонкозернистого известняка, мелкие раковинки фораминифер или их обломки и иногда зерна кварца. Число центров достигает 3—6, очень редко до 12. Цемент породы мелко- и тонкозернистый, кальцитовый с примесью доломита от 3 до 15%, его микротекстура беспорядочная. Как правило, примесь терригенного материала отсутствует.

Доломиты по своему распространению занимают после известня-

ков второе место. В южной части хребта Хозрети-Ши они слагают нижнюю половину бухарских слоев, на остальной территории района они образуют отдельные пачки в различных частях разреза. Доломиты, так же как и известняки, подразделяются на песчано-алевритовые, глинистые, оолитовые, фораминиферовые и комочковые. Последний тип пород в группе известняков отсутствует.

1. Доломиты с песчано-алевритовой примесью имеют серый, светло-серый и зеленовато-серый цвет, обладают большой крепостью и шероховатым изломом. Основная масса доломита мелкозернистая и тонкозернистая, на ее фоне выделяются более крупные (до 0,1 мм) ромбоэдри доломита и примесь, состоящая из терригенных частиц. Их расположение беспорядочное, изредка этот материал располагается в виде микрослоек. Терригенный материал состоит из зерен кварца, полевых шпатов и обломков кремнистых пород. Размер зерен колеблется от 0,2 до 0,05 мм. Встречаются зерна циркона турмалина и рудных минералов.

2. Глинистые доломиты обладают, так же как и предыдущий тип пород, серым и светло-серым цветом, но отличаются неровным, острым изломом, ввиду чего при дроблении образуют осколкообразную щебенку. Порода сложена однородной глинисто-доломитовой массой, с размером частиц менее 0,01 мм. Зерна доломита имеют округлую и ромбоэдрическую форму. Глинистые частицы равномерно распределены по всей породе и образуют ровный сероватый тон, отдельные их частицы в шлифе не различаются. Нерастворимый остаток составляет от 10 до 35% от общего веса породы. Часто присутствует пирит. Из органических остатков встречаются единичные раковинки остракод.

3. Оолитовые доломиты окрашены в серые и желтовато-серые цвета. Оолиты составляют от 30 до 60%. Они имеют округлую и овальную форму, их размер колеблется от 0,2 до 1,2 мм. Концентры в большинстве случаев имеют отчетливое строение и состоят из зерен доломита крупностью около 0,01 мм. В цементе также преобладает доломит, образующий зерна размером 0,05—0,1 мм. В центрах оолитов обычно заключены комочки тонкозернистого доломита, иногда раковинки или обломки фораминифер. В отдельных случаях ядра оолитов слагает желто-бурое органическое вещество. В некоторых пластах оолиты выщелочены и от них остались лишь оконтуривавшие оолиты крустификационные каемки. Такие породы имеют своеобразную «отрицательно-оолитовую» структуру. Терригенная примесь в оолитовых доломитах достигает 2—5%.

4. Фораминиферовые доломиты всегда преимущественно белые и светло-серые, встречаются и с желтоватым оттенком, их сложение плотное, массивное. В шлифах обнаруживается отчетливо выраженная органогенная структура, раковины фораминифер обладают различными размерами, наиболее крупные достигают 0,8 мм. Сохранность раковин также разная, но в большинстве случаев плохая, что обусловлено замещением слагавшего их первоначально известкового материала доломитом, в стадии раннего диагенеза и в период последующей перекристаллизации. Содержание фораминифер в породе варьирует от 30 до 70%. Цемент породы сложен зернами доломита, размером 0,01—0,05 мм, зерна преимущественно ромбоэдрические и округленные.

В породе много пор, заполненных гипсом и целестином.

5. Комочковые доломиты обладают различной окраской, от темно-серой до желтоватой. Комочковое строение часто бывает заметно макроскопически в обнажениях, когда на выветрелой поверхности пластов заметно выступание мелких округлых неровностей в виде сыпи,

Часто такие доломиты обладают слабой плотностью, обычно пористы и мелко кавернозны. Встречаются и разновидности, отличающиеся монолитностью и твердостью. В шлифе видно, что на фоне мелкозернистой цементирующей массы выделяются комочки еще более мелкозернистого и тонкозернистого доломита различной формы и размеров (0,1—0,6 мм). Очертания комочков часто неясные, расплывчатые, переход между ними и цементом постепенный. Цвет комочков сероватый и несколько темнее, чем цвет окружающего цемента. Количество комочков и соотношение их с цементом очень разнообразно. Происхождение комочков может быть различно: часть из них образовалась в результате замещения и перекристаллизации известковых раковин и оолитов доломитом. Другая часть, возможно, имеет копрогенное происхождение.

Все вышеперечисленные разновидности доломитовых пород в значительно большей мере затронуты процессами эпигенетических изменений, чем известняки. Для них очень характерны сульфатизация и раздоломичивание с образованием эпигенетических известняков.

Сульфатные породы встречены в южной части хребта Хозрети-Ши. В северной половине этого хребта они отсутствуют и затем появляются вновь уже севернее, в разрезах по р. Хингоу. (Разрезы Чорсанг, Саят, Гундара). Представлены сульфатные породы гипсами и ангидритами.

1. Гипсы чаще белые и серовато-белые, реже мраморовидно-пятнистые и тонкослоистые. В шлифах породы обычно мелкозернистые, в незначительных количествах встречаются и крупнозернистые. Форма зерен разнообразная — неправильная, округлая, пластинчатая. Крупные кристаллы гипса иногда содержат в себе мелкие (0,01—0,015 мм) зерна доломита.

2. Ангидрит распространен гораздо меньше, чем гипсы. Им слагаются пласты и линзы голубоватого и серовато-белого цвета, имеющие зернистый излом и массивную, а иногда и слоистую текстуру. В шлифах форма зерен ангидрита преимущественно пластинчатая, пластинки ориентированы в одном направлении, придавая породе хорошо выраженную микрослоистость. Размеры кристаллов ангидрита достигают 0,1—0,5 мм.

Глинистые породы имеют незначительное распространение и встречаются в виде маломощных (до 1—1,5 м) и редких прослоев. По своему составу глины являются сильно карбонатными — доломитисто-известковыми. Преобладает серый, зеленовато-серый и темно-серый цвет пород. В результате значительной карбонатности они обладают неровным, угловатым изломом и мелкооскольчаты при выветривании. В шлифах основная масса породы состоит из однородной мельчайшей смеси частиц глинистого вещества и карбоната. Карбонатная часть породы слагается кальцитом с примесью доломита, встречаются глины, в которых карбонат почти целиком состоит из доломита. Рентгеноструктурным анализом установлено, что минеральная часть глин относится к группе гидрослюдов с примесью монтмориллонита. В отдельных редких случаях обнаруживается преимущественно монтмориллонитовый состав глин с небольшой примесью карбоната.

Довольно часто в глинах встречается алевролитовая примесь, имеющая в основном кварцевый состав. Из аутигенных минералов широким распространением пользуется пирит.

Микроскопическими исследованиями установлено, что наблюдающиеся в породах структуры возникли в той обстановке, в которой шло накопление соответствующих осадков, что позволяет наметить т. е. условия, их формирования.

няка, с редкими раковинами фораминифер. На севере пачка имеет преимущественно доломитовый состав с примесью глинистого материала. Состав пород, текстурные и структурные особенности, состав остатков устриц и другой фауны позволяют предположить, что образование осадков каратагской пачки происходило в условиях морского бассейна, имевшего нормальную соленость и что море, к концу бухарского века, значительно передвинулось на восток и северо-восток, за пределы современного распространения бухарских отложений. Но одновременно с этим значительная примесь терригенного материала указывает на несомненную близость береговой линии, лежащей в пределах района западных склонов, а может быть и водораздельной части Дарваза.

Различия в мощностях как всей толщи бухарских слоев, так и отдельных его пачек, свидетельствует о различной скорости прогибания отдельных участков территории, занимаемой бухарским морем. Наиболее интенсивное прогибание испытал северный район, где мощности накопленных отложений достигают 120 м. Область минимальных прогибаний, с мощностями отложений до 20—30 м, совпадает с центральной частью района. В южном районе прогибание и углубление бассейна снова принимает более интенсивный характер, о чем свидетельствуют мощности, достигающие 80—90 м.

В целом произведенные литологические исследования устанавливают, что отложения бухарских слоев формировались в мелководном морском бассейне, в условиях с периодически меняющейся соленостью воды, вызванной не климатическими факторами, а тектоническим режимом, влиявшим на глубину бассейна и скорость продвижения береговой линии трансгрессирующего палеогенового моря.

ЛИТЕРАТУРА

Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 1, 1961.

Бурачек А. Р. Третичные отложения. Геология Узбекской ССР, т. 3, 1939.

Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Южно-Таджикской депрессии. Тр. НГРИ, вып. 129, 1939.

Стратиграфическая классификация и терминология. Межведомств. стратигр. комитет. Геолтехиздат, 1960.

Татарский В. Б. Петрографические типы, расчленение и условия образования бухарского яруса Таджикской депрессии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геолог., вып. 6, 1955.

К. В. БАБКОВ, А. Н. МАМОНТОВ

ПЕТРОГРАФИЯ ВА ШАРОИТҲОИ БАВУЧУД ОМАДАНИ ТАҲНИШИНҲОИ ДАВРИ БУХОРИИ ДАРВОЗ

Дар мақола хусусиятҳои петрографӣ ва шароитҳои бавучуд омадани ҷинсҳои кӯҳии карбонати таҳнишинҳои даври бухорӣ Дарвоз оварда шудааст.

В. Д. БОСОВ

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ, ПО ДАННЫМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Распределение и содержание химических элементов в неогеновых породах, на основании исследования их методом спектрального анализа, свидетельствует о том, что здесь имеют место различные по составу разрезы и сходные между собой отложения отдельных свит.

Известно, что за последние несколько лет спектральному методу было уделено особое внимание, и в частности, спектральные исследования начали применяться для корреляции геологических разрезов.

В работах С. М. Катченкова (1950), Э. С. Залманзон и Н. В. Лизунова (1952) отмечается, что в тех случаях, когда при обработке материала не ставится задача получения точных цифр процентного содержания в исследуемых образцах, а необходимо выяснить лишь закономерности распределения химических элементов, вполне целесообразно использовать результаты спектрохимического метода.

Исследования Э. С. Залманзон и Н. В. Лизунова (1952) свидетельствуют о том, что полученные результаты по распределению элементов в отложениях как по химическим анализам, так и по данным спект-



Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов и зон верхнетретичной аккумуляции Таджикской депрессии:

I—Байсунская зона; II—Сурхандарьинская зона; III—Хонако-Рохатинская зона; IV—Вахшская зона; V—Комсомолабадская зона; VI—Яхсуйская зона.

рального метода показывают аналогичные характеристики в распределении химических элементов в породах.

Проведенное нами изучение закономерностей в распределении химических элементов в неогеновых отложениях Таджикской депрессии указывает на то, что когда не требуется точного процентного содержания их, а различие в поведении и распределении элементов по разрезам и свитам наблюдается более или менее четко, такой метод оправдывает себя и может быть применен для корреляции и характеристики отложений на определенной территории.

Изучение неогеновых образований Таджикской депрессии (В. Д. Босов, 1957) показывает, что на этой территории имеют место отдельные зоны верхнетретичной аккумуляции, для которых устанавливаются разрезы — стратотипы (рис. 1).

Характер распределения и поведения химических элементов на территории установленных зон различный, о чем свидетельствуют диаграммы, на которых приведены характерные элементы для опорных разрезов выделенных зон. На основании установленных особенностей распределения химических элементов в породах нами выделены элементы — коррелятивы для разрезов — стратотипов по каждой зоне и для свит отдельно (Босов, 1960, 1961).

Характеристика химических элементов в неогеновых отложениях приводится по степени интенсивности спектральных линий элементов, которая обозначается в следующем виде: 1 — тысячные доли процента; 2 — сотые доли; 3 — десятые доли; 4 — около одного процента; 5 — более двух процентов.

Для характеристики неогеновых пород и установления элементов-коррелятивов были изучены 15 химических элементов: бериллий, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, стронций, галлий, цирконий, барий, свинец, скандий.

Содержание элементов в отложениях приводится для разрезов-стратотипов и свит по выделенным аккумулятивным зонам.

1. Байсунская зона. В результате спектрохимических исследований в породах данной зоны установлены: железо, кремний, титан, алюминий, магний, марганец, кобальт, калий, барий, стронций, хром, цирконий, кальций, бериллий, ванадий, натрий, медь, галлий, свинец, никель, церий, литий, цинк, скандий.

Ниже приводится содержание и распределение химических элементов по свитам для отложений опорного разреза.

Б о л ь д ж у а н с к а я с в и т а. В целом отложения свиты характеризуются увеличенным содержанием хрома, стронция, циркония, реже бария и наличием галлия. Последний устанавливается только в породах данной свиты, и притом в незначительном количестве, в верхней части болдырского разреза.

Характер распределения химических элементов в отложениях свиты свидетельствует о том, что здесь можно выделить две подсвиты.

В нижней подсвите отмечается увеличение содержания ванадия, марганца, кобальта. В верхней подсвите содержание ванадия и марганца заметно уменьшается, а кобальт полностью отсутствует. Кроме того, в самой нижней части свиты, между верхнепалеогеновыми и нижне-неогеновыми породами, имеет место резкое изменение содержания целого ряда элементов. Например, увеличивается содержание ванадия, меди, свинца, а в некоторых разрезах — хрома и галлия. Такое распределение химических элементов позволяет наметить переходную пачку пород или горизонт, по которому устанавливается начало формиро-

вания континентальной толщи, тогда как по литологическим признакам пород этого установить не удается.

Гараутинская свита. Ее отложения отличаются тем, что здесь уменьшается содержание хрома, стронция; в нижней части свиты туполангского и частично байсунского разрезов резко сокращается содержание циркония. Так же, как и в породах больджуанской свиты, распределение химических элементов в гараутинской свите позволяет наметить две подсвиты.

В нижней подсвите отмечается повышенное содержание ванадия, меди и равномерное распределение кобальта и свинца. Полностью отсутствуют цинк, галлий, скандий, которые появляются только в верхней части болдырского разреза.

Верхняя подсвита значительно меньше содержит титана, ванадия, меди. Количество стронция и циркония увеличивается, свинец отсутствует.

Каршитауская свита характеризуется неравномерным распределением некоторых химических элементов. Иногда в отложениях свиты наблюдается отсутствие кобальта, никеля, реже ванадия и свинца.

Резюмируя распределение химических элементов в описанной зоне можно отметить следующее.

Равномерное распределение химических элементов, вероятнее всего, свидетельствует о том, что за время формирования континентальной толщи существовали более или менее сходные условия осадконакопления. Некоторые изменения в режиме осадкообразования проявились на границе отложений больджуанской и гараутинской свит. Об этом свидетельствует явное сокращение количества одних элементов и появление или отсутствие других в породах гараутинской свиты.

Различное количественное распределение химических элементов в опорных разрезах байсунской зоны подтверждает наличие выделенных ранее свит и более мелких единиц (подсвит, пачек), для которых устанавливаются элементы — коррелятивы.

Наличие значительного количества стронция и бария в отложениях, их широкое развитие на исследованной территории свидетельствует о том, что области аккумуляции располагались вблизи питающей провинции, так как минералы, содержащие названные элементы, при переносе на дальние расстояния полностью разрушаются.

II. Сурхандарьинская зона. Значительная часть химических элементов (титан, марганец, медь, галлий, цирконий, барий) распространена равномерно. Ванадий, хром, кобальт, никель устанавливаются с перерывами, а в некоторых частях разрезов полностью отсутствуют. Такие элементы, как стронций, свинец, встречены всюду по разрезу, но с различным содержанием. Распространение химических элементов по свитам следующее. Больджуанская свита отличается присутствием всех изученных элементов, за исключением цинка. По сравнению с вышележащими отложениями здесь отмечается увеличение содержания меди и скандия. Наблюдаются колебания в количественном содержании бериллия и никеля. В гараутинской свите по распределению и содержанию химических элементов представляется возможным наметить две подсвиты.

Нижняя — характеризуется равномерным распределением большинства химических элементов. Перерывы наблюдаются в распределении бериллия и кобальта. Сокращается содержание меди.

Верхняя — отличается резким сокращением содержания ванадия,

хрома, никеля, свинца. Кобальт установлен только в отдельных пробах. Полностью отсутствует цинк.

Каршитауская свита. Отложения свиты по наличию и характеру распределения элементов могут быть разделены на две подсвиты. В нижней подсвите равномерно распределены бериллий, титан, марганец, медь, галлий, барий, свинец. Сокращается количество стронция, циркония. Скандий устанавливается с перерывами. Отсутствуют хром, кобальт, никель, цинк.

В верхней подсвите появляется никель, скандий. Увеличивается содержание ванадия, стронция, циркония.

III. Ханako-Рохатинская зона. Поведение и содержание химических элементов в отложениях отличается от соседних зон. Так, например, отсутствует свинец и присутствует цинк.

Характерным для опорных разрезов является отсутствие кобальта и хрома, которые лишь изредка устанавливаются в разрезах центральной части зоны. Неравномерно в опорных разрезах ведут себя никель, галлий, цирконий и барий.

В разрезах, расположенных на границе с Байсунской и Сурхандарьинской зонами, в содержании и распределении никеля, галлия, циркония и бария наблюдаются значительно меньшие колебания. Скандий в породах Ханako-Рохатинской зоны не обнаружен.

Различное распределение элементов можно наблюдать и в отложениях свит, что особенно резко выражено в пластах, залегающих на границе свит.

Большджуанская свита. Распределение химических элементов в отложениях свиты в основном равномерное. Отклонения в количественном содержании элементов отмечаются в зависимости от фациального состава пород (глина, песчаник). Наиболее равномерно распределяются титан, ванадий, марганец, медь, никель. Цинк и галлий в содержании испытывают значительные колебания. В ряде разрезов (реки Лючоб, Варзоб) отсутствуют стронций и цирконий. В разрезах центральной части зоны полностью отсутствуют бериллий, хром, кобальт, стронций, цирконий, барий, свинец.

Лючобская свита. В опорных разрезах наиболее выдержанными элементами являются титан, ванадий, марганец, медь. Цинк, стронций, галлий, цирконий и свинец ведут себя неравномерно, то уменьшаясь, то увеличиваясь в своем количестве. В разрезах по саям Хочильер и Санг-Миля цинк, галлий, скандий отсутствуют. Галлий опрделен только в породах варзобского разреза. Свинец отмечен в нижней части свиты указанных разрезов. В разрезах по рекам Лючоб, Варзоб, Рохаты свинец не установлен ни в одном образце.

Рохатинская свита. В описываемой свите устанавливается наибольшее число химических элементов по сравнению с нижележащими отложениями. Увеличивается количество ванадия, марганца, меди. Наблюдается отсутствие кобальта, галлия.

Никель равномерно распределен только в сангмильском разрезе, в остальных разрезах он отмечен в отдельных образцах.

Сравнивая распределение химических элементов для опорных разрезов описанных зон (Байсунской и Ханako-Рохатинской) представляется возможным отметить следующее:

1. На территории южного склона Гиссарского хребта в целом имелся сходный тектонический режим. На отдельных участках (зонах), как показывает распределение химических элементов в опор-

ных разрезах, существовали несколько различные условия осадко-накопления.

2. Определенный комплекс химических элементов (хром, кобальт, никель, ванадий) в разрезах байсунской зоны свидетельствует о том, что формирование верхнетретичной толщи осуществлялось за счет разрушения глубинных горных пород, богатых магнием и железом, в которых чаще всего содержатся установленные химические элементы.

3. Наилучшая выдержанность по разрезам и количественное преимущество таких химических элементов, как титан, марганец, цирконий, и отсутствие хрома, кобальта и никеля указывает на образование верхнетретичных пород в Ханako-Рохатинской зоне за счет разрушения более кислого ряда пород (гранитоидов).

IV. Вахшская зона. В опорных разрезах в одних и тех же свитах химические элементы распространены более или менее равномерно и лишь в отдельных разрезах иногда наблюдается выпадение того или другого химического элемента.

Большджуанская свита. В отложениях свиты большинство химических элементов (титан, марганец, хром, стронций, цирконий) распределяется равномерно. Другая группа химических элементов (медь, никель, кобальт, барий, свинец) в распределении испытывает заметные колебания, а в некоторых разрезах (хр. Арук-Тау, Сарсаряк) отдельные элементы почти полностью выпадают. Свинец в большинстве разрезов (хр. Карши-Тау, Арук-Тау, Табакчи) не обнаружен. И только в породах хр. Кара-Тау, т. е. в юго-восточном углу зоны, содержание свинца достигает значения сотых и в некоторых образцах даже десятых долей процента.

В разрезе хр. Арук-Тау заметные колебания отмечены в содержании хрома и меди. В породах хр. Табакчи и Сарсаряк сокращается содержание меди. Особенно резко это выражено в каршитауском разрезе, где медь иногда выпадает из разреза.

Гараутинская свита. В этой свите химических элементов значительно больше и ведут они себя более равномерно. В большинстве разрезов появились хром, свинец, которые отсутствовали в некоторых разрезах большджуанской свиты (хр. Табакчи, Сарсаряк).

Характерным является увеличение содержания таких элементов, как титан, марганец, стронций, а в некоторых разрезах увеличивается количество ванадия, почти полностью отсутствуют кобальт, галлий. Ни в одном из опорных разрезов не установлен цинк.

Каршитауская свита. Здесь наблюдается наибольшее количество химических элементов. По разрезу все элементы распределены равномерно. И только в самой верхней части в ряде разрезов (хребтов Арук-Тау, Карши-Тау и Табакчи) выпадают некоторые химические элементы (кобальт, галлий, свинец).

В отложениях свиты на хр. Арук-Тау наблюдается повышенное содержание стронция (иногда более 1,0%).

В каршитауском и аруктауском разрезах наблюдается уменьшение марганца. В хр. Арук-Тау в породах верхней части свиты отсутствуют кобальт, цинк, галлий, свинец.

Различное количество химических элементов в нижней и верхней частях верхнетретичной толщи, вероятнее всего, указывает на появление дополнительных, местных областей питания на исследованной территории.

V. Комсомолабадская зона. Характерным для опорных разрезов описываемой зоны является различие в количестве и процентном содержании химических элементов по свитам.

Интенсивность спектральных линий, например стронция, по сравнению с соседними зонами, заметно сокращается. Очень часто в опорных разрезах не устанавливаются такие элементы, как свинец, кобальт, цинк. Неравномерно распределены по разрезам и свитам кобальт, хром, никель. В некоторых частях разрезов (особенно в средней части толщи) редко встречаются хром, кобальт, а также наблюдаются изменения интенсивности спектральных линий меди. Более детальное распределение химических элементов в разрезах по свитам приводится ниже.

Большжуанская свита характеризуется наиболее полным содержанием приведенных в диаграммах химических элементов. Распределение элементов по разрезу чаще всего зависит от литологического состава пород. Резкие изменения отмечаются в распределении элементов в глинистых разностях. Стойкими элементами являются титан, марганец, цирконий, ванадий и барий, хотя последний для яхакского разреза не характерен. В отложениях Гыжматской синклинали полностью отсутствуют цинк, иногда свинец. Часто сокращается содержание хрома, кобальта и стронция, а иногда они полностью выпадают из разреза.

Яхакская свита характеризуется тем, что хром устанавливается только в отдельных образцах. Заметно сокращается содержание кобальта. Стронций отмечается только в верхней части свиты. Некоторые колебания и перерывы наблюдаются в количестве никеля и циркония.

Лябиджарская свита. На границе пород данной свиты с отложениями яхакской свиты наблюдается резкое изменение содержания целого ряда химических элементов. Хром, стронций, никель сильно сокращаются в содержании и устанавливаются только в отдельных пробах и образцах, чаще в верхней части свиты.

Полностью отсутствуют скандий, свинец. Кобальт определен в единичных пробах только в гыжматском разрезе.

Сравнивая содержание химических элементов в изученных разрезах, можно наблюдать различие в их содержании по отдельным свитам.

Заметной разницы в содержании и количестве химических элементов в целом по изученным опорным разрезам не наблюдается.

VI. Яхсуйская зона. Занимает восточную часть Таджикской депрессии. В этой зоне выделяется два различных между собой типа разрезов — хозретишинский и шуробдарьинский. Поэтому распределение и поведение химических элементов приведено по выделенным подзонам.

Шуробдарьинская подзона. Распределение химических элементов в верхнетретичной толще шуробдарьинской подзоны заметно отличается от распределения элементов в отложениях как вахшской, так и комсомоладской зон.

Наиболее равномерно в породах опорных разрезов распределены титан, марганец, барий.

Различие в содержании ряда элементов наблюдается в отложениях отдельных свит и реже в целом по разрезам.

Большжуанская свита. Наиболее выдержанными элементами в отложениях свиты являются ванадий, марганец, медь, цирконий, барий. Содержание и распределение таких элементов, как кобальт, никель, титан и стронций зависит прежде всего от литологического состава пород. Характерным является и то, что в кзылсуй-

ском разрезе почти полностью отсутствуют кобальт и никель. Неравномерно распределены стронций, скандий. Отсутствует цинк.

Хингоуская свита. В отложениях свиты большинство элементов распределяется равномерно. Отклонение в содержании титана, ванадия, марганца, никеля, стронция, циркония и бария наблюдается только в отдельных образцах. В ряде опорных разрезов неравномерно распределены хром и медь. Кроме того, в кзылсуйском разрезе с перерывами фиксируется кобальт. Цинк обнаружен в отдельных образцах только в чильдаринском разрезе, скандий устанавливается в бассейне р. Шуробдарья и следы его отмечены в тавильдаринском разрезе.

Тавильдаринская свита. В породах свиты равномерно распределены титан, ванадий, хром, марганец, медь, стронций, галлий, цирконий, барий и свинец. Некоторые элементы (кобальт, никель) отмечаются с перерывами. Цинк и скандий в чильдаринском разрезе отмечены только в отдельных пробах, а по реке Кзыл-Су ни цинк, ни скандий не встречаются.

Карапакская свита. В данной свите равномерно распределены следующие элементы: титан, стронций, галлий, барий, свинец. Характерным для пород свиты является распределение ванадия, хрома, марганца, кобальта. Ванадий и кобальт имеют увеличенное содержание в нижней части свиты, а количество хрома и марганца увеличивается в верхней части свиты. Полностью отсутствуют цинк и скандий.

Полизакская свита. Отличаются отложения свиты сокращением количества химических элементов. Кобальт, никель, цинк, цирконий, свинец, скандий в отложениях свиты отсутствуют. Процентное содержание таких элементов, как хром, марганец, стронций, барий, особенно в породах кзылсуйского разреза, заметно сокращается. И только бериллий, титан, ванадий, медь, галлий распределяются равномерно.

Хозретишинская подзона. Полученные материалы по распределению химических элементов в опорных разрезах позволяют наметить их количественное различие по свитам.

Большжуанская свита. В изученных разрезах большинство элементов в породах свиты распределены равномерно (бериллий, титан, марганец, медь, стронций, галлий, цирконий).

Несмотря на то, что по литологическим особенностям и цвету пород представляется возможным выделить три пачки, количественное содержание элементов позволяет наметить в отложениях данной свиты только две отдельные пачки.

Нижняя — соответствует по объему отложениям шурысайской и камолинской пачкам. Характерным является повышенное содержание титана, меди, а в отдельных разрезах (Анджироу) — хрома, никеля.

Верхняя — охватывает породы чильдаринской пачки. В отдельных разрезах (Анджироу) наблюдается уменьшение количества титана, меди, реже ванадия, хрома. В джаузадаринском разрезе увеличивается количество никеля, реже циркония. Цинк устанавливается в отдельных пробах только в джаузадаринском разрезе, в остальных полностью отсутствуют.

Хингоуская свита. В отложениях свиты химические элементы распределены равномернее, чем в большжуанской. Количественное содержание их в нижней и верхней частях свиты позволяет выделить две отдельные подсвиты.

В нижней подсвите отмечается увеличение содержания хрома, меди, а в джаузадаринском разрезе — цинка и скандия. В анджи-роуском отсутствуют кобальт, цинк.

В отложениях верхней подсвиты увеличивается количество ванадия, циркония, а в джаузадаринском разрезе заметно больше содержится никеля, цинка.

Тавильдаринская свита. Распределение и количественное содержание химических элементов позволяет в отложениях описываемой свиты наметить две подсвиты.

Нижняя подсвита характеризуется неравномерным распределением ряда химических элементов, особенно в джаузадаринском разрезе. Здесь такие элементы, как ванадий, кобальт, никель, галлий, цирконий распределены неравномерно, а в ряде проб — отсутствуют. В анджи-роуском разрезе отмечается сокращение количества бериллия.

Верхняя подсвита отличается равномерным распределением большинства элементов. Кроме цинка, в отложениях верхней подсвиты отсутствует скандий.

Каранакская свита. В отложениях свиты химические элементы распределены равномерно. В отличие от тавильдаринской свиты в породах данной свиты в хирмонджоуском разрезе отмечается значительное увеличение количества меди и полностью отсутствует кобальт. В анджи-роуском разрезе, особенно в верхней части свиты, сокращается количество циркония и полностью отсутствует скандий.

Полизацкая свита. На основании количественного содержания химических элементов в описанных отложениях выделяются две подсвиты. В нижней — заметно увеличено количество марганца, никеля. Сокращается содержание хрома, циркония. Полностью отсутствуют цинк, барий. В верхней — увеличивается количество циркония, появляются барий и скандий. Характерным является и то, что здесь полностью отсутствует хром.

В результате анализа распределения химических элементов в Яхсуйской зоне представляется возможным отметить следующее.

Распределение химических элементов в неогеновой толще яхсуйской зоны заметно отличается от их распределения в вахшской и комсомолабадской зонах.

В отложениях Вахшской зоны, в отличие особенно от шуробдаринских разрезов, отсутствует цинк.

Некоторое сходство опорных разрезов шуробдаринской подзоны по распределению химических элементов наблюдается с разрезами хозретишинского типа, но количество этих элементов, особенно в верхней части толщи, явно различное. В хозретишинском типе разрезов установлены никель, цирконий, свинец, которые отсутствуют в шуробдаринских разрезе.

Различное распределение элементов по зонам свидетельствует также о разных областях питания при формировании верхнетретичной толщи. Несоответствие в количестве элементов в верхней и нижней частях разрезов указывает, вероятнее всего, на появление дополнительных местных областей сноса.

Резюмируя вышеизложенное поведение и распределение химических элементов по зонам аккумуляции неогеновых отложений, остановимся на сравнительной геохимической характеристике и элементах-коррелятивах для территории Таджикской депрессии в целом.

Элементами-коррелятивами для опорных разрезов являются цинк, галлий, барий, свинец, скандий.

Цинк отсутствует в западной и центральной частях депрессий (Байсунская, Сурхандарьинская, Вахшская зоны). По южному склону Гиссарского хребта (Ханако-Рохатинская зона) и в отложениях Комсомолабадской зоны цинк присутствует во всех изученных разрезах, достигая сотых долей процента в средней части некоторых опорных разрезов. На территории восточной части депрессии (Яхсуйская зона) цинк встречается только в нижней части толщи и в очень малых количествах (тысячные доли процента).

Галлий устанавливается во всех разрезах, но распределен менее равномерно, чем другие приведенные в диаграммах элементы. На востоке депрессии в шуробдарьинских разрезах галлий распределен равномерно, а на западе депрессии в средней части толщи байсунского разреза галлий полностью отсутствует.

Барий является наиболее распространенным элементом и его количество в разрезах западной, центральной и восточной частях депрессии достигает сотых долей процента, а в некоторых разрезах (Байсунская зона), особенно в нижней части толщи, содержание бария достигает десятых долей процента. Минимальное количество бария отмечается в хозретишинском разрезе.

Свинец распространен на всей площади депрессии. В разрезах Байсунской, Сурхандарьинской и Вахшской зон свинец распределен по всей верхнетретичной толще; наибольшее содержание его наблюдается в средней части разрезов. По южному склону Гиссарского хребта (тысячные доли процента) устанавливается только в средней и верхней частях разрезов. Отложения больджуанской свиты свинца не содержат. В разрезах Комсомолабадской зоны свинца больше в нижней и средней частях разреза. На востоке депрессии, в отложениях Яхсуйской зоны, свинец развит широко; в некоторых разрезах его содержание достигает сотых долей процента.

Скандий встречается только в самой верхней части байсунского разреза. В Сурхандарьинской зоне он распространен в нижней и верхней частях верхнетретичной толщи. В разрезах Вахшской зоны скандий отмечен только в самой нижней и в самой верхней частях разреза, притом в единичных пробах. В Ханако-Рохатинской зоне скандий полностью отсутствует. В Комсомолабадской зоне следы скандия отмечены в нижней и средней частях разрезов. В отложениях восточной части депрессии скандий более или менее широко развит в хозретишинском разрезе. В отложениях восточной части депрессии скандий более или менее широко развит в хозретишинском разрезе. В шуробдарье иногда встречается в нижней и средней частях толщи.

Приведенное описание распределения и содержания элементов-коррелятивов для изученных опорных разрезов позволяет наметить резкие различия в отложениях по зонам, что подтверждает типизацию верхнетретичных разрезов на территории Таджикской депрессии.

Количество и распределение галлия, бария и свинца в породах Байсунской, Сурхандарьинской и Вахшской зон заметно отличается от распределения и содержания этих элементов в отложениях Ханако-Рохатинской и Комсомолабадской зон.

Отсутствие в первых трех зонах цинка и равномерное распределение его в последних двух зонах также указывает на резкое различие верхнетретичных разрезов на территории западной и центральной частей депрессии от зон аккумуляции, расположенных по южному склону Гиссарского хребта и северо-восточной его части.

Разрезы восточной части депрессии (Яхсуйская зона) по содер-

жанию и распределению галлия, бария, свинца в некоторой степени сходны с разрезами центральной части депрессии (Вахшская зона), но отличаются друг от друга по наличию цинка и скандия; последние в разрезах центральной и западной частей депрессии практически отсутствуют.

Характер распределения химических элементов-коррелятивов для отдельных зон приводится на диаграммах (рис. 2, 3, 4). Элемента-

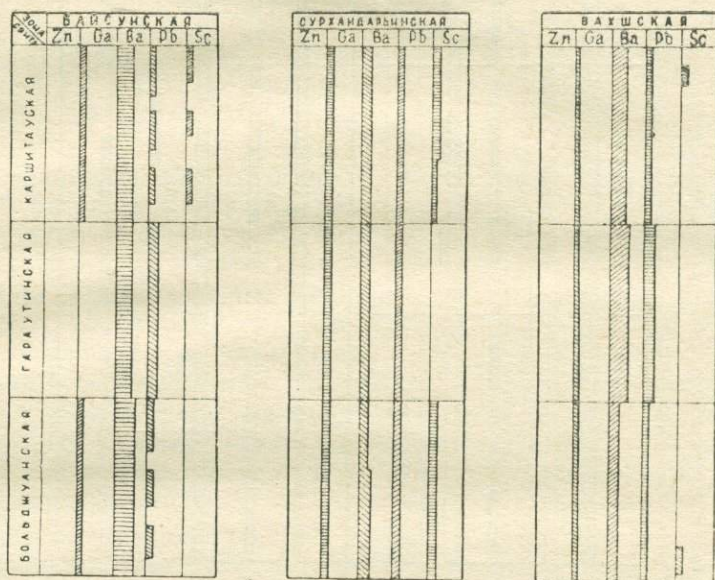


Рис. 2. Распределение элементов-коррелятивов в опорных разрезах.

ми-коррелятивами для свит являются ванадий, хром, кобальт, никель, цирконий.

Большаяжуанская свита. Отложения свиты характеризуются наличием всего комплекса элементов-коррелятивов с некоторыми колебаниями в процентном содержании их по опорным разрезам.

Ванадий в разрезах Байсунской, Сурхандарьинской зон и по южному склону Гиссарского хребта развит наиболее широко и достигает, как правило, десятых долей процента. В центральной части депрессии (Вахшская зона), в восточных и северо-восточных разрезах содержание ванадия сокращается до сотых долей процента.

Хром в максимальном количестве (до десятых долей процента) содержится в разрезах Байсунской, Сурхандарьинской и Ханак-Рохатинской зон. В отложениях Вахшской, Комсомолабадской зон и в разрезах восточной части депрессии (Яхсуйская зона) количество хрома сокращается до тысячных долей процента.

Кобальт во всех опорных разрезах верхнетретичной толщи содержится в тысячных долях процента. В шуробдарьинском типе разрезов (Яхсуйская зона) в породах большажуанской свиты в распределении кобальта отмечаются перерывы.

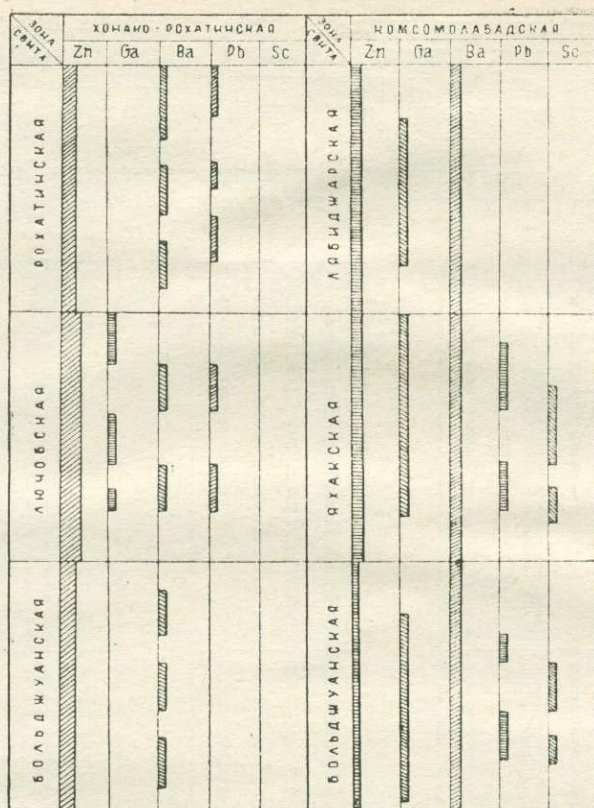


Рис. 3. Распределение элементов-коррелятивов в опорных разрезах.

Никель по сравнению с кобальтом распространен равномерно. Содержание его особенно в некоторых разрезах южного склона Гиссарского хребта достигает десятых долей процента. В остальных опорных разрезах как на западе, так и на востоке депрессии никель распространен равномерно, но процентное содержание его сокращается до тысячных долей процента.

Цирконий максимального количества достигает в разрезах Байсунской и Сурхандарьинской зон. Здесь его содержание доходит до десятых долей процента. Минимальное количество циркония (тысячные доли процента) наблюдается в отложениях бальджуанской свиты в разрезах по южному склону Гиссарского хребта и в породах Комсомлабдской зоны.

Гараутинская свита выделяется в Байсунской, Сурхандарьинской и Вахшской зонах.

Ванадий во всех опорных разрезах распределен равномерно, его содержание достигает сотых долей процента.

Хром распределен равномерно, но содержание его в различных разрезах разное. Максимальное количество хрома (до десятых долей процента) содержится в породах Вахшской зоны. Значительно меньше хрома в разрезах Сурхандарьинской зоны (до тысячных долей процента).

Распределение кобальта и никеля в целом соответствует распределению хрома, но их содержание редко достигает сотых долей процента.

Содержание циркония в разрезах Сурхандарьинской и Вахшской зон достигает сотых долей процента.

Каршитауская свита характеризуется отсутствием кобальта и хрома в разрезах Сурхандарьинской зоны.

Ванадий имеет равномерное распределение. Его содержание часто достигает сотых долей процента.

Хром наиболее широко распространен в разрезах Байсунской зоны, в которой содержание его достигает сотых долей процента.

Кобальт в минимальных количествах (до тысячных долей процента) содержится в отложениях Байсунской и Вахшской зон.

Никель распределен равномерно во всех описываемых зонах. Содержание его не превышает тысячных долей процента.

Количество циркония по сравнению с породами аруктауской свиты в разрезах Байсунской зоны возрастает, в Вахшской — сокращается до тысячных долей процента. В породах Сурхандарьинской зоны содержание циркония остается без изменений и составляет сотые доли процента.

По южному склону Гиссарского хребта (Ханако-Рохатинская зона) в лючобской свите распространены все элементы-коррелятивы.

Содержание ванадия, по сравнению с отложениями больджуанской свиты, сокращается и достигает тысячных долей процента. Хром распределен равномерно, но его содержание относительно отложений нижней части толщи уменьшается. Кобальт встречается в тысячных долях процента. Количество никеля, по сравнению с больджуанской свитой сокращается и составляет тысячные доли процента. Содержание циркония в породах лючобской свиты резко увеличивается и доходит до сотых долей процента.

Отличительной чертой отложений рохатинской свиты является резкое увеличение количества ванадия. Количество хрома, никеля и циркония по сравнению с породами лючобской свиты несколько сокращается. Кобальт полностью отсутствует.

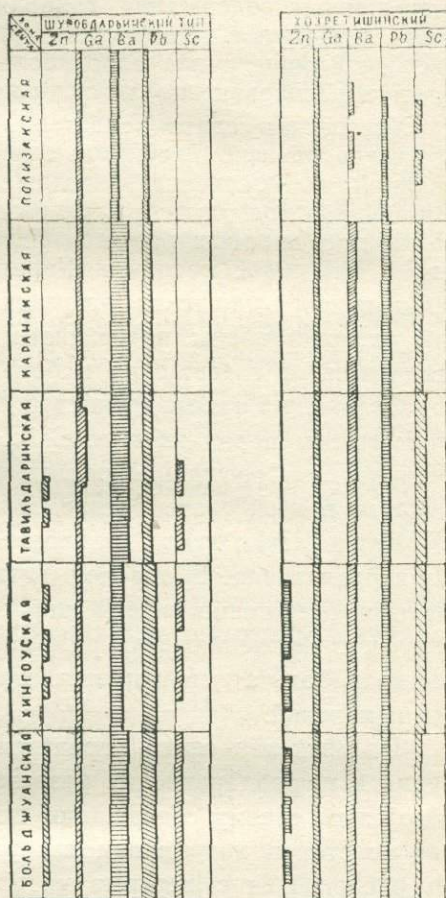


Рис. 4. Распределение элементов-коррелятивов в опорных разрезах Яксуиской зоны.

Отложения яхакской свиты (Комсомолабадская зона) могут быть сопоставлены с лючобской. Характеризуются они увеличением количества ванадия. Относительно пород больджуанской свиты здесь отмечается увеличение содержания хрома. Кобальт встречается с перерывами и в основном в средней части разреза. Содержание никеля и циркония сокращается до тысячных долей процента.

Отложения верхней — лябиджарской свиты отличаются резким уменьшением содержания ванадия, хрома. Кобальт и никель полностью отсутствуют. Количество циркония увеличивается. В разрезах Яхсуйской зоны, выше пород больджуанской свиты, наблюдается следующее распределение и содержание элементов-коррелятивов.

Хингоуская свита характеризуется равномерным распределением элементов по всей Яхсуйской зоне, только местами выпадает кобальт. Ванадий, по сравнению с отложениями больджуанской свиты, имеет повышенное содержание в разрезах хр. Хозрети-Ши. Количество хрома во всех опорных разрезах Яхсуйской зоны увеличивается и достигает сотых долей процента. Характерным является еще и то, что кобальт в хозретишинских разрезах часто выпадает. Никель и цирконий распространены идентично и их количественное содержание не отличается от содержания в больджуанской свите.

Отложения тавильдаринской свиты в целом в Яхсуйской зоне отличаются от пород хингоуской свиты увеличением количества хрома и циркония. Содержание последних достигает сотых долей процента. Кобальт в этой свите распределен равномерно.

Каранакская свита отличается сокращением целого ряда элементов-коррелятивов. В породах шуробдарьинского типа заметно сокращается содержание никеля, циркония, кобальта. Последний имеет перерывы в верхних частях разрезов. В хозретишинских разрезах количество кобальта уменьшается. Другие элементы распределены почти без изменений.

Полизакская свита характеризуется увеличением содержания ванадия в шуробдарьинских разрезах. Никель и цирконий резко уменьшаются по своему содержанию по всей яхсуйской зоне. Кобальт устанавливается в хозретишинских разрезах, в бассейне р. Шуробдарья он распределен с перерывами. В хозретишинских разрезах данной свиты хром полностью отсутствует.

В результате детального описания распределения и содержания элементов-коррелятивов по опорным разрезам и отдельным свитам представляется возможным наметить некоторые сходства и особенно различия в отложениях свит на территории Таджикской депрессии.

По количеству содержания ванадия, хрома, циркония отложения больджуанской свиты ближе всего сходны в Байсунской и Сурхандарьинской зонах.

Отложения больджуанской свиты Ханако-Рохатинской зоны отличаются увеличением содержания никеля и уменьшением количества циркония по сравнению с указанными выше зонами.

Распределение и процентное содержание элементов-коррелятивов в отложениях Вахшской и Комсомолабадской зон свидетельствует о большом сходстве пород больджуанской свиты в разрезах этих двух районов.

На территории восточной части депрессии (Яхсуйская зона) распределение и содержание элементов в больджуанской свите в определенной степени приближается к распределению и содержанию последних в Вахшской зоне.

Средняя часть верхнетретичной толщи (гараутинская свита) в Байсунской, Сурхандарьинской и Вахшской зонах по распределению и содержанию элементов в целом сходна; только в Сурхандарьинской зоне уменьшается количество кобальта и никеля.

Лючобская свита южного склона Гиссарского хребта (Ханако-Рохатинская зона) может быть сопоставлена с гараутинской свитой Сурхандарьинской зоны. Отложения яхакской свиты (Комсомолабадская зона) несколько обособлены от описанных свит. В ней заметно больше содержится ванадия, меньше никеля и циркония, а кобальт распределен с перерывами.

Распределение и содержание элементов в хингоуской свите, на востоке депрессии, указывает на то, что эти отложения отличаются от пород средней части верхнетретичной толщи в разрезах центральной, западной и северной частей депрессии. Аналогичное распределение химических элементов в больджуанской и хингоуской свитах указывает на сходные условия осадконакопления. Содержание элементов в тавильдаринской и каранакской свитах также свидетельствует о близких условиях формирования этих пород.

Резкое различие в распределении элементов в отложениях первых двух свит (больджуанской и хингоуской) по сравнению с тавиль-

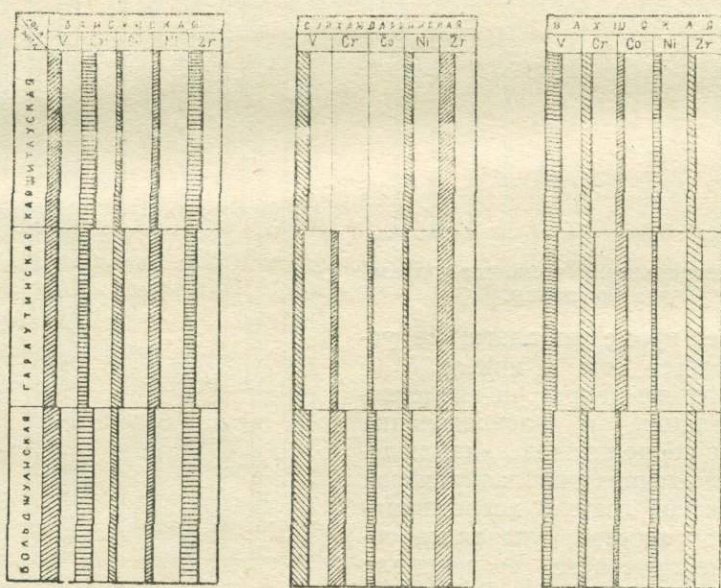


Рис. 5. Распределение элементов-коррелятивов по свитам.

даринской и каранакской указывает на различные условия формирования пород в эти промежутки времени. Кроме того, распределение и содержание элементов в больджуанской и хингоуской свитах указывает на то, что эти отложения могут быть сопоставлены скорее всего с породами гараутинской свиты Байсунской и Вахшской зон.

Верхняя часть разрезов по распределению и содержанию элементов-коррелятивов имеет некоторые различия по разрезам. Ближе всего сходны между собой разрезы Байсунской и Вахшской зон, в которых присутствуют все элементы-коррелятивы. Содержание ванадия, хрома, кобальта и никеля в этих зонах одинаковое, только количество циркония в байсунской зоне, по сравнению с вахшскими разрезами, увеличивается до сотых долей процента. Верхняя часть разрезов Сурхандарьинской зоны отличается отсутствием хрома и кобальта.

По южному склону Гиссарского хребта содержание ванадия, хрома, никеля и циркония находится в соответствии с содержанием этих элементов в разрезах Вахшской зоны; только в разрезах южного склона Гиссарского хребта отсутствует кобальт, а в Комсомолабад-

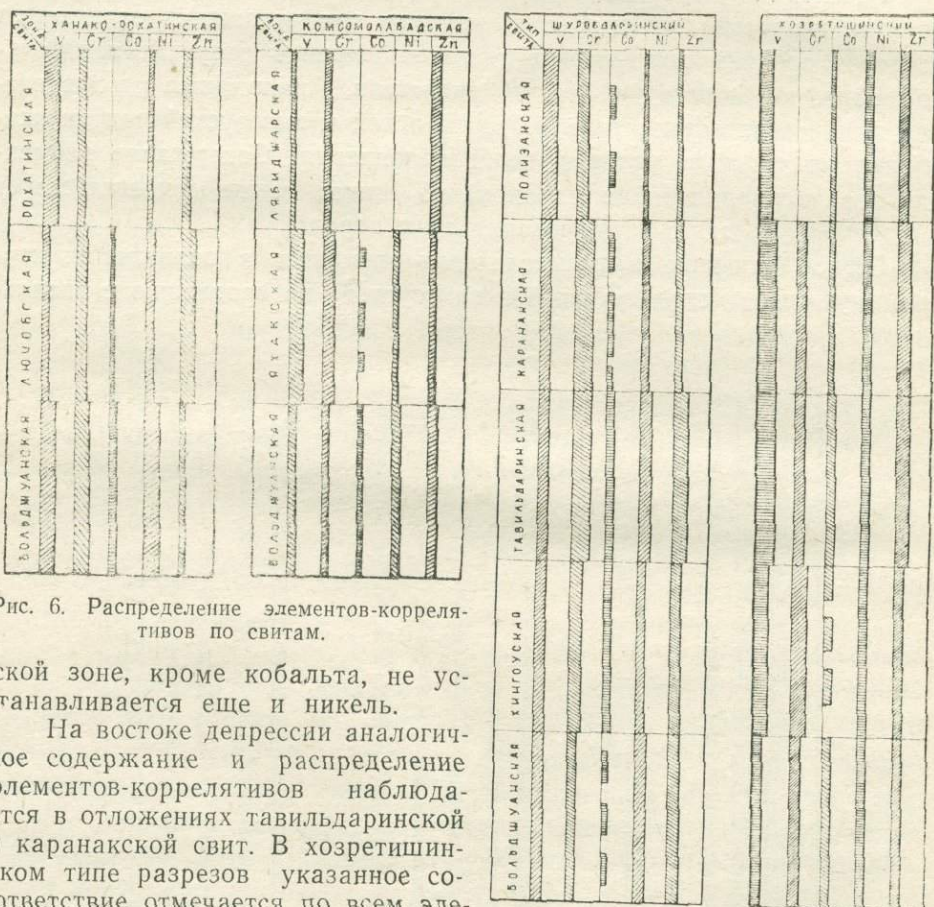


Рис. 6. Распределение элементов-коррелятивов по свитам.

ской зоне, кроме кобальта, не устанавливается еще и никель.

На востоке депрессии аналогичное содержание и распределение элементов-коррелятивов наблюдается в отложениях тавилдаринской и каранакской свит. В хозретишинском типе разрезов указанное соответствие отмечается по всем элементам-коррелятивам. В шуробдарьинском типе разрезов без изменения распределены ванадий, хром,

Рис. 7. Распределение элементов-коррелятивов по свитам в опорных разрезах Яхсейской зоны.

никель; содержание кобальта и циркония заметно уменьшается. Характер распределения и содержания элементов указывает на близость этих отложений с породами Ханако-Рохатинской зоны (рис. 5, 6, 7).

ЛИТЕРАТУРА

Босов В. Д. К стратиграфии верхнетретичных отложений южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, вып. 2, 1957.

Босов В. Д. К вопросу распределения химических элементов в нижнеюрских отложениях Гиссарского хребта. Изв. Отд. геол. хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, вып. 1 (2), 1960.

Босов В. Д. О верхнетретичных отложениях восточной части Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, вып. 4, 1961.

Н. К. Быкова, С. Н. Симанов. Палеоген Зевара (о палеогене р. Тупо-ланг). Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 95, Геология, № 2, 1956.

Залманзон Э. С. и Лизунов Н. В. О сравнимости данных химического и спектрального анализа при литологических исследованиях. ДАН СССР, т. 86, № 6, 1952.

Катченков С. М. Применение спектрального анализа для корреляции геологических разрезов. Изв. АН СССР, сер. физ. № 5, 1950.

Катченков С. М. и Виноградова А. П. К возрасту о корреляции красноцветных отложений Западной Туркмении методом спектрального анализа. Тр. ВНИГРИ, вып. 105, Геохим. сб., № 4, 1957.

В. Д. БОСОВ

МУҚОИСАИ ТАҲНИШИНҲОИ ДАВРАИ НЕОГЕНИ ДЕПРЕССИЯИ ТОҶИКИСТОН АЗ ҶУИ НАТИҶАҲОИ АНАЛИЗИ СПЕКТРАЛИ

Дар мақола оид ба муқоисаи таҳнишинҳои давраи неогени депрессияи Тоҷикистон маълумотҳои нав оварда шудааст. Ин муқоиса дар натиҷаи омӯхтани таркиби спектралӣ ин таҳнишинҳо муайян гардид.

В. С. БАБАЕВА, К. В. БАБКОВ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯТИВЫ ОТЛОЖЕНИЙ КУЛЯБСКОЙ СВИТЫ ВАХШСКОЙ ДОЛИНЫ

Кулябские отложения Вахшской долины как по составу, так и по генезису не отличаются большим разнообразием. В основном они представлены дислоцированными напластованиями аллювиального и пролювиального происхождения, и, возможно, среди пролювия имеются пласты, представляющие собою окаменевший лёсс, превращенный в тонкозернистый алевролит. Распространение аллювиальных пород кулябского возраста ограничено отдельными возвышенностями, выделяющимися в виде пологих гряд среди террасированных современных наносов р. Вахш. На левобережье эти образования приурочены к возвышенностям Кичик-Уртабоз, Кара-Бура, Кызыл-Тумшук, Кичик-Бель и Кара-Дум. На правобережье они распространены вдоль предгорий хребтов Северного и Южного Арук-Тау и Кыз-Имчек, слагая возвышенный правый берег, подмываемый водами Вахша. В направлении от реки к предгорьям древний кулябский аллювий начинает переслаиваться с пролювиальными отложениями, сложенными грубообломочным материалом явно местного происхождения, которые, увеличиваясь в мощности у самых хребтов, полностью замещают аллювиальные отложения. Максимальная мощность свиты в обнаженной на поверхности ее части достигает 820 м.

Материал, собранный при изучении девяти разрезов, был подвергнут гранулометрическому анализу, после которого песчаная и алевроитовая фракции разделялись в тяжелой жидкости. Для выяснения особенностей минералогического состава, проводившегося для кулябских отложений впервые, нами был изучен состав минералов легкой и тяжелой фракций под микроскопом при помощи иммерсионного метода и прослежено распределение минералов по каждому разрезу и по площади.

По гранулометрическому составу среди пород аллювиального комплекса основное место принадлежит двух- и трехкомпонентным породам, представленным глинисто-алевроитовыми песчаниками, алевроитовыми песчаниками и песчано-алевроитовыми глинами. Наиболее часто встречающимися разностями являются хлидолиты и глины, чистые песчаники и алевролиты распространены значительно реже.

Обращает на себя внимание высокая карбонатность пород, достигающая в среднем 25—27%, а в отдельных образцах доходящая до 57—67%, причем такая высокая карбонатность присуща как глинам, так и обломочным породам (хлидолитам, песчаникам и алевролитам). Это объясняется тем, что большая часть карбонатов представлена обломочными зернами (песчаниками, являющимися продуктом разрушения коренных карбонатных пород), и значительно меньшая часть карбонатов представляет собою цемент.

Минералогический состав легкой фракции (табл. 1) дает основание отнести эти породы к породам промежуточного типа между олигомиктовыми и полимиктовыми с разновидностями, более тяготеющими к первому типу. Среди минералов легкой фракции резко преобладают кварц и полевые шпаты, составляющие до 90% фракции. Остальная часть легкой фракции, составляющая 10—30%, представлена хлоритовыми и серицитовыми агрегатами и обломками пород (помимо обломков карбонатных пород, о которых упоминалось выше). Хлоритовые и серицитовые агрегаты в большей своей массе представляют собою продукты изменения полевых шпатов, и надо полагать, что количество полевых шпатов в породе первоначально было несколько большим.

Таблица 1

Разрезы	Среднее содержание минералов					Количество анализов
	кварц	полевые шпаты	хлоритовые и серицитовые агрегаты	обломки пород		
Глины						
Кудуки	42,5	46,7	3,3	7,3		4
Палван-Тугай	Нет в разрезе					
Дандон-Чикан	25,2	37,3	37,1	0,3		5
Халифа	40,1	47,7	12,1	—		2
Ялгыз-Как	Нет в разрезе					
Ак-Джар	"					
Кара-Бура	"					
Кизыл-Тумшук	30,5	38,5	30,5	0,5		3
Кассан-Даг	55,7	24,0	19,3	0,9		4
Алевролиты						
Кудуки	Нет в разрезе					
Палван-Тугай	17,3	54,7	27,8	0,1		11
Дандон-Чикан	39,4	44,3	20,8	—		1
Халифа	16,5	65,0	15,6	1,7		3
Ялгыз-Как	9,1	53,3	35,4	2,1		2
Ак-Джар	30,7	52,1	17,2	—		1
Кара-Бура	39,8	50,7	9,5	—		3
Кизыл-Тумшук	33,8	33,3	31,3	1,5		2
Кассан-Даг	Нет в разрезе					
Песчаники						
Кудуки	Нет в разрезе					
Палван-Тугай	10,7	54,9	34,4	—		6
Дандон-Чикан	Нет в разрезе					
Халифа	17,8	64,7	14,6	2,8		9
Ялгыз-Как	13,3	55,2	31,4	—		3
Ак-Джар	37,1	48,9	13,3	0,6		3
Кара-Бура	42,6	46,5	10,8	—		1
Кизыл-Тумшук	31,5	34,7	22,7	10,9		5
Кассан-Даг	54,2	18,1	17,0	10,6		2
Хлидолиты						
Кудуки	42,1	49,8	4,2	3,8		9
Палван-Тугай	19,4	63,2	17,3	—		3
Дандон-Чикан	18,6	35,3	46,0	—		4
Халифа	Нет в разрезе					
Ялгыз-Как	"					
Ак-Джар	45,0	37,6	17,3	—		1
Кара-Бура	57,9	22,2	10,1	9,7		4
Кизыл-Тумшук	35,9	34,8	26,6	2,7		6
Кассан-Даг	54,2	25,2	9,4	11,2		1

Каких-либо качественных и количественных изменений легкой фракции в изученных отложениях по вертикали не происходит. Некоторые различия в соотношении минералов отмечаются в породах различного гранулометрического состава. Почти во всех типах пород полевые шпаты преобладают над кварцем, особенно разное преобладание наблюдается в алевролитах, в песчаниках оно меньше, а в глинах содержание указанных минералов приближенно одинаковое. Только в хлидолитах в большинстве случаев преобладает кварц.

Содержание тяжелых минералов в рассматриваемых отложениях невелико и обычно составляет десятые и очень часто сотые доли процента. Лишь в редких случаях оно возрастает до 2,0—2,5% и даже до 5—7%, а иногда и до 14%, за счет аутигенного барита и целестина, количество которых в тяжелой фракции достигает 95—97%.

Комплекс тяжелых минералов и средние значения каждого из них по разрезам показаны в табл. 2, из которой видно, что ведущую роль среди тяжелых минералов играют магнетит-ильменит, эпизод, роговая обманка, гранат и циркон. Подчиненное значение имеют турмалин, рутил, титанистые минералы, ставролит. Апатит встречен лишь в разрезе Кизыл-Тумшук.

Одной из задач наших исследований являлось установление минералогических коррелятивов для опознания кулябских отложений и для разграничения их с отложениями верхних свит неогена, особенно там, где они представлены сходными по литологическому составу образованиями. Для целей корреляции были изучены отложения, подстилающие кулябскую свиту, условно относимые нами к каранакской свите, слагающей в Вахшской долине верхнюю часть неогенового разреза.

Результаты изучения минералогического состава тяжелых фракций той и другой свиты сведены в табл. 3. Из таблицы видно, что минералы распределяются по четырем группам. Первую группу составляют минералы, среднее содержание которых в отложениях обеих свит постоянно. Сюда входят минералы групп граната и магнетита-ильменита. Вторая группа минералов, среднее содержание которых в каждой из свит меняется незначительно, состоит из гематита-лимонита, рутила, роговой обманки и неопределимых нерудных непрозрачных минералов. Незначительные отличия в среднем содержании минералов заключаются в том, что максимальные содержания окислов железа, нерудных непрозрачных и рутила обычно для хлидолитов, а для роговой обманки более высокое содержание свойственно песчаникам. При этом в более крупнозернистых разностях содержание роговой обманки возрастает, а содержание гематита-лимонита и нерудных непрозрачных увеличивается в более мелкозернистых разностях. Третья группа, состоящая из эпидота, циркона, турмалина и барита, по среднему своему содержанию заметно, а иногда и резко, преобладает в отложениях каранакской свиты, что особенно видно по тяжелым фракциям, извлеченным из глин и хлидолитов. Эпидот, циркон и турмалин в кулябских глинах достигают соответственно 18, 0, 3,0 и 0,5%, а в каранакской свите — 32,0, 6,0 и 3,0%; в кулябских хлидолитах эти же минералы имеются в количестве 31,0, 1,5 и 0,3%, а в каранакских — 30,0, 4,2 и 2,0%. Наконец, в четвертую группу входят минералы, содержащиеся только в отложениях кулябской свиты, к ним относятся ставролит, дистен и целестин. Минералы третьей и четвертой групп являются надежными коррелятивами, по которым отложения кулябской свиты могут выделяться и опознаваться как в обнажениях, так и в скважинах.

Помимо указанных особенностей распределения тяжелых минералов вертикально по разрезу, можно отметить также некоторые харак-

Таблица 2

Разрезы	Среднее содержание минералов по разрезам																
	магнетит-ильменит	гематит-лимонит	пирит	нерудные непрозрачные	эпидот-цистит	гранат	циркон	турмалин	рутил	титанит	титан-соле-ржащие	ставролит	дистен	барит	целестин	роговая обманка	количество анализов
Глины																	
Кудуки	24,3	4,3	11,9	3,6	8,5	5,6	4,6	0,2	0,2	0,2	0,1	—	—	0,3	35,6	0,15	15
Палван-Тугай	56,7	2,0	—	1,4	14,8	10,7	10,8	—	0,4	0,5	—	—	—	2,4	—	—	3
Дандон-Чикан	37,5	23,5	—	3,8	16,6	7,2	1,5	0,1	0,3	0,2	—	—	0,04	6,0	—	3,5	9
Халифа	29,7	9,2	—	3,9	20,5	1,9	1,7	0,5	—	0,1	0,04	—	—	0,4	29,9	2,0	17
Ялгыз-Как	Н е т в р а з р е з е																
Ак-Джар	" " "																
Кара-Бура	" " "																
Кизыл-Тумшук	22,2	7,5	—	6,7	47,2	3,1	2,8	3,0	—	0,9	—	—	—	2,5	—	1,6	3
Кассан-Даг	14,1	9,9	—	5,7	29,7	1,8	3,8	1,6	0,5	—	—	—	—	31,8	—	0,9	4
Среднее содержание по Вахшской долине	29,4	9,8	0,2	3,9	18,2	4,5	3,3	0,53	0,18	0,23	0,04	—	0,0007	4,1	20,4	1,5	51
Алевролиты																	
Кудуки	32,0	3,9	—	3,2	36,9	4,6	3,7	—	0,1	0,1	—	0,2	—	1,3	10,3	3,4	3
Палван-Тугай	43,3	3,8	—	3,7	29,2	7,7	5,9	0,2	0,6	0,2	0,1	0,03	—	3,5	—	1,7	22
Дандон-Чикан	28,1	27,4	—	5,6	8,4	8,4	сл	сл	—	—	—	—	—	21,8	—	—	1
Халифа	42,2	8,3	—	3,3	39,3	2,4	1,6	—	—	—	0,9	—	—	0,5	—	1,1	4
Ялгыз-Как	64,6	4,4	—	2,6	12,2	8,3	5,5	0,5	1,2	0,5	—	—	—	—	—	—	3
Ак-Джар	35,5	8,0	—	3,3	32,0	2,2	0,5	—	—	—	—	—	—	1,6	—	6,5	2
Кара-Бура	47,1	15,7	—	5,2	24,7	0,9	2,8	0,2	—	—	—	—	—	1,7	—	1,3	3
Кизыл-Тумшук	20,1	3,4	—	4,8	59,5	1,7	1,8	0,6	—	—	—	—	—	1,1	—	4,8	2
Кассан-Даг	Н е т в р а з р е з е																
Среднее содержание по Вахшской долине	42,3	6,0	—	3,7	30,8	5,9	4,4	0,2	0,4	0,2	0,1	0,03	—	2,9	—	1,9	40

Разрезы	Среднее содержание минералов по разрезам																
	магнетит-ильменит	гематит-лимонит	пирит	нерудные непрозрачные	эпидот-цоизит	гранат	циркон	турмалин	рутил	титанит	титан-соде-ржашие	ставролит	дистен	барит	целестин	роговая обманка	количество анализов
Песчанки																	
Кудуки						Н	е	т	в	р	а	з	р	е	з	е	
Палван-Тугай	31,2	4,2	—	3,8	39,4	7,6	2,1	0,4	0,2	0,1	0,1	0,06	—	0,6	—	10,0	9
Дандон-Чикан						Н	е	т	в	р	а	з	р	е	з	е	
Халифа	26,6	3,4	—	—	57,3	3,0	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,0	6,3	12
Ялгыз-Как	40,3	0,7	—	1,7	46,1	6,6	0,9	0,6	0,4	—	—	0,7	—	0,2	—	1,5	3
Ак-Джар	33,3	10,0	—	5,6	37,5	2,0	1,1	0,07	—	—	—	—	—	0,2	—	10,1	6
Кара-Бура	48,7	12,6	—	3,6	16,5	5,8	1,9	—	—	—	—	—	—	3,6	—	6,6	1
Кизыл-Тумшук	19,3	7,5	—	2,8	54,9	1,1	1,0	0,4	—	—	—	—	—	0,5	0,1	12,5	4
Кассан-Даг	29,5	5,5	—	4,5	38,2	1,1	2,7	0,7	0,2	—	—	—	—	0,8	—	16,5	2
Среднее содержание по Вахшской долине	30,0	5,3	—	3,2	46,5	4,0	1,1	0,24	0,1	0,02	0,02	0,2	—	0,5	0,33	8,7	37
Хлидолиты																	
Кудуки	15,7	2,3	—	3,8	20,7	3,3	1,4	0,03	0,1	—	0,07	0,07	—	—	50,8	1,5	13
Палван-Тугай	32,1	4,6	—	3,9	43,7	8,5	3,4	0,4	0,8	0,4	—	—	—	0,4	—	1,1	4
Дандон-Чикан	44,2	22,5	—	3,5	15,7	5,6	0,9	сл	0,08	0,1	0,1	0,1	—	7,0	—	0,6	11
Халифа	28,4	10,6	—	2,2	41,4	2,9	1,4	0,3	—	—	—	—	—	9,6	1,0	3,0	12
Ялгыз-Как						Н	е	т	в	р	а	з	р	е	з	е	
Ак-Джар	12,2	8,7	—	2,7	68,0	0,7	—	0,7	—	—	—	—	—	1,2	—	5,5	1
Кара-Бура	21,7	6,5	—	2,6	58,6	1,0	1,1	1,1	—	—	—	—	—	0,3	—	7,0	4
Кизыл-Тумшук	24,4	8,3	—	4,4	47,8	1,5	2,2	0,7	0,2	0,2	—	—	—	0,6	0,2	8,3	6
Кассан-Даг	38,4	7,1	—	7,5	22,4	3,8	5,4	1,7	—	—	—	—	—	5,5	—	8,2	1
Среднее содержание по Вахшской долине	27,9	10,5	—	3,6	31,4	3,8	1,6	0,3	0,14	0,1	0,05	0,06	—	2,7	15,4	2,4	52

Таблица 3

Минералы	Содержание минералов в %							
	Кулябская свита				Каранакская свита			
	глина	алевро-лит	песчаник	хлидо-лит	глина	алевро-лит	песчаник	хлидо-лит
Магнетит-ильменит	29,4	42,3	30,0	27,9	28,5	26,2	36,0	30,3
Гематит-лимонит	9,8	6,0	5,3	10,5	13,1	19,4	5,2	14,5
Нерудные непрозрачные	3,9	3,7	3,2	3,6	5,0	8,0	5,4	3,7
Эпидот-цоизит	18,2	30,8	46,5	31,4	32,1	33,3	33,8	30,0
Гранат	4,5	5,9	4,0	3,8	4,8	4,9	4,8	3,6
Циркон	3,3	4,4	1,1	1,6	5,9	2,6	1,3	4,2
Турмалин	0,53	0,2	0,24	0,3	3,3	5,3	0,8	2,0
Рутил	0,18	0,4	0,1	0,14	0,2	—	—	0,8
Титанит	0,23	0,2	0,02	0,1	0,03	—	0,5	0,2
Титан-содержащие	0,04	0,1	0,02	0,05	—	—	—	—
Брукит	—	—	—	—	0,5	—	—	0,5
Ставролит	—	0,03	0,2	0,06	—	—	—	—
Дистен	0,007	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	1,7	—	0,8	2,0
Барит	4,1	2,9	0,5	2,7	1,6	0,3	1,8	3,0
Целестин	20,4	—	0,33	15,4	—	—	—	—
Роговая обманка	1,5	1,9	8,7	2,4	1,6	—	9,5	3,6
Количество анализов	51	40	37	52	6	18	20	14

терные черты распространения этих минералов и по площади. Так, в отложениях кулябской свиты наблюдается следующая закономерность в распределении тяжелых минералов по площади. С севера на юг увеличивается содержание эпидота, роговой обманки и турмалина, но уменьшается количество граната. Так, в разрезе Кудуки эпидот содержится в количестве 20,7% (содержание берется по хлидолитам), южнее, в разрезе Халифа, эпидот содержится уже в количестве 41,4%, а в разрезе Кара-Бура содержание эпидота достигает 58,6%. Роговая обманка в разрезе Кудуки содержится в количестве 1,5%, в разрезе Халифа — 3,0%, а в разрезе Кара-Бура — 7,0%. Турмалин в разрезе Кудуки содержится в количестве 0,03%, в разрезе Халифа — 0,3 и в разрезе Кара-Бура — 1,1%. Такая же картина наблюдается по остальным типам пород. Совсем противоположно ведет себя гранат. В северном разрезе Кудуки наблюдается максимальное его содержание (3,3%), по направлению к югу оно снижается (до 1,0% в разрезе Кара-Бура).

В целом, несмотря на указанные различия среди тяжелых минералов, в изучаемых отложениях постоянно преобладают магнетит-ильменит, эпидот и гранат. Следовательно, можно считать, что отложения кулябской и каранакской свит относятся к магнетито-эпидото-гранатовой терригенно-минералогической провинции. В пределах Вахшской долины, как было уже отмечено, выделяется два участка с несколькими различными комплексами тяжелых минералов: северный, где в большом количестве распространен целестин, и южный, своеобразие которого определяется широким распространением эпидота, роговой обманки и турмалина.

Неравномерное распределение некоторых минералов тяжелой фракции на территории Вахшской долины обусловлено, скорее всего, поступлением обломочного материала из различных источников — местного и удаленного, что сказалось на характере распределения минералов.

Анализ вещественного состава отложений кулябской свиты и верхов неогена приводит к выводу о том, что один поток обломочного мате-

риала, вероятно, шел с Каратегина, хребта Петра Первого и Северного Дарваза. Другая область питания располагалась рядом и представляла собою окружающие долину поднятия, с которых и сносился местный материал, переотлагаясь из отложений неогена, палеогена и мела.

В. С. БОБОЕВА, К. В. БАБКОВ

**МУҚОИСАШАВАНДАҲОИ МИНЕРАЛОГИИ ТАҲНИШИНҲОИ
ҚАБАТҲОИ ҚУЛОБИ ВОДИИ ВАХШ**

Дар водии Вахш ду райони шимолӣ ва ҷанубӣ бо минералҳои худ хоси худ ҷудо мешавад. Муаллиф қайд мекунад, ки минералҳои ин ду район аз вилоятҳои ҷудогона оварда шудаанд.

характеризующуюся илиским фаунистическим комплексом, и верхнюю, содержащую остатки фауны и флоры кошкурганского комплекса (Лоскутов, Меламед, Рафиев, Трофимов, Чедия, 1965). Такой вывод может оказаться преждевременным, так как фаунистических данных для его обоснования еще мало.

На территории Юго-Западного Таджикистана кулябские отложения развиты в пределах речных долин и предгорий хребтов, которые в общих чертах совпадают с современными. Анализ распространения фаций и вещественного состава осадков позволяет считать, что в пределах депрессии они представляют комплекс континентальных отложений, обычный для межгорных впадин.

Как по составу, так и по генезису кулябские отложения не отличаются большим разнообразием. В основном они представлены дислоцированными напластованиями аллювиального и пролювиального происхождения, местами имеются делювиальные и, проблематично, озерные отложения.

На территории Юго-Западного Таджикистана можно выделить несколько зон распространения кулябских отложений, совпадающих с крупными современными речными долинами, — Яхсуйская, Вахшская и Кафирниганская зоны. В пределах указанных зон распространение аллювиальных пород кулябского возраста ограничено отдельными возвышенностями, выделяющимися в виде пологих гряд среди террасированных современных наносов рек. В направлении от центральной части долин к предгорьям древний кулябский аллювий начинает переслаиваться с пролювиальными отложениями, которые, увеличиваясь в мощности, у самых хребтов полностью замещают аллювиальные отложения.

Для выяснения особенностей минералогического состава, проводившегося для кулябских отложений впервые, был изучен состав минералов легкой и тяжелой фракций при помощи иммерсионного метода и прослежено распределение минералов по каждому разрезу и по площади. Кроме того, в тех немногочисленных случаях, когда встречались прослои карбонатных пород, были изготовлены шлифы и произведен их химический анализ. Крупные фракции пород изучались под бинокулярным микроскопом с целью определения формы и степени окатанности слагающих их обломков.

Гранулометрический состав

Результаты гранулометрического анализа изображены в виде треугольников (рис. 2, 3) (Пустовалов, Кашкай и др., 1944), кумулятивных кривых (Саваренский, 1935), по которым вычислены коэффициенты отсортированности, несимметричности и медианный диаметр зерен. Поскольку треугольник ограничивает изображение гранулометрического состава тремя составляющими (глина, алевролит, песчаник), фракция $> 1,0$ мм оказывается вне изображения. Для сопоставления минералогического состава отложений различных разрезов, где кулябская свита представлена преимущественно конгломератами, для минералогического анализа отбирались образцы из цементирующей массы.

Значительную роль в отложениях кулябской свиты играют двух- и трехкомпонентные породы, такие, как глинистые алевролиты, алевролитовые глины, песчано-алевритовые глины, глинисто-алевритовые песчаники и т. д. Довольно большой процент составляют смешанные породы (хлидолиты) как глинистые, так алевролитовые и песчаные. Присутствуют и чистые хлидолиты, в которых ни одна из фракций не превышает 40%. Точки в диаграмме гранулометрического состава образуют непре-

рывную линию — глина-алевролит-песчаник. На линии же песчаник-глина образцы почти совершенно отсутствуют. Такая картина не случайна и совпадает с результатами подобных построений других авторов (Яхнин, 1961; Айзенштадт, 1951). Отсортированные породы с содержанием одной из фракций более 80% составляют небольшую часть общей массы осадков, причем они концентрируются в отдельных разрезах.

Группа песчаных пород.

Слабо сцементированные, рыхлые песчаники играют в отложениях кулябской свиты заметную роль. В отдельных разрезах они образуют толщи до 47 м (Халифа, Кизыл-Тумшук). Обычно песчаники содержат линзы и прослои конгломератов, включения гальки. В некоторых разрезах, таких, как Кудуки, Дандон-Чикан, почти совсем нет песчаников или они образуют очень тонкие прослои.

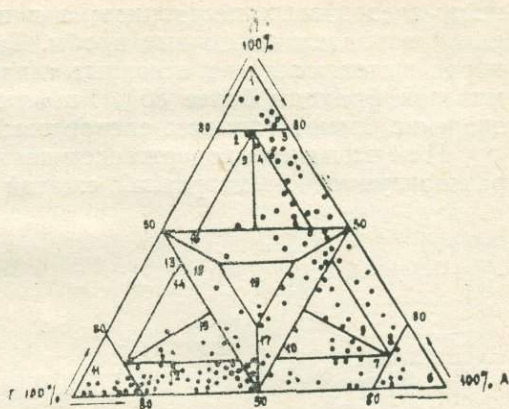


Рис. 2. Диаграмма гранулометрического состава кулябских отложений Вахшской зоны: 1 — песчаник; 2 — глинистый песчаник; 3 — алевритовый песчаник; 4 — глинисто-алевритовый песчаник; 5 — алевритово-глинистый песчаник; 6 — алевролит; 7 — глинистый алевролит; 8 — песчаный алевролит; 9 — глинисто-песчаный алевролит; 10 — песчано-глинистый алевролит; 11 — глина; 12 — алевритовая глина; 13 — песчаная глина; 14 — алеврито-песчаная глина; 15 — песчано-алевритовая глина; 16 — песчаный хлидолит; 17 — алевритовый хлидолит; 18 — глинистый хлидолит; 19 — хлидолит. Условные обозначения: П — песок; Г — глина; А — алевролит.

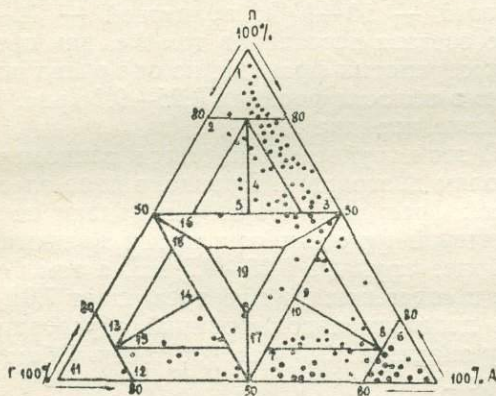


Рис. 3. Диаграмма гранулометрического состава кулябских отложений Кафирнигадской и Яхсейской зон. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

случаях фракции находятся в приблизительно равных количествах. Примесь фракций больше 0,5 мм не превышает 3—5%. Широкое распространение в песчаниках частиц подчиненных фракций отражается на диаграмме в том, что точки образцов концентрируются в поле алевритовых песчаников. Небольшое количество образцов попадает в поле гли-

Гранулометрический анализ песчаников показывает наличие большого количества образцов с абсолютным (более 80%) преобладанием псаммитовой фракции (см. рис. 2, 3). Содержание глинистой и алевритовой фракций в песчаных породах колеблется в пределах 10—49%, причем чаще всего преобладает последняя. Состав псаммитовой фракции самый разнообразный. В одних пробах преобладает фракция 0,25 — 0,1 мм и составляет до 61%, в других, что значительно реже, — фракция 0,25 — 0,5 мм, содержание которой достигает 63%, а во многих

глинисто-алевритовых песчаников; а в поле алевритово-глинистых песчаников попадают единичные пробы. Таким образом, в группе песчаных пород выделяются два основных типа: песчаники с содержанием псаммитовой фракции более 80% и алевритовые песчаники; подчиненное значение имеют глинисто-алевритовые песчаники.

Песчаники с содержанием псаммитовой фракции более 80% характеризуются симметричной сжатой кривой распределения материала по фракциям с максимумом в области фракции 0,25 мм (рис. 4, а). Эти песчаники имеют коэффициент сортировки 2,3—2,6.

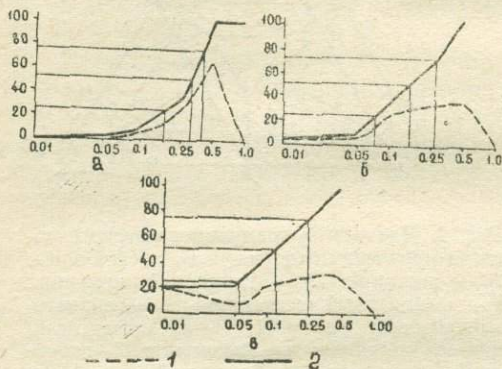


Рис. 4. Кривые гранулометрического состава песчаных пород: а—песчаники; б—алевритовые песчаники; в—глинисто-алевритовые песчаники; 1—кривая распределения материала по фракциям; 2—кумулятивная кривая.

Алеури́товые песчаники состоят из 50—80% псаммитовой фракции, 20—50% — алевритовой и 0—10% — пелитовой. Практически в наших образцах такие песчаники содержат алевритовой фракции от 16 до 43%, пелитовой — от 1 до 10%. Они характеризуются уже несколько другим типом кривой: максимум в области фракции 0,25 мм выражен достаточно четко, но сама кривая становится асимметричной и растянута в сторону тонкозернистых фракций (рис. 4, б). Коэффициент сортировки алевритовых песчаников понижается и имеет значения порядка 3,6—3,7.

Глинисто-алевритовые песчаники содержат псаммитовой фракции 50—80%, алевритовой — 10—40%, пелитовой — 10—25%. Кривая гранулометрического состава песчаников так же, как предыдущая, вытянута в сторону тонкозернистых фракций, но она очень полого и максимум выражен не резко в области фракции 0,25—0,1 (рис. 4, в). Коэффициент сортировки еще ниже, порядка 4,8.

Группа алевритовых пород. В этой группе наблюдается равномерное распределение по всем пяти полям диаграммы. Правда, в поле алевролитов с содержанием алевритовой фракции более 80% попадают почти целые разрезы. Среди псаммитовой фракции основными являются частицы размером 0,1—0,25 мм, более крупные 0,25—0,5 мм, а тем более 0,5—1,0 мм встречаются реже и содержание их не превышает 7,0%. Различные сочетания основной и дополнительной фракций обуславливают при нанесении на диаграмму значительный разброс точек. Общая картина получается довольно пестрой.

Алеури́толы с содержанием преобладающей фракции более 80%, как указывалось выше, фиксируются по отдельным разрезам. В Вахшской долине — это разрезы Палван-Тугай, в Кафирниганской — Сулдуз. Отдельные образцы встречаются в разрезах Ялгыз-Как, Кара-Бура и Ходжа-Казнан. Содержание псаммитовой фракции измеряется в пределах 0—13%, пелитовой — 6—16%. Гранулометрическая кривая алеури́толов симметрична и имеет ясный максимум в области фракции 0,1—0,01 мм (рис. 5, а). Коэффициент сортировки порядка 3,7.

Глинисто-песчаные алеури́толы состоят из 50—80% алевритовой фракции, 40—10% — песчаной и 25—10% — глинистой.

Фактически в наших образцах алевритовая фракция содержится в количестве от 51 до 64%, песчаная — 20—37% и глинистая — от 12 до 20%. Кривая гранулометрического состава имеет максимум в том же пределе, что и предыдущий тип, но она более вытянута в сторону крупнозернистых фракций с небольшим отклонением на отдельных отрезках (рис. 5, б). Коэффициент сортировки этого типа пород порядка 5,0.

Песчано-глинистые алевролиты содержат фактически алевритовой фракции 51—72%, глинистой — 16—30% и песчаной — 12—19%. В эту группу входит небольшое количество пород. Кривая гранулометрического состава имеет максимум в интервале 0,1—0,01 мм и второй, но менее выраженный, — в интервале 0,1—0,5 мм (рис. 5, в). Коэффициент сортировки песчано-глинистых алевролитов колеблется в пределах 6,2—8.

Песчаные алевролиты равномерно распределены в поле этого типа пород. Алевритовые частицы составляют 51—78%, псаммитовые 19—48%, глинистые—3—10%. Гранулометрическая кривая песчаных алевролитов двухвершинная, одна из вершин расположена в интервале 0,1 — 0,5 мм, но первая выражена резко (рис. 5, г). Коэффициент сортировки достигает величин порядка 4,0—6,0.

Глинистые алевролиты содержат алевритовых частиц 50 — 76%, псаммитовых — от 0 до 9%, глинистых — от 18 до 45%. Точки расположены в поле равномерно. Кривая гранулометрического состава имеет коробчатую форму с выпуклостью в интервале глинистой и алевритовой фракций и вытянута в сторону крупнозернистых фракций (рис. 5, д). Коэффициент сортировки имеет значения 4,5—5,5.

Группа глинистых пород. Глинистые породы в кулябской свите концентрируются в основном в поле алевритовых глин. Развиты они преимущественно в Вахшской долине, но не образуют мощных пластов, а залегают, чередуясь с алевролитами и смешанными породами. В разрезах долины Кафирнигана глины образуют очень тонкие прослои. Это накладывает отпечаток на гранулометрический состав их. Пелитовая фракция имеет минимальное преимущество, составляя немногим более 50% (55—56 до 65%). В глинах определялось содержание алевритовой и псаммитовой фракций, а состав самой пелитовой фракции не исследовался. Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы о гранулометрическом составе глин и классифицировать их по той же системе, что и песчано-алеволитовые породы.

Состав глинистых пород гораздо однообразнее, чем песчано-алеволитовых. Точки в основном концентрируются в поле алевритовых глин,

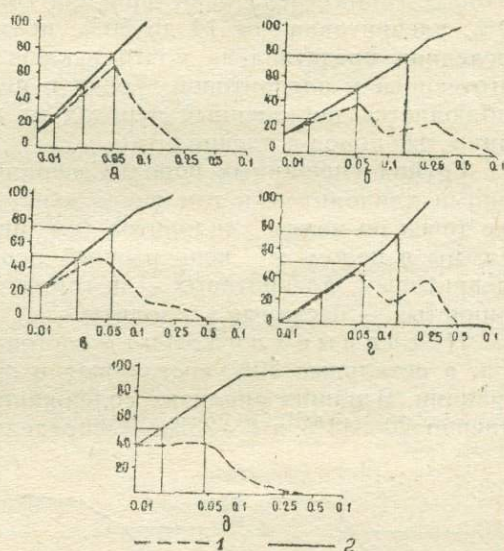


Рис. 5. Кривые гранулометрического состава алевритовых пород: а—алеволиты; б—глинисто-песчаные алевролиты; в—песчано-глинистые алевролиты; г—песчаные алевролиты; д—глинистые алевролиты; 1 и 2—то же, что и на рис. 4.

и лишь отдельные анализы размещаются в полях глин и песчано-алевроитовых глин. Таким образом, наибольшим количеством разностей обладают алевролиты, а глины и песчаники в этом отношении равны.

Глины с содержанием пелитовой фракции более 80% наблюдаются только в разрезах Кизыл-Тумшук и Халифа. Фактически в них пелитовая фракция достигает 99% и варьирует в пределах от 80 до 99%. Псаммитовая фракция содержится в количестве от 0 до 10%, алевроитовая — от 1 до 17%. Коэффициент сортировки высокий — 1,4—1,5.

Алевроитовые глины содержат пелитовой фракции 50—80%, алевроитовой — 10—50%, псаммитовой — 0—10%. Фактически в алевроитовых глинах пелитовая фракция содержится в количестве от 50 до 80%, алевроитовая — от 14 до 50%, псаммитовая — от 0 до 10%, причем последняя представлена почти исключительно фракцией 0,25—0,1 мм, тяготеющей к алевроитовой. Точки в поле распределяются равномерно, наблюдается постепенный переход от алевроитовых глин и смешанных глинистых пород к алевролитам.

Группа смешанных пород. Смешанные породы представлены всеми типами хлидолитов, в том числе «чистых». Интересно, что распределение точек по полям хлидолитов (см. рис. 2, 3) повторяет картину диаграммы в целом, т.е. непрерывный переход от песчаных хлидолитов к алевроитовым, алевроитовых — к глинистым, но отсутствие его на линии глинистые — песчаные хлидолиты.

Песчаные хлидолиты состоят из 40—50% псаммитовой фракции, а остальные 50% составляют в сумме алевроитовая и пелитовая фракции. В наших анализах содержание последних составляет соответственно 20—44% и 8—23%. Распределение точек в поле песчаных хли-

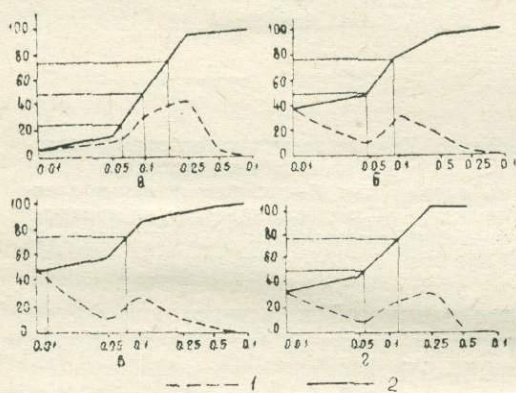


Рис. 6. Кривые гранулометрического состава смешанных пород: а—песчаные хлидолиты; б—алевроитовые хлидолиты; в—глинистые хлидолиты; г—хлидолиты; 1 и 2—то же, что и на рис. 4.

долитов неравномерно. Точки анализов тяготеют, в основном, к правой части поля песчаных хлидолитов, соответствующей породам с преобладанием алевроитовых частиц над пелитовыми. Следовательно, среди этого типа смешанных пород алевроитово-песчаные разности преобладают над глинисто-песчаными. Кривые гранулометрического состава песчаных хлидолитов (рис. 6, а) близки к кривым алевроитово-глинистых и глинисто-алевроитовых песчаников. Смешанные породы, в которых среди подчиненных фракций преобладает алевроитовая, харак-

теризуются асимметричной пологой и широкой кривой с максимумом в области фракции 0,25—0,1 мм. Коэффициент сортировки песчаных хлидолитов варьирует в пределах 8—13%, иногда повышаясь до 2,7 в образцах, состоящих преимущественно из алевроитовой и псаммитовой фракций с небольшим преобладанием последней. Пелитовая фракция в таких образцах составляет не более 10%. В образцах со значительной долей пелитовой фракции, а следовательно, с более низким, чем в предыдущем случае, содержанием алевроитовой, кривая оказывается двух-

вершинной с двумя максимумами: один — в области фракции 0,05—0,1 мм и второй, менее ясный, — в области фракции 0,25—0,5 мм.

Алевритовые хлидолиты содержат алевритовой фракции 40—50%, остальные 50% составляют псаммитовая и пелитовая фракции. На диаграмме точки в поле алевритовых хлидолитов распределены равномерно. В имеющихся анализах подчиненные фракции колеблются в пределах соответственно 8—45% и 8—44%. Кривые распределения материала в таких породах двухвершинные (рис. 6, б). Для пород, в которых среди подчиненных фракций преобладает псаммитовая, второй максимум (первый всегда расположен в интервале алевритовой фракции) приходится на интервал псаммитовой фракции, в случае преобладания пелитовой фракции второй максимум расположен в области пелитовой фракции. Коэффициент сортировки колеблется в пределах 8—10. В образцах, представленных преимущественно двумя фракциями (алеvритовой и псаммитовой с незначительной примесью пелитового материала), коэффициент сортировки повышается до 2,7.

Глинистые хлидолиты содержат пелитовой фракции 40—50%, алевритовой и псаммитовой — в сумме 50%. Кривые распределения материала (рис. 6, в) имеют максимум в области пелитовой фракции. Они вытянуты в сторону крупнозернистых фракций. При явном преобладании одной из подчиненных фракций имеют второй максимум в области преобладающей фракции. На диаграмме (см. рис. 2, 3) точки тяготеют к правой нижней половине поля и совершенно отсутствуют в левой верхней.

Хлидолиты в кулябских отложениях встречаются редко и приурочены к отдельным разрезам. На диаграмме точки расположены в центральной части поля. Они представляют собою наименее отсортированные породы и характеризуются наиболее низким коэффициентом сортировки — порядка 14—15. Кривые распределения материала (рис. 6, г) имеют ассиметричную форму с пологой растянутой и уплощенной вершиной с ундуляцией в области алевритовой фракции то на отрезке 0,01—0,05 мм, то на отрезке 0,05—0,1 мм в зависимости от того, какая из ее составляющих преобладает. В области песчаной фракции такая картина не наблюдается, так как здесь всегда преобладает одна фракция — 0,1—0,25 мм.

Рассматривая результаты гранулометрических анализов пород кулябской свиты, необходимо подчеркнуть их очень пестрый состав, обусловленный развитием двух- и трехкомпонентных, а также смешанных пород — хлидолитов. Указанные породы резко преобладают над отсортированными, содержащими более 80% преобладающей фракции. Некоторые из этих пород встречаются редко и значение их невелико. Такие же, как алевритовые песчаники, алевритовые глины, глинистые алевриты, алевритовые хлидолиты и т.д., играют решающую роль. Кроме того, мы не привели здесь описания грубообломочных пролювиальных пород, в которых обломки местных пород достигают 0,5 м и даже 1,0 м в поперечнике (разрез Кудуки, Халифа, Даштако), часто они служат примесью в аллювиальных отложениях. Такой пестрый состав отложений, преобладание неотсортированных пород свидетельствует о формировании данных отложений в эпоху интенсивных тектонических движений, когда сносимый материал не успевал сортироваться и отлагался вблизи источников сноса. Отложению неотсортированных пород способствовала примесь пролювиального материала, сносимого с близко расположенных хребтов временными потоками. Почти повсеместно мы наблюдаем картину чередования, а особенно — частого переплетения отложений аллювиального и пролювиального происхождения.

Как уже отмечалось, кулябские отложения развиты преимущественно в бассейнах основных древних и современных рек Таджикской депрессии. Крайняя бедность органическими остатками, значительная примесь пролювиального материала местного происхождения очень затрудняют сопоставление отложений кулябской свиты по всей площади депрессии. Поэтому минералогическая характеристика отложений будет дана по зонам.

Яхсуйская зона

В Яхсуйской зоне установлено два типа разрезов кулябской свиты. Первый распространен в районе соляных куполов, где свита имеет двучленное строение. Верхняя часть представлена гипсами пролювиального происхождения, нижняя — терригенными аллювиальными образованиями. Второй тип разрезов развит в бассейнах рек Кизыл-су, Таир-су, Тира, Оби-Мазар, здесь кулябская свита сложена аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями (рис. 7).

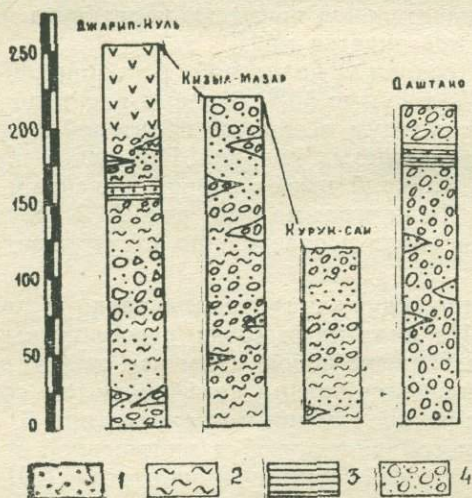


Рис. 7. Схема сопоставления кулябских отложений Яхсуйской зоны: Курук-Сай—описание И. Ф. Коломыченко, Г. Салибаева: 1—песчаник; 2—алевролит; 3—глина; 4—конгломерат.

Второй тип разрезов развит в бассейнах рек Кизыл-су, Таир-су, Тира, Оби-Мазар, здесь кулябская свита сложена аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями (рис. 7).

Наиболее полный разрез первого типа изучен нами на западном склоне Джарипкульской гряды. Этот разрез послужил стратотипом при выделении Б. А. Борнеманом кулябской свиты. К сожалению, со времен исследований Б. А. Борнемана разрез этот никем не описывался и не детализировался. Мощность нижней аллювиальной толщи оказалась равной 196,0 м, а не 50—60, как указывается Б. А. Борнеманом (Борнеман, Губин, Луппов, Овчинников, Чихаев, 1935). Мощность верхней гипсовой

толщи около 60 м. Нижняя аллювиальная толща представлена песчано-конгломератовыми отложениями с прослоями алевролитов, причем выделяется в них три пачки (снизу вверх): песчано-гравелитовая, конгломератовая с преобладанием местной гальки из меловых и третичных пород и конгломератово-алевролитовая с редкими прослоями песчаников. Терригенная толща кулябской свиты залегает с резким угловым несогласием на песчаниках Тавильдаринской свиты. Последние имеют юго-восточное падение с углом 75° , тогда как угол падения кулябских отложений составляет 16° .

Нижняя песчано-гравелитовая пачка кулябской свиты представлена песчаниками зеленовато-серыми с прослоями и линзами гравелитов. Гравелиты серые, состоят из гальки темных эффузивных и осадочных пород. Средняя пачка представлена конгломератами брекчиевидными из гальки преимущественно карбонатных пород, реже встречаются обломки песчаных и эффузивных пород. В нижней части пачки залегают алевролиты с прослоями гравелитов и отдельными валунами карбонатных пород. Верхняя, конгломератово-алевролитовая пачка, сложена бурокрасными алевролитами с прослоями конгломератов из обломков бухар-

ских, алайских известняков и редко из обломков кирпично-красных песчаников. На размытой кровле алевролитов верхней пачки залегают гипсы верхней части кулябской свиты. Гипсы представляют собой слоистую толщу, обусловленную чередованием тонких слоев, состоящих из обломков гипса и бурых, и зеленовато-сиреневых глин. Встречаются глыбы слоистого гипса, в которых, а также и между которыми имеются обломки известняков. К югу от кишл. Джарип-Куль кулябские отложения погружаются, и у кишл. Саманчи на протяжении 13 км обнажаются только обломочные гипсы верхней части свиты.

В минералогическом отношении состав терригенной толщи кулябской свиты однообразен. Он представлен рудными минералами, в основном магнетитом и ильменитом, и в меньшей степени гематитом, акцессорными минералами (гранат, циркон, турмалин, рутил, титанит, ставролит), а также эпидотом и роговой обманкой. Наиболее богата тяжелыми минералами нижняя песчано-гравелитовая пачка. По сравнению вышележащей толщей здесь наблюдается повышенное содержание тяжелой фракции, оно достигает 8,4%, а в среднем 2—3%. В значительном количестве содержатся такие минералы, как эпидот, гранат, ставролит, роговая обманка. Рудные минералы, наоборот, содержатся в меньшем количестве, чем в средней пачке. Содержание нерудных минералов по разрезу в среднем небольшое и постоянное. Среди других минералов отмечаются эпидот и роговая обманка. Эпидот изменен и часто представляет продукт ссоритизации полевых шпатов. Роговая обманка обыкновенная, содержание ее колеблется в пределах 9—25%. Гранат в породах нижней пачки содержится гораздо в большем количестве, чем в средней. Количество его достигает 27,5%, а в среднем колеблется в пределах 10—22,5%. Содержание циркона постоянно по всему разрезу. Ставролит отмечается в отдельных образцах, но в нижней пачке он встречается часто, а в средней отсутствует совсем. В отдельных образцах нижней и верхней пачек отмечается титанит, а в средней пачке — титансодержащие. Таким образом, минералогический состав терригенной толщи разреза Джарип-Куль качественно однообразен, но распределение минералов по разрезу подтверждает расчленение свиты по литологическим признакам на три пачки.

Более широко распространен второй тип разрезов кулябских отложений. Наиболее полный разрез изучен у поселка Кызыл-Мазар, где кулябские отложения с резким угловым несогласием залегают на неровной поверхности хингоуской свиты и верхних слоях палеогена. В разрезе Кызыл-Мазара выделяются две пачки пород: нижняя — алевролитовая (30,0 м) и верхняя — песчано-конгломератовая (188,0 м).

Минералогический состав алевролитов беден. В основном он представлен рудными минералами (75—76%), цирконом, титансодержащими. По сравнению с верхней пачкой здесь резко сокращается содержание эпидота и роговой обманки, несколько уменьшается количество граната, а такие минералы, как титанит, ставролит, турмалин, исчезают совсем. Верхняя, песчано-конгломератовая толща, отличается от нижней большим разнообразием минералов и их количеством. Основную массу тяжелой фракции составляют рудные минералы, а среди них — ильменит с магнетитом. Кривая содержания тяжелой фракции по разрезу дифференцирована — достигает максимума (2,0—8,0%) на участках, сложенных песчаниками, и резко снижается, почти до нуля, на участках, сложенных алевролитами.

Кривые содержания легких минералов не позволяют наметить границы между верхней и нижней пачками, как впрочем и в разрезах района Джарип-Куль. Содержание кварца почти постоянно по всему разре-

зу и подчинено содержанию полевых шпатов. Основная масса фракции — полевые шпаты, хлоритовые и серицитовые агрегаты. Полевые шпаты сильно хлоритизированы и пелитизированы, в единичных образцах чистые преобладают над измененными.

Сопоставление минералогического состава разрезов обоих типов приводит к выводу о том, что терригенные отложения кулябской свиты Кызыл-Мазара являются аналогом нижней части свиты Джарипкульского района.

Обособленными пятнами распространены в Яхсуйской зоне отложения килимбинской и даштакинской свит по-видимому, разновозрастных с кулябской. По В. И. Попову, килимбинская свита слагает плато Килимба в долине р. Сары-Об и представляет собою галечные ледниково-речные образования мощностью до 400—500 м. Залегает свита с угловым несогласием на более древних неогеновых конгломератах под $\angle 15-20^\circ$, до 50° и даже до 70° . К сожалению, нам не удалось описать разрез на указанном плато, а потому мы не приводим минералогического состава килимбинской свиты.

Даштакинская свита слагает плато Даштако на водоразделе между р. Бомовле и Сафет-Дара. Нами изучен разрез этой свиты по саю между кишлаками Бонизак и Кателяк, на правом берегу р. Дандушкан. Свита здесь представлена тремя пачками общей мощностью 210,0 м. Нижняя, конгломератовая пачка (171 м), сложена конгломератом крупнозернистым, по составу аналогичным подстилающим конгломератам каранакской свиты; в его составе много гранитов, диоритов, но есть и осадочные породы — песчаники и известняки. Пачка эта в данном сая залегает на каранакской свите без видимого углового несогласия, слой постепенно выколаживается от 10° в каранакской свите до $4-5^\circ$ в даштакинской, средняя пачка (12,0 м) сложена глинами палевыми с прослоями известняков. Глина пронизана белыми тонкими прожилками и имеет вид почвенного слоя. На шестом метре от подошвы пачки залегает известняк (0,4 м) светло-серый, сильно пористый, кавернозный. Известняк подстилается породой, по плотности переходной от известняка к глинам. На 8-м метре от подошвы глин встречен еще прослой известняка, но уже очень плотного, кремнистого, лишь местами кавернозного. Выше залегают снова глины, подобные нижележащим, с двумя прослоями известняков, нижний из которых кавернозный и трещиноватый, а верхний плотный. Из известняков были изготовлены шлифы и произведены химические анализы. Последние показали, что все они состоят из кальцита с очень незначительной примесью доломита. Шлифы же обнаружили присутствие в них строматолитовых водораслей, что указывает на их озерное происхождение.

Верхняя пачка сложена конгломератами, подобными конгломератам нижней пачки. В составе их галька гранитов, диоритов, в меньшем количестве галька фиолетовых песчаников.

Минералогический состав даштакинских отложений крайне беден. В нижней пачке он на 60—80% представлен эпидотом сильно измененным почти без свежих зерен, остальную часть фракции составляют рудные минералы, непрозрачные нерудные и роговая обманка, которая содержится в количестве 2—5%. Отмечаются единичные зерна устойчивых минералов. Выше по разрезу количество эпидота снижается за счет увеличения рудных минералов, особенно гематита.

Характер относительного залегания даштакинских и верхнеэоценовых отложений позволяет предположить, что первые могут являться продолжением каранакской свиты или же полизакской свитой.

Вахшская зона

Очень широко распространены отложения кулябской свиты в пределах Вахшской зоны, где они установлены как в центральной ее части, так и на периферии. На левобережье эти образования приурочены к возвышенностям Кичик-Уртабоз, Кара-Бура, Кизыл-Тумшук, Кичик-Бель и Кара-Дум. На правобережье они распространены вдоль предгорий хребтов Северного и Южного Арук-Тау и Қыз-Имчек, слагая возвышенный правый берег. Мощность свиты в разных местах различна (рис. 8), мак-

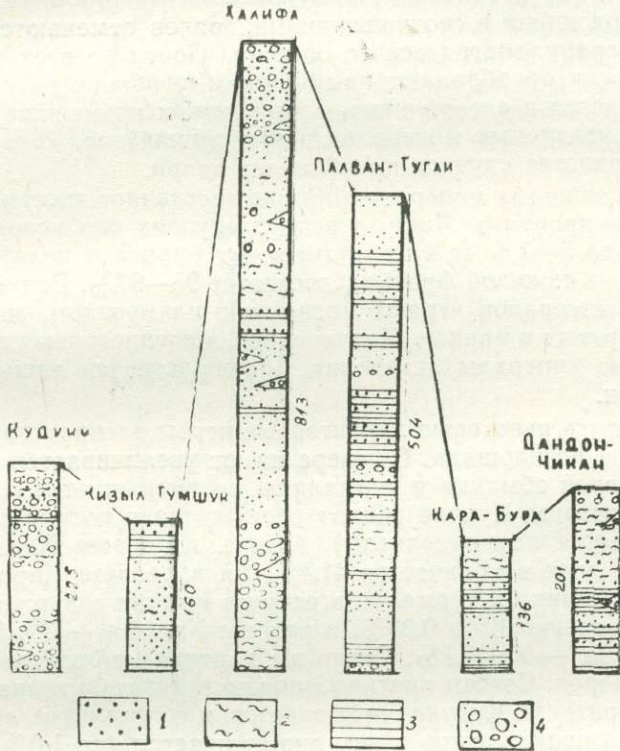


Рис. 8 Схема сопоставления кулябских отложений Вахшской зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 7.

симальной величины она достигает в разрезе Халифа (820 м). В центральной части Вахшской долины свита представлена обычно аллювиальным материалом, в направлении к окружающим ее хребтам аллювий переслаивается с пролювием и у самых хребтов полностью вытесняется последним. Практически, чисто аллювиальные разрезы почти отсутствуют. Основная часть их представлена чередованием аллювия с пролювием (особенно наглядный пример этому — разрез Халифа). К чисто пролювиальным разрезам можно отнести разрез Дандон-Чикан. Большая примесь пролювиального карбонатного материала, в основном из верхнего мела и палеогена, создает высокую карбонатность кулябских пород, составляющую в среднем 25—27%, а в отдельных образцах доходящую до 57—67%, причем такая высокая карбонатность присуща всем типам пород.

Минералогический состав легкой фракции дает основание отнести эти отложения к породам промежуточного типа между олигомиктовыми и полимиктовыми с разновидностями, более тяготеющими к первому типу. Среди минералов легкой фракции резко преобладают кварц и полевые шпаты, составляющие до 90%. Остальная часть фракции, составляющая 10—30%, представлена хлоритовыми и серицитовыми агрегатами и обломками пород (помимо обломков карбонатных пород, о которых упоминалось выше). Хлоритовые и серицитовые агрегаты в большей своей массе представляют собою продукты изменения полевых шпатов. Надо полагать, что количество полевых шпатов первоначально было несколько большим. Каких-либо качественных и количественных изменений легкой фракции в изученных отложениях по вертикали не происходит. Некоторые различия в соотношении минералов отмечаются в породах различного гранулометрического состава. Почти во всех типах пород полевые шпаты преобладают над кварцем, особенно резкое преобладание наблюдается в алевролитах, в песчанках их меньше, а в глинах содержание указанных минералов почти одинаковое. Только в хлелолитах в большинстве случаев преобладает кварц.

Содержание тяжелых минералов обычно составляет десятые и очень часто сотые доли процента. Лишь в редких случаях оно возрастает до 2,0—2,5 и даже до 5—7% за счет аутигенных барита и целестина, количество которых в тяжелой фракции достигает 95—97%. Ведущую роль среди тяжелых минералов играют магнетит с ильменитом, эпидот, роговая обманка, гранат и циркон. Подчиненное значение имеют турмалин, рутил, титанистые минералы, ставролит. Апатит встречен лишь в разрезе Кизыл-Тумшук.

Можно отметить некоторые характерные черты распространения тяжелых минералов по площади. С севера на юг увеличивается содержание эпидота, роговой обманки и турмалина, но уменьшается количество граната. Так, в разрезе Кудуки эпидот содержится в количестве 20,7% (содержание берется по хлелолитам), южнее, в разрезе Халифа, эпидот содержится уже в количестве 41,4%, а в разрезе Кара-Бура — 58,6%. Роговая обманка и турмалин в разрезе Кудуки содержатся в количестве соответственно 1,5 и 0,03%, в разрезе Халифа — 3 и 0,3%, а в разрезе Кара-Бура — 7 и 1,1%. Такая же картина наблюдается по остальным типам пород. Совсем противоположно ведет себя гранат. В наиболее северном разрезе Кудуки наблюдается максимальное его содержание (3,3%), по направлению к югу оно снижается (до 1,0% в разрезе Кара-Бура).

В целом, несмотря на указанные различия среди тяжелых минералов, постоянно преобладают магнетит-ильменит, эпидот и гранат. Следовательно, можно считать, что отложения кулябской свиты Вахшской долины относятся к магнетито-эпидото-гранатовой терригенно-минералогической провинции. В пределах Вахшской зоны можно выделить два участка с несколько различными комплексами тяжелых минералов: северный, где в большом количестве распространен целестин, и южный, своеобразие которого определяется широким распространением эпидота, роговой обманки и турмалина.

Неравномерное распределение некоторых минералов тяжелой фракции на территории Вахшской долины обусловлено, скорее всего, поступлением обломочного материала из различных источников — местного и удаленного, что и сказалось на характере распределения минералов. Анализ вещественного состава отложений кулябской свиты приводит к выводу о том, что один поток обломочного материала, вероятно, шел с Каратегина, хребта Петра Первого и Северного Дарваза. Другая

область питания располагалась рядом и представляла собою окружающую долину поднятия, с которых сносился местный материал, переотлагаясь из неогеновых, палеогеновых и меловых пород.

Кафирниганская зона

По распространению кулябских отложений Кафирниганская зона не уступает Вахшской. Свита обнажается по обоим бортам долины. На правом борту — вдоль восточного склона хребта Арык-Тау, на восточном крыле хребта Истым-Тау, Койки-Тау, на левом берегу — по саям Тан-Гузар и Катта-Сай, выходящим к р. Кафирниган, в амфитеатре хребта Ходжа-Казиян, образованном бухарскими известняками, в сквозной долине Ялгыз-Как. Здесь так же, как в Вахшской долине, свита представлена переслаиванием аллювиальных и пролювиальных отложений, а в разрезах Тан-Гузар и Катта-Сай наблюдается двучленное строение свиты: нижняя толща представлена аллювием в виде грубозернистых серых

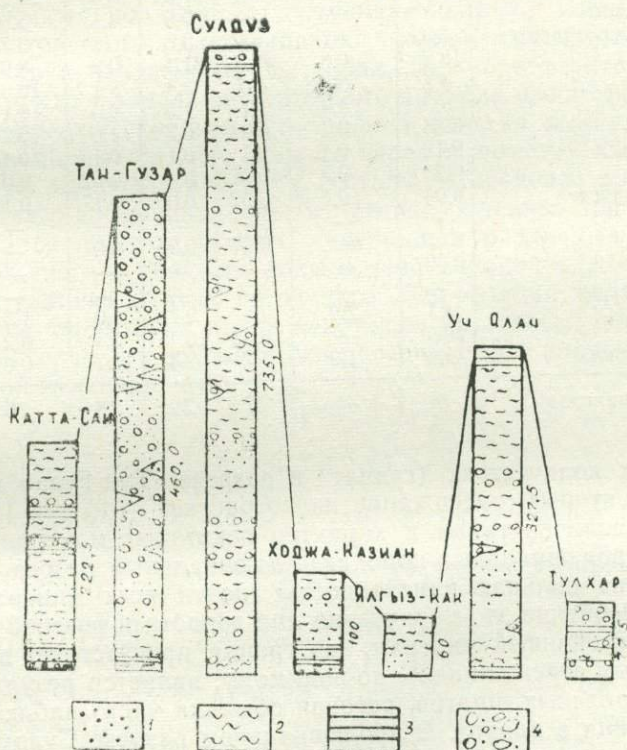


Рис. 9. Схема сопоставления кулябских отложений Кафирниганской зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 7.

песчаников с линзами гравелитов, верхняя — палевыми алевритами пролювиального происхождения с прослоями песчаников и конгломератов аллювиальных (рис. 9). Наибольшей мощности кулябские отложения достигают в разрезе Сулдуз (720,0), максимальная мощность чисто аллювиальной толщи в разрезе Тан-Гузар достигает 460,0 м (рис. 9).

Минералогический состав кулябских отложений Кафирниганской зо-

ны имеет свои специфические черты, обусловленные, вероятно, источником сноса. Обращает на себя внимание обогащенность тяжелой фракции роговой обманкой, среднее содержание которой в разрезах Тулхар и Уч-Ялач (по песчаникам) составляет 26%. Но содержание эпидота заметно ниже, чем в Вахшской долине (см. таблицу). Основную часть фракции, но гораздо большую, чем в предыдущей зоне, составляют рудные минералы, преимущественно магнетит с ильменитом, которые составляют до 65% фракции. Что касается устойчивых минералов (гранат, циркон, турмалин и т.д.), то содержание их различно для аллювиальных и пролювиальных алевритовых отложений. В первых, они содержатся довольно

Минералы	Содержание минералов в %							
	Вахшская зона				Кафирниганская зона			
	глина	алевро-лит	песчаник	халлолит	глина	алевро-лит	песчаник	халлолит
Магнетит-ильменит	29,4	42,3	30,0	27,9	16,6	54,2	36,6	31,5
Гематит-лимонит	9,8	6,0	5,3	10,5	14,1	5,6	9,4	12,0
Нерудные непрозрачные	3,9	3,7	3,2	3,6	10,1	3,7	4,7	12,7
Эпидот-доцит	18,2	30,8	46,5	31,4	20,2	8,0	23,8	12,0
Гранат	4,5	5,9	4,0	3,8	5,1	10,3	5,0	4,3
Циркон	3,3	4,4	1,1	1,5	3,6	10,1	2,4	6,6
Турмалин	0,53	0,2	0,24	0,3	1,6	0,2	0,32	1,0
Рутил	0,18	0,4	0,1	0,14	0,1	0,4	0,1	0,07
Титанит	0,23	0,2	0,02	0,1	0,02	0,07	0,04	0,05
Титан-содержащие	0,04	0,1	0,02	0,05	0,17	0,14	0,04	—
Брукит	—	—	—	—	—	—	—	—
Ставролит	—	0,03	0,2	0,06	0,01	—	0,06	—
Дистен	0,007	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	—	—	—	—
Барит	4,1	2,9	0,5	2,7	1,0	1,5	0,45	0,5
Целестин	20,4	—	0,33	15,4	3,4	6,2	0,8	6,6
Роговая обманка	1,5	1,9	8,7	2,4	13,7	0,8	13,4	11,6
Количество анализов	51	40	37	52	18	36	47	13

в скромных количествах (гранат в разрезе Тан-Гузар не превышает 5%), а, во вторых, содержание их возрастает (до 12—15% в разрезе Сулдуз). Различен также и характер некоторых минералов в аллювиальных и пролювиальных породах. Аллювиальный разрез Тан-Гузар отличается очень сильная измененность почти всех минералов тяжелой фракции. Особенно это характерно для эпидота и роговой обманки. Даже такой устойчивый минерал, как гранат, присутствует в виде темных загрязненных зерен. Эпидот, по-видимому, является результатом сосюритизации полевых шпатов, роговая обманка часто наблюдается в стадии изменения в хлорит. В пролювиальном разрезе Сулдуз все эти минералы присутствуют в нормальном для них виде, исключая эпидот, который в породах кулябской свиты повсеместно в разной степени изменен (см. таблицу).

В легкой фракции постоянно резко преобладают полевые шпаты, составляющие до 80% фракции. Кварц подчинен и не превышает 15%. Значительна примесь хлоритовых и серицитовых агрегатов, иногда содержащихся в равных количествах с полевыми шпатами. Для кулябской свиты повсеместно характерна очень сильная загрязненность легких минералов гидроокислами железа, что затрудняет определение минералов. По составу легкой фракции кулябские отложения Кафирниганской зоны,

так же, как и Вахшской, относятся к промежуточным породам между полимиктовыми и олигомиктовыми, но приближаются к последним.

Намечаются некоторые закономерности в распределении минералов по площади (преимущественно тяжелых). В северных разрезах (Тан-Гузар, Катта-Сай, Сулдуз) наблюдаются повышенные концентрации рудных минералов, составляющих до 82% тяжелой фракции. В средней части зоны (разрезы Ходжа-Казиян, Ялгыз-Как) в повышенных количествах содержатся эпидот и гранат, достигающие соответственно 46 и 17% тяжелой фракции. Наконец, южный участок характеризуется повышенным содержанием нерудных непрозрачных минералов и роговой обманки (разрезы Тулхар и Уч-Ялач), максимальное количество которых соответственно достигает 33 и 26%. Отмеченная закономерность характерна для всех типов пород. В целом в кулябских породах Кафирниганской зоны постоянно преобладают рудные минералы (преимущественно магнетит с ильменитом), эпидот и роговая обманка. Поэтому зон можно считать, что данная зона распространения кулябских отложений относится к магнетито-эпидото-роговообманковой терригенно-минералогической провинции.

Областью сноса служили, по-видимому, Гиссарский и Каратегинский хребты, а также поднятия, окружающие долину, которые поставляли местный материал для формирования пролювиальных отложений.

Резюмируя изложенный материал, можно отметить следующее. В связи с тем, что в начале четвертичного времени были сформированы основные орографические элементы района, каждая частная впадина в кулябское время имела свою область сноса и поэтому выделенные зоны различны по минералогическому составу. В пределах зон можно наметить участки с преимущественным распространением той или иной ассоциации минералов, что связано с влиянием различных более близких источников сноса в пределах зоны и неодинаковой удаленностью участков аккумуляции от этих источников. Корреляция кулябских отложений на всей территории имеет некоторые условности, связанные с частным характером минералогических ассоциаций в каждой зоне и резкой фациальной изменчивостью.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 55, 1951.
- Бабаев А. М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 4, 1962.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К., Чихаев П. К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТПЭ, вып. 24, 1935.
- Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 27, 1962.
- Лозиев В. П., Лим С. С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 5, 1962.
- Лоскутов В. В., Меламед Я. Р., Рафиев А., Трофимов А. К., Чедия О. К. О возрасте кулябской свиты Таджикской Депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 8, № 4, 1965.
- Пустовалов Л. В., Кашкай М. А., Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисян А. Г., Султанов А. Д., Фукс-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования по классификации и номенклатуре осадочных пород. Изв. Азерб. филиала АН СССР, № 11, 1944.
- Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ НКТП СССР, 1935.
- Яхнин Э. Я. О гранулометрическом составе отложений апта и альба Туаркыра в связи с их происхождением. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, вып. 2, 1961.

В. С. БОБОЕВА

**ХУСУСИЯТҲОИ ЛИТОЛОГӢ-МИНЕРАЛОГӢИ ТАҲНИШИНҲОИ
КӢЛОБИ ТОҶИКИСТОНИ ҶАНУБУ ҒАРБИ**

Дар мақола минтақаҳои паҳншавии таҳнишинҳои кӯлоби ва хусусиятҳои литологӣ-минералогӣи онҳо оварда шудааст. Ин минтақаҳо бо ҳавзаҳои дарёҳои калони ҳозира ва қадима мувофиқанд. Ҳар кадом минтақа манбаъи ба хус хос дорад. Дар минтақаҳо маҳалҳо ҷудо карда шудаанд, ки онҳо бо ассоциацияи ҷудогонаи минералӣ аз якдигар фарқ мекунанд.

А. Г. КОСЕНКОВА, Б. В. ПОЛЯНСКИЙ

ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ СПОР И ПЫЛЬЦЫ ОТ ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как известно, условия захоронения спор и пыльцы растений находятся в непосредственной связи с конкретной фациальной обстановкой формирования осадочных образований. Решение вопроса зависимости захоронения оболочек спор и пыльцы от тех или иных условий представляет одну из трудноразрешимых проблем. Важность этого вопроса для целей стратиграфии и палеоэкологии спор и пыльцы трудно переоценить, поскольку правильно разработанная методика дает возможность целенаправленно производить отбор образцов.

Подобного рода исследования проводятся в двух направлениях. С одной стороны, решается вопрос качественной зависимости спорово-пыльцевых спектров от состава осадков и условий их образования. С другой стороны, не менее важным является выяснение зависимости количественного содержания спор и пыльцы и сохранности их оболочек от генетического типа осадков. Решению первой проблемы посвящены работы И. Э. Вальц (1936), А. А. Любер (1953, 1954), М. Н. Егоровой (1952), В. В. Павлова (1959), С. И. Наумовой (1952, 1953), И. Б. Волковой и И. Э. Фадеевой (1961), З. И. Вербицкой и О. А. Дзенс-Литовской (1961) и др. Между тем вопрос насыщенности древней толщи микроспорами и степень их сохранности освещается в работах мало и в основном попутно при решении других проблем (Наумова, 1952, 1953; В. В. Меннер, 1962 и др.).

До сих пор еще многое не ясно в вопросе о сохранности пыльцевых оболочек при различных типах захоронения и выветривания, в закономерном распределении по разрезу обогащенных образцов, пригодных для стратиграфических построений, в их пространственном распространении из более или менее синхронных осадков и т. д.

О всех этих вопросах приходится задумываться, когда обработка образцов из целой серии разрезов дает разноречивые результаты. Одни разрезы более или менее охарактеризованы содержащими остатки спор и пыльцы образцами, в других выпадают целые толщи пород, где ни один образец не дал положительного результата. Встречаются и такие разрезы, где вообще не выделяются пыльцевые оболочки. Авторами был собран материал на спорово-пыльцевой анализ при послойном составлении разрезов юрских отложений на южном склоне Гиссарского хребта, в Юго-Западном Дарвазе и обработано 43 образца из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Пыльценосными образцами охарактеризованы некоторые разрезы на южном склоне Гиссарского хребта более или менее равномерно. На Юго-Западном Дарвазе остатки пыльцы и спор выделялись лишь из нижней части разрезов (J_1 — J_2), представленной сероцветными породами. Вся верхняя часть (J_2 — J_3) разрезов, имеющая ту или иную степень красноцветной окраски, оказалась лишенной микроспор. Совершенно не содержались зерна спор в образцах из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Все пробы бы-

ли взяты в тонкозернистых породах сероцветной толщи юрских отложений, многие из которых содержали отпечатки флоры. Удивительное отсутствие пыльцевых оболочек в весьма обнадеживающих по внешнему виду породах пока остается не **выясненным**.

Темой настоящей статьи послужили данные, полученные при изучении континентальных и, отчасти, морских поздне триасовых-юрских отложений, обнажающихся на южном склоне Гиссарского хребта в следующих разрезах: каменноугольное месторождение Ташкутан, левый берег р. Фатруф, каменноугольное месторождение Суффа и левый берег р. Лучоб. Обработанные разрезы по своей фациальной принадлежности в основном обладают более или менее одинаковым строением. В основании всех их (кроме Лучоба) залегают дифференцированные угленосные отложения ташкутанской свиты рэтского возраста, представленные преимущественно озерно-болотными фациями. Средняя часть разреза лейаса-келловея (гурудская свита) характеризуется преобладающей массой пород континентального генезиса, т.е. преимущественно аллювиально-делювиально-пролювиального с отдельными маломощными пачками и прослоями пород, относимых к фациям пойм, озер и, реже, болот. Кроющие отложения келловея-окфорда (байсунская и гиссарская свиты) состоят из терригенно-карбонатных и карбонатных пород прибрежно-морских и морских фаций, лишенных растительных остатков и содержащих окаменелости пеллеципод плохой сохранности.

Находки спор и пыльцы имелись в морских и континентальных осадках, но степень насыщенности и сохранности их не одинаковая и зависит от типа и места захоронения оболочек.

По условиям, в которых происходило накопление осадков, можно выделить следующие группы фаций:

I. Фации, характеризующиеся большой подвижностью среды осадконакопления. Они объединяют делювиально-пролювиальные и аллювиальные (руслевые) фации, широко представленные в юрских отложениях нашего района разнообразными конгломератами, гравелитами и косослоистыми песчаниками различной крупности зерна. Существенной их особенностью является преобладающее воздействие на осадок подвижной водной среды (потоковые, турбулентные движения) в речных руслах и временных потоках, выносящих плохо отсортированный грубо-обломочный материал, причем, как правило, на незначительное расстояние (в пределах первых километров) от источника сноса. Рельеф области осадконакопления был значительно расчленен, что способствовало формированию делювиально-пролювиального материала и образования нешироких речных долин. Гидрохимический режим характеризовался, в основном, окислительной средой при сильной аэрации небольшой толщи воды, что ранее подтверждено было соответствующим минералогическим составом (Полянский, 1961). Органические остатки в породах этих фаций представлены лишь фрагментными остатками обугленных стволов и стеблей растений (без сохранившихся листочков) и, в исключительных случаях, плохо сохранившимися отпечатками частей вай папоротников. Все тонкие и нежные части растений перетирались грубым песчано-гравийным материалом, постоянно переотлагавшимся в водном потоке.

II. Фации, отличающиеся спокойной гидродинамической обстановкой среды осадконакопления. Они объединяют большую группу озерно-болотных фаций, отчасти пойменные и разнообразные прибрежно-морские мелководные фации. Отсутствие сильных течений и волнений водной среды способствовало привносу и отложению хорошо сортированного мелко- и тонкозернистого обломочного материала или растительных остатков хорошей сохранности. Рельеф области седиментации был

либо полностью выравненным, либо слабо всхолмленным, причем наиболее выравненный рельеф сформировался к началу позднеюрской трансгрессии и существовал на изученной территории до конца юрского времени. Гидрохимическая обстановка была, как правило, восстановительной в условиях анаэробной среды или, в крайнем случае, при отсутствии сильных окислительных процессов, что подтверждается наличием углей и соответствующим минералогическим составом (Полянский, 1961).

Прежде чем приступить к вопросу о количественной и качественной оценке спорово-пыльцевых спектров по разрезам, необходимо очень коротко остановиться на методической стороне полевых и камеральных исследований, относящихся к рассматриваемому вопросу.

Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались по разрезам из того или иного подходящего слоя независимо от цвета породы. Из опробования исключались слои конгломератов, брекчий, аркозовых гравелитов и песчаников, известняков. Образцы из других пород отбирались вне зоны физического выветривания, чаще в тонкозернистых породах и угле (через 0,2—0,5 м) и реже в грубозернистых породах (через 1,0 м); в обязательном порядке брались образцы из всех линз глинистой породы, встреченных в грубозернистых слоях или известняке, и образцы, содержащие отпечатки флоры или глинистые разности с фауной.

Обогащение образцов проводилось по единой методике, так что количественное содержание пыльцевых оболочек не зависело от каких-либо изменений лабораторной обработки. Количественная оценка содержания пыльцевых оболочек в препаратах производилась по пятибальной шкале: 0 — отсутствие пыльцевых оболочек; 1 — единичные формы (1—5 пыльцевых зерна на один препарат); 2 — мало (200 пыльцевых зерен на 4—7 препаратов); 3 — много (200 пыльцевых зерен на 1—2 препарата); 4 — обилие (200 пыльцевых зерен на половину препарата или меньшую площадь).

На рис. № 1 кривая, расположенная вдоль соседней справа колонки среднего фациального состава, отражает соответствие количества спор и пыльцы фациальному составу пород. Так, наибольшее количество максимумов или пиков содержания спорово-пыльцевых оболочек приурочено к озерно-болотным фациям, особенно в пределах континентальной части разреза, где вырисовываются пять пиков, соответствующих угленосным породам в отложениях рэта, первой угленосной пачке в отложениях лейаса, второй угленосной пачке в отложениях лейаса, третьей угленосной пачке в отложениях доггера и слабо угленосным породам в основании отложений келловея.

В пределах морской части разреза выделяются тоже пять максимумов: среди алевролитов под известняками келловея, в прослоях среди известняков колловея, в основании терригенной пачки оксфорда, в верхах терригенной пачки оксфорда и в алевролитах под известняками кимериджа.

Малое количество и единичные зерна спор и пыльцы встречаются в прослоях среди аллювиальных отложений либо в терригенных морских отложениях (см. рисунок).

Таким образом, по разрезу видно, что максимумы содержания микроспор приходится на периоды снижения или даже затухания эрозионно-деятельности в юрское время, на которые падают максимальные нивеллировки и заболачивание территории с пышным расцветом растительности. Соответствующие нивеллировки происходили перед началом трансгрессии и в периоды кратковременного осушения дна морского бассейна.

По разрезу Ташкутана, при сравнении с более восточными разре-

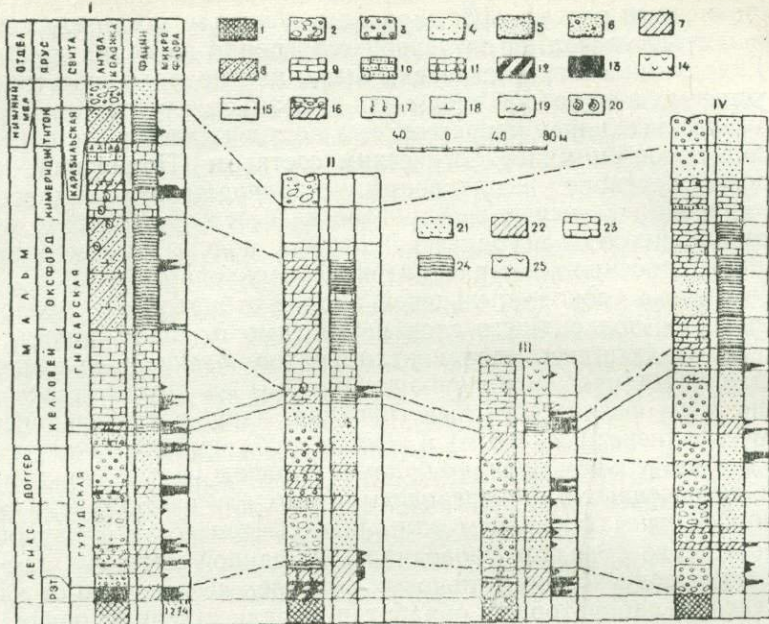


Рис. 1.

Количественное содержание спорово-пыльцевых оболочек в связи с фациальным составом (без учета сохранности оболочек): I—разрез Ташкутан; II—разрез Фатруф; III—разрез Суффа; IV—разрез Лучоб. Обозначения к литологическим колонкам: 1—палеозой; 2—конгломерат; 3—гравелит; 4—крупнозернистый песчаник; 5—мелкозернистый песчаник; 6—песчаник с гравием; 7—алевролит; 8—переслаивание песчаника и алевролита; 9—известняк; 10—известняк песчанистый; 11—известняк брекчированный; 12—аргиллит углистый; 13—уголь; 14—гипс; 15—границы возрастные; 16—контакт с размывом; 17—корневые остатки; 18—карбонатность; 19—остатки растений; 20—фауна; Обозначения к колонкам фаций: 21—фация аллювиальная; 22—фация озерно-болотные; 23—фация открытого мелкого моря; 24—фация прибрежно-морские застойные; 25—фация лагунные.

зами южного склона Гиссара, выделяется гораздо больше максимумов содержания микроспор, хотя общая закономерность фациальной приуроченности пород сохраняется повсеместно. Снижение общего количественного содержания микроспор в образцах по разрезу Фатруф и Лучоб и каменноугольного месторождения Суффа обусловлено более грубым составом отложений при весьма подчиненном значении озерно-болотных фаций. Все это закономерно, так как в северо-восточном направлении, с приближением к поднятиям Палеогиссара, отложения грубеют и угленасыщенность разреза снижается при одновременном общем сокращении мощностей.

Результаты статистической обработки данных количественного содержания представлены в табл. 1, где показана зависимость количественного содержания микроспор по всем разрезам от приуроченности к одному из выделенных типов пород, относящихся главным образом к группе фаций, характеризующихся спокойной гидродинамической обстановкой среды осадконакопления (фация II).

Все породы, опробованные на содержание спор и пыли, были разбиты на семь основных типов, которые характеризовали ту или иную фазию (табл. 1). Из таблицы видно, что основная доля проб отбиралась

Количественная оценка содержания спор и пылицы в юрских отложениях южного склона Гиссарского хребта

Типы пород	Типы фаший	Разрез 7 (Ташкутан)						Разрез 15 (Фатруф)					Разрез 22 (Суффа)					Разрез 27 (Лучоб)							
		Количество образцов						количество образцов					количество образцов					количество образцов							
		общее кол-во обр.	нет	един. экз.	мало	много	обилне	общее кол-во обр.	нет	един. экз.	мало	много	обилне	общее кол-во обр.	нет	един. экз.	мало	много	обилне	общее кол-во обр.	нет	един. экз.	мало	много	обилне
Песчаники косослоистые светлые без углистых остатков	Алювий (русла поймы)	5	5	—	—	—	—	2	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Песчаники слоистые серых тонов с углистыми остатками	Аллювий (русла поймы)	11	5	1	2	1	2	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	—	
Алевриты и аргиллиты неслоистые скорлуповатые без углистых остатков зеленовато-серые, часто охристые	Озера застойные, слабопроточные	12	12	—	—	—	—	12	12	—	—	—	—	24	20	4	—	—	—	5	5	—	—	—	—
Алевриты слоистые часто углистые, с углистыми остатками, серых тонов	Заболочиваемые озера и проточные болота	30	6	5	3	6	10	11	2	4	3	—	2	22	1	5	3	6	7	8	1	6	—	1	—
Глины, глинистые сланцы серых тонов	Озера застойные	3	—	2	—	1	—	3	1	2	—	—	—	1	—	1	—	—	—	2	1	1	—	—	—
Угли каменные различного петрографического состава	Болота застойные	17	10	6	—	1	—	9	1	7	1	—	—	9	2	5	1	1	—	1	—	1	—	—	—
Алевриты, аргиллиты карбонатные, мергели серые, зеленовато-серые, иногда пестрые	Прибрежно-морские мелководные	33	17	7	2	3	4	4	2	—	—	—	2	11	1	—	4	—	6	1	—	—	—	1	—

из разнообразных алевролитов, глинистых пород и углей и только единичные — из песчаников.

При обработке этих данных выяснилась следующая картина. Образцы, в которых совершенно отсутствовали микроспоры, встречались больше всего, как ни странно на первый взгляд, в хорошо сортированных зеленовато-серых неслоистых алевролитах (иногда охристых) со скорлуповатой отдельностью и в различных углях. Кажется бы, накопление этих отложений характеризуется наиболее спокойной (застойной) средой седиментации, а отсюда и наиболее благоприятной обстановкой для сохранения пыльцевых оболочек. Однако отсутствие пыльцевых оболочек в этих отложениях является закономерностью, которая прослежена по всем разрезам и подтверждена 94 образцами.

Как видно из табл. 1, совершенно пустые образцы оказались из светлых песчаников без органики (фашии русел) и скорлуповатых алевролитов и аргиллитов (фашии застойных озер). Наиболее же богатыми являются слоистые алевролиты и аргиллиты с углистыми остатками (фашии заболачиваемых проточных озер и проточных болот), слоистые песчаники с углистыми остатками (фашии русел и пойм) и карбонатные алевролиты и аргиллиты (прибрежно-морские фашии). В углях очень редко встречались пыльцевые зерна, в основном преобладают абсолютно пустые образцы или с единичными зернами.

Таким образом, из анализа количественной оценки содержания микроспор, как видно из таблицы, можно сделать вполне определенные выводы о четкой приуроченности насыщенных образцов к некоторым типам пород, характеризующихся наличием целого ряда фашиальных признаков, а именно: 1) слоистости (преимущественно горизонтальной или мелкой косой); 2) углистых остатков в виде детрита, шлама или отпечатков растений; 3) серой тональности окраски без следов краснотности и окисленности; 4) структуры пород (от глини до мелкозернистых песчаников, но не грубее, за редким исключением).

Неслоистые породы, а тем более имеющие при этом скорлуповатую отдельность и сильно фюзенизированные угли, как правило, микроспор не содержат или включают единичные зерна.

Столкнувшись с явлением удивительного отсутствия спор и пыльцы в скорлуповатых неслоистых алевролитах и углях, мы вынуждены были проанализировать возможные причины этого явления, главной из которых, на наш взгляд, могла быть резкая степень кислотности или щелочности среды (рН) в породах, способствующая разложению оболочек спор и пыльцы.

В качестве первых попыток выяснения этого вопроса мы проанализировали 42 образца по разрезу каменноугольного месторождения Тушкунан из пород различной фашиальной принадлежности и с самым широким диапазоном содержания органики.

Концентрация водородных ионов (рН) определялась в водных вытяжках из 20-граммовой навески тонкого порошка породы, залитой дистиллированной водой в соотношении 1:2,5. Определение рН производилось после отстаивания воды в течение двух суток. Выяснились следующие интересные закономерности (табл. 2 значений рН).

Из 42 проб заведомо различной фашиальной принадлежности от аллювиальных до прибрежно-морских почти все дали показатели кислотной, нейтральной или слабо щелочной сред. Значение рН не опускалось ниже 2,46 и не поднималось выше 7, 86. Было отмечено, что самые низкие значения рН соответствовали водным вытяжкам из углей (7 проб со значением рН от 2,46 до 4,44), другие же однотипные по всем внешним признакам породы дали различные значения рН. Например, в скорлупова-

Значения рН водных вытяжек некоторых пород разреза 7 (Ташкутан)

№ проб	Краткое описание пород	рН	Количество спор и пыльцы
7/80с	Уголь каменный	2,50	0
7/80	"	2,46	0
7/70	"	2,99	0
7/73	"	4,44	0
7/52	"	3,37	1
7/89	"	2,64	0
7/90	"	2,73	1
7/371	Алевролит неслоистый скорлуповатый без органики	4,00	0
7/423	То же Охристый	7,40	2
7/389	" "	7,37	0
7/375	" "	3,27	0
7/364	" "	6,52	0
7/372	" "	4,10	0
7/430	" "	7,25	0
7/354	" "	6,86	0
7/380	Глина серая	4,60	3
7/72	" углистая	4,72	0
7/348	Песчаник слоистый с углистыми остатками	6,85	0
7/376	Песчаник сланцеватый глинистый	5,54	4
7/358	" "	6,34	3
7/306	" "	6,85	0
7/377	" крупнозернистый охристый	4,32	4
7/67	" слоистый с углистыми остатками	3,43	2
7/338	Песчаник безуглистых остатков	7,00	0
7/322	" " "	7,24	0
7/324	" " "	7,27	0
7/96	Алевролит слоистый с углистой органикой	4,51	0
7/321	То же	4,24	0
7/99	" "	5,50	4
7/343	" "	4,21	4
7/357	" "	5,60	3
7/365	" "	7,16	4
7/392	" "	7,43	4
7/454	Глина карбонатная	7,50	4
7/456	Алевролит карбонатный	7,41	3
7/428	Глина карбонатная	7,10	0
7/404	" "	7,44	0
7/440	" "	7,22	4
7/415	" песчанистая	7,35	0
7/401	" лёссовидная	7,71	0
7/448	Алевролит карбонатный	7,40	0
7/427	" "	7,86	0

Примечание. Количество спор и пыльцы дается по пятибалльной шкале (см. текст).

тых неслоистых алевролитах, лишенных органики и микрофлоры, значения рН менялись от 4,0 до 7,40. В породах прибрежно-морских фаций рН все были выше 7 (от 7,10 до 7,86), что указывает на нейтральную или слабощелочную реакцию в морской воде, в зависимости от фациальной обстановки.

Не принимая во внимание все вторичные наложенные процессы, которые в целом были едиными для такой сравнительно небольшой толщи пород одного разреза, причину разных значений рН можно видеть в самом первичном гидрохимическом режиме водной среды осадко-накопления.

Вероятно, в условиях озерно-болотных и речных вод, насыщенных обилием разлагающихся растительных остатков в жарком влажном климате, существовала в целом кислая среда, благодаря наличию гуминовых кислот, образующихся при разложении растительного материала и понижающих рН среды. Поэтому в торфяниках — местах накопления основной массы углей — и образовалась наиболее кислая среда (см. значения рН углей в табл. 2).

В условиях морской среды был совершенно другой гидрохимический режим при постоянном присутствии солей кальция, магния и др. и их частичного осаждения из воды в виде карбонатов и сульфатов. Эти соли создавали слабощелочную или нейтральную среду в морском бассейне в зависимости от их концентрации, что, естественно, нашло отражения при анализе содержания рН в прибрежно-морских отложениях.

Таким образом, проведенные исследования значений рН лишь смогли подтвердить точку зрения на существование кислой среды в отложении

ях древних наземных торфяников, озер и рек и слабо щелочной — в отложениях прибрежной части мелководного юрского моря, что в дальнейшем может явиться дополнительным показателем фациальной обстановки. Ответа же на вопрос, почему в условиях застойных болот и озер накапливались отложения, нацело лишенные оболочек древних спор и пыльцы, пока у нас нет. Можно лишь сделать самые предварительные заключения, что в сильно кислой среде торфяников условия для длительной консервации микрофлоры были неудовлетворительными. В отношении щелочной среды можно предполагать, что на разрушении зерен могла действовать лишь щелочная среда с рН не ниже 12—15, а не та среда, что мы получили. В лабораторных условиях при длительном кипячении проб в 10%-ном растворе едкой щелочи (рН 12) оболочки пыльцы лишь осветлялись, оставаясь целыми.

Что же касается стерильных скорлуповатых неслоистых алевролитов, относимых к фациям застойных озер, где значения рН самые различные, то тут, видимо, причину нужно искать либо в наличии сероводородного заражения в этих древних озерах, индикатором чего служит встречающийся в алевролитах пирит, либо во вторичных изменениях, поскольку возможность заноса пыльцевых оболочек в отложениях указанных озер была не меньшей, чем в другие отложения, содержащие микроспоры. Причина могла быть также в обеднении растительности по берегам озер в период накопления осадка.

Успешное решение стратиграфических вопросов обусловлено не только наличием спор и пыльцы в осадках, но и степенью сохранности их оболочек. Степень сохранности микроспор в различных по генетическому типу породах может проявляться по-разному. В одних случаях наблюдается соотношение между концентрацией количества спор и пыльцы и степенью их сохранности, в другом случае подобная закономерность отсутствует.

Повышение углефикации породы, особенно характерное для ташкунской свиты, в преобладающем большинстве ведет к взаимосвязи между количеством и сохранностью микроспор. Понижение количества спор и пыльцы в породе соответствует худшей степени их сохранности. В песчано-сланцевой гурудской свите наблюдается чередование образцов с различной сохранностью пыльцевых оболочек. Нередко образцы, отобранные из разных прослоев одного и того же слоя тонкозернистой сероцветной породы, могут содержать в одном случае прекрасно сохранившиеся микроспоры, а в другом — довольно измененные. В отложениях гурудской свиты были встречены образцы, содержащие большое количество прекрасно осветленной фитолеймы при полном отсутствии спор и пыльцы. В песчано-глинистых прибрежно-морских отложениях при разной степени насыщенности породы микроспорами они могут иметь одну и ту же степень сохранности. Наблюдалась богатая пыльцой образцы, где все зерна сильно изменены, оплавлены, корродированы вплоть до препаратов, пыльцевые оболочки, в которых превращены в неразборчивые комочки, и только общие очертания их напоминают форму пыльцы или наоборот, может быть прекрасная сохранность оболочек при малом или при большом их содержании в породе. Вполне возможно, что в отмеченных осадках ярче проявляется картина первичного обогащения породы, когда количество захороненных микроспор зависело от климатических изменений, удаленности от берега и гидрохимического режима бассейна.

Неравномерное распределение спор и пыльцы в разрезе, усложняющее стратиграфическую корреляцию таким образом, усугубляется еще различной степенью сохранности их оболочек. В результате этого не

все образцы, в которых отмечено то или иное количество микроспор, могут быть использованы в стратиграфических целях.

В некоторых случаях микроспоры одного и того же образца имеют разную сохранность, отчего для получения необходимых данных приходится заниматься поисками определенных форм. Ценность таких образцов снижена, а аналитическая работа значительно затруднена. Причина смешанья микроспор с разной сохранностью оболочек, также как иногда пониженная концентрация их в обработанном осадке, зависит во многом от методики отбора образцов в поле. Вкрест простирания любого слоя, даже однородного по составу, насыщенность микроспорами его разных прослоев будет неодинаковая. Малейшее изменение цвета породы, ее плотности, не заметные внешне, находят свое отражение в количестве и сохранности пыльцевых оболочек. Поэтому увеличение мощности прослоя, из которого отбирается образец, может привести к отрицательным результатам. Особенно это касается отложений, проявляющих частую фациальную изменчивость. В данном случае детальность исследований обусловлена частотой отбора образцов, а чистота отдельных образцов — уменьшением интервала мощности прослоя, из которого взят образец. Отбор образцов методом бороздовой пробы или отдельных кусочков из разных уровней в одну пробу даже маломощных слоев (0,3—0,5 м) приводит к разбавлению насыщенного породы пустой.

При отборе образцов необходимо обращать внимание на границы слоя, отдельные прослои, перерывы в осадконакоплении (внутриформационные размывы), тонкие (1—2 см) прослои тонкозернистых пород среди более крупнозернистых (как среди алевролитов, так и среди песчано-гравийных толщ), распространение растительного детритуса, и особенно отпечатков растений любой сохранности по наслоению, которые часто захоронены в очень тонком слое (менее 1 см). В последнем случае образец на спорово-пыльцевой анализ брать лучше только из пласта с отпечатками флоры и дополнительно из соседнего участка без отпечатков. Таким образом можно иногда получить микроспоры с высокой степенью сохранности, осветлением и четкостью морфологических признаков, близких к рецентной пыльце, что является неоценимым преимуществом при изучении морфологии спор и пыльцы.

Сопоставление спорово-пыльцевых спектров из одновозрастных отложений в сравнительно близко расположенных разрезах показало, что более или менее постоянное процентное соотношение различных видов спор и пыльцы в пространственном распространении зависит от степени изменчивости палеорельефа.

Всю изученную толщу рэт-юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в зависимости от проявления пространственной выдержанности процентного участия видов в спорово-пыльцевых спектрах можно грубо разделить на три части, соответственно выделенным по литологическому составу свитам.

Видовой состав и количество отдельных видов в спектрах из ташкунской угленосной свиты рэта, характеризующейся болотно-озерными фациями, где накопление осадков происходило постепенно и с незначительными перерывами, остаются более или менее постоянными по всем разрывам. Наблюдается периодическое повышение содержания тех или других видов спор и пыльцы, но в основном одних и тех же, и реже с резкими отклонениями.

Сходная картина наблюдается в морских и прибрежно-морских отложениях верхнеюрского возраста. Спокойная обстановка осадконакопления и особенно засушливый климат, ограничивающий видовое разно-

образии растительности, привели к захоронению однообразных форм пыльцы.

Совершенно все иначе происходило при накоплении континентальных отложений гурудской свиты. Накопление осадков было связано с жизнью речной долины, которая после каждого временного заболачивания вновь получала сток. Время формирования отдельных пачек и прослоев пород, относимых к фациям пойм, озер, и реже болот, к которым приурочены местонахождения микроспор, отделены различными временными интервалами, в течение которых образовывалась основная масса пород свиты аллювиального и пролювиально-делювиального генезиса. Временами речная долина частично осушалась. При этом перерывы в осадконакоплении могли быть более продолжительными, чем время накопления осадков. Непостоянство палеогеографических условий отразилось на составе спорово-пыльцевых спектров гурудской свиты, каждый из которых говорит о своеобразии сообществ в пределах небольших временных отрезков, соответствующих периодам снижения эрозионной деятельности, и о значительной изменчивости сообществ спор и пыльцы по времени. Постоянное послонное изменение компонентов спорово-пыльцевых спектров обусловлено тем, что относительно небольшая толща пород (100—130 м) формировалась в течение продолжительного времени, охватывающего нижнюю и среднюю юру.

Кроме того, вследствие частой фациальной изменчивости отложений гурудской свиты, линзовидного переслаивания и перерывов в осадконакоплении (внутриформационные разрывы), наблюдается изменение процентного соотношения видового состава спектров из более или менее разновозрастных осадков различных разрезов одного района. Ярким примером может служить количество однобороздной пыльцы в спектрах среднеюрского возраста отдельных разрезов. В спектрах Ташкутана эта пыльца в верхней половине средней юры достигает 40—50% от общего количества форм. В спектрах из разрезов, расположенных восточнее (Суффа, Лучоб), количество однобороздной пыльцы резко уменьшается, в некоторых случаях достигая всего несколько процентов. Корреляция среднеюрских отложений этих разрезов производится по другим видам, которые на Ташкутане встречаются в небольшом количестве или в единичных экземплярах. Определение возраста по количественному преобладанию определенных форм в спектрах в данном случае совершенно несостоятельно.

В то же время, несмотря, казалось бы, на противоречивые данные спорово-пыльцевого анализа, доминирующее участие цикадофитов во флоре второй половины среднеюрской эпохи и низов келловей неоспоримо по следующим соображениям. Во-первых, отпечатки флоры говорят о возрастающей роли цикадофитов в среднем юре. Во-вторых, разрез Ташкутана датирован как по отпечаткам флоры, так и по спорово-пыльцевым спектрам гораздо полнее, чем другие разрезы и, в-третьих, в северо-восточном направлении (где расположены другие разрезы), отложения грубеют, а угленасыщенность разрезов снижена при одновременном общем сокращении мощностей вследствие приближения к поднятию Палеогиссара.

Изменение процентного соотношения отдельных компонентов спектров в разновозрастных отложениях свиты по различным разрезам наблюдается постоянно. Частая фациальная изменчивость отложений, свидетельствующая о дифференциации условий обитания растительного покрова, значительно затрудняет выделение слоев, достаточно строго синхронных друг другу. В результате этого при корреляции стратиграфи-

ческих разрезов главное внимание уделяется видовому составу спектров, часто даже не доминирующим в нем группам.

ЛИТЕРАТУРА

Вербицкая З. И. и Дзенс-Литовская О. А. Связь петрографических типов углей с составом спорово-пыльцевых комплексов на примере Сучанского бассейна. В сб.: «Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР». М.—Л., 1961.

Волкова И. В. и Фаддеева И. З. Связь спорово-пыльцевых комплексов нижнего мезозоя с фациями угленакопления в Западном Казахстане. В сб.: «Вопросы геологии углен. отлож. Азиатской части СССР», М.—Л., 1961.

Егорова М. Н. Фазы юрского торфонакопления Мангышлака и изменение ботанического состава торфяных болот. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, отд. геол., т. 27 (3), М., 1962.

Любер А. А. Основные типы углеобразования в Карагандинском угольном бассейне. Изв. АН Казахск. ССР, сер. геол. Алма-Ата, 1953.

Любер А. А. Сравнительная петрографическая характеристика угольных пластов различных свит Караганды. Тр. ЛАГУ, АН СССР, вып. 2, 1954.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 65, М., 1962.

Наумова С. Н. Значение спорово-пыльцевого анализа для выяснения условий образования осадков. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, отд. геол., т. 27, вып. 1, М., 1952.

Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. Тр. ИГН, вып. 143, геол. сер. (№ 60), 1953.

Павлов В. В. Некоторые вопросы зависимости спорово-пыльцевых комплексов от литологического состава пород, НИИГА. Сб. статей по палеон. и биостратигр., вып. 16, Л., 1959.

Полянский В. Б. Петрографо-минералогическая характеристика рэт-юрских отложений междуречья Ширкент-Ханака. Изв. АН Тад. ССР, 4 (6), 1961.

А. Г. КОСЕНКОВА, Б. В. ПОЛЯНСКИЙ

ВОБАСТАГИИ МИҚДОРИ ЗАРРАЧАҲОИ ГУЛИ РАСТАНИҲО БО ТАРҚИБИ ФАЦИАЛИИ ТАҲНИШИНҲОИ ДАВРАИ ЮРА

Дар мақола масъалаи вобастагии шароити пӯшидашавии заррачаҳои гули растаниҳо дар таҳнишинҳои давраи юра бо муҳити фациалии ғуншавии таҳнишинҳо дида шудааст. Ғайр аз он баҳои микдорӣ ва сифатии қабатҳои заррачаҳои гули растаниҳо дар ҳаргуна чинҳои кӯҳӣ дода шудааст.

Б. В. ПОЛЯНСКИЙ, Д. Д. ПОГОРЕЛАЯ

О ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Юрским и, отчасти, триасовым образованиям Центрального Таджикистана (Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский хребты), как известно, свойственны существенные различия мощности, строения разрезов, фациальных, петрографических, структурных и текстурных особенностей, вызванных целым рядом конседиментационных и постседиментационных процессов.

Конседиментационные процессы, заложенные в основном в условиях осадконакопления и объединяющие все физико-географические факторы, влияющие на ход формирования осадка, безусловно послужили причиной целого ряда особенностей юрских отложений исследуемого района в силу неоднородного строения и палеотектонического режима территории в раннем мезозое.

Осадконакопление в то время проявилось неодинаково и лимитировалось условиями синхронных тектонических движений, палеорельефом, палеоклиматом, разнородностью источников сноса и характером морской трансгрессии, тесно взаимосвязанными и обусловившими характер осадков, мощность их и фациональный состав отложений. Последний отличается для разрезов южного склона Гиссара и более северных. Юрские отложения предгорий Гиссарского хребта имеют в основном трехчленное строение, подразделяясь на континентальную, морскую и прибрежно-морскую (красноцветную) части. Континентальные отложения ранней и средней юры, подстилаемые корой выветривания триаса (?), представлены в основном широко развитыми грубообломочными пролювиально-аллювиальными отложениями с подчиненными значениями угленосных мелкозернистых, спорадически распространенных на площади, с которыми связан целый ряд угольных месторождений (Ташкутан, Суффа, Шаргунь).

Благодаря накоплению отложений юры вблизи растущих поднятий палеогиссара и при наличии древнего рельефа, унаследованного с позднего палеозоя, юрские отложения претерпевают сильную фациальную изменчивость (Полянский, 1961). Изменчивость фаций характерна и для верхней части разреза, представленной верхне-юрскими морскими и прибрежно-морскими отложениями. Здесь с запада на восток вдоль южного склона Гиссара заметно постепенное замещение типично-морских известняков и эвапоритов все более терригенными разностями пород при одновременном сокращении мощности всего разреза, что объясняется также приближением к северной береговой линии позднеюрского морского бассейна. Побережье Тетиса располагалось примерно на широте современного Зеравшанского хребта, поскольку южнее морские отложения юры повсеместно отсутствуют (Кштут-Зауран, Магиан, Назар-Айлок и др.). Путь на север морю преграждали поднятия палеозеравшана, уже существовавшие в юрское время, чем и обусловлены фациальные различия верхних частей разрезов юрских отложений южного склона Гиссара

и остальной части Центрального Таджикистана и большая разница мощностей разрезов, которые изменяются в несколько раз.

Приведенный краткий обзор истории формирования юрских отложений до некоторой степени сможет объяснить указанные различия фациального и петрографического состава отложений, их мощностей, которые при дальнейших преобразованиях пород могли либо усугубиться, либо затушеваться под действием вторичных процессов литификации, тектоники и т. д.

Существенные же различия структурных, текстурных, петрографических и механических свойств пород, выявленные на разных участках распространения их в Центральном Таджикистане и играющие существенную роль с точки зрения возможности накопления и локализации целого ряда полезных ископаемых, тем не менее необъяснимы лишь изменениями условий седиментаций. Причина тут в значительной степени кроется в проявлении процессов метаморфизма.

К сожалению, геологи-осадочники подчас мало обращают внимания на эти наложенные процессы, которые иногда действительно могут свести на нет первичные фациальные особенности пород, но зато сами по себе, помимо прочего, несут огромную информацию о процессах преобразования осадочных пород.

Юрские отложения распространены в исследуемом районе крайне неравномерно, в виде изолированных выходов: в призеравшанской зоне (Кштут-Зауран, Фан-Ягноб, Гузн, Назар-Айлок), в пределах Гиссарского и Каратегинского хребтов (Зидды, Арху, Саят и другие более мелкие обнажения) и вдоль южных склонов этих хребтов в виде полосы сплошных выходов (Шаргунь—Ташкутан—Лучоб) и отдельных обнажений (Чинор, Файзабад, Сумбулак).

Все эти разнообразные по строению и составу синхронные отложения в интенсивно дифференциально-подвижной тектонической зоне и в различной степени метаморфизованы.

В течение варисской, киммерийской, и главным образом альпийской эпох тектогенеза, вызвавших основные складчатые и разрывные нарушения, юрские отложения испытали значительные изменения сплошности слоев и претерпели неодинаковое воздымание. В результате последующей эрозии они были расчленены на обособленные обнажения, которые, как правило сохранились лишь в опущенных блоках, ограниченных крупными разломами (Фан-Ягноб, Назар-Айлок, Зидды и др.). Эта дифференцированность территории могла быть заложена еще в позднем триасе, т. е. в начальный период седиментационного цикла, в результате неровностей палеорельефа и способствовала разнотипности разрезов в смысле строения, мощности, фациального и вещественного составов.

В дальнейшем, в юрское время, перемещения отдельных блоков вдоль разломов вызвали значительную дислокацию отложений, уплотнение и, как результат, метаморфизацию их.

Большинство изученных разрезов на территории Центрального Таджикистана отличаются свойствами слабо измененных осадочных образований, особенно вдоль южных склонов Гиссарского и Каратегинского хребтов. Так, большая часть юрских континентальных отложений южного склона Гиссара представлена нормальными осадочными породами (псаммитами, алевролитами, аргиллитами), несущими признаки начальных стадий эпигенеза. Состав обломочного материала чаще всего аркозовый (кварц 70—80%, полевые шпаты — до 5%, слюды — 5—15%). Если принять во внимание редко встречающиеся единичные мелкие обломки гранитов, очень плохую сортированность, низкую и среднюю степень окатанности кластического материала (угловатые и даже

остроугольные обломки), то можно предположить, что последний поступал с близ расположенного Гиссарского гранитного плутона.

Цементировались осадки пелитовым материалом, который в процессе диагенеза и начального эпигенеза преобразовался в кремнисто-слюдистое вещество. Тип цемента поровый, порово-пленочный, очень редко — базальный. Минералогические новообразования отмечаются только в виде серицита по глинистому цементу, кальцита и кремнистых образований. Очень редко отмечается регенерация кварца, текстурные же изменения не наблюдаются. Несколько обособлено стоят тоже угленосные континентальные отложения южного склона Гиссара, описанные по разрезу в урочище Ак-джар и обнажающиеся у соседнего надвига палеозойских отложений с севера. Они значительно изменены. Это сливные кварцевые песчаники с небольшим содержанием светлой слюды. Развита процессы бластеза и регенерации кварца. Цемент присутствует в незначительном количестве и представляет собой серицит-кремнистую массу. Местами текстура похожа на мозаичную. По внешнему виду песчаники кварцитовидные, очень плотные, раскалываются с трудом (пористость в пределах первых процентов). Нередко в таких темных слабо угленосных песчаниках по редким трещинкам имеются выделения мелких кристалликов галенита (подтверждено данными рентгено-структурного анализа), являющиеся низкотемпературными гидротермальными образованиями.

Наиболее измененными оказались отложения на каменноугольном месторождении Назар-Айлок. Здесь мы видим почти при полной синхронности с отложениями южных склонов Гиссара (ранняя и средняя юра), помимо увеличения мощности отложений в три раза, существенные различия текстурных признаков, характера цементации пород и минералогического состава. Юрские отложения представлены здесь в основном псефитовым материалом (брекчии, конгломераты, гравелиты), в меньшем количестве — метаморфизованными псаммитами и алевролитами, и лишь в низах и верхах разреза отмечены филлитоподобные сланцы. Общим для всех отложений разреза Назар-Айлок является большая плотность (пористость 1—22). Они звенят при ударе и раскалываются с трудом по поверхностям раскола, секущим и цемент и обломки. Развита сливная кварцитовидная текстура в псаммитовых разностях и сланцевая — в алевропелитовых.

Псефитовые образования состоят из угловатых обломков кварцитов, кварца, реже — слюдистых сланцев. Обломки цементируются пелитпсаммитовым материалом, мелкозернистым, хлорит-серицит-кварцевым, кварц-серицит-карбонатного состава. Цемент имеет поровую, порово-пленочную структуру, характерен отчетливой ориентированностью хлоритовых и слюдистых минералов, придающей ему флюидальную текстуру (по данным 63 шлифов).

Алевролитовые и псаммитовые породы рассматриваемого разреза состоят преимущественно из кварца (70—80%) и светлой слюды (5—10%, до 20% в слюдистых «кварцитах») с незначительной примесью (до 15%) обломков кварцитов и кремней. Очень редко (в крупнозернистых разностях) встречается гидратизированный почти до вермикулита и частично хлоритизированный биотит. Пластинки грязновато-желтого биотита слабо плохорируют до бесцветного, сильно деформированы, приобрели волнистое погасание. Нередко биотит настолько сдавлен более твердым обломочным материалом, что как бы «растекается» между зернами, выполняя функции цемента. Цемент песчаников, как правило, пелит-хлорит-серицитовый (в нижних частях разреза) имеет струйчато-волокнистое строение.

Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, став-

ролитом, рудные — гематит-лимонитом. Алевролиты (в низах толщи) кварцево-слюдистые, с пелит-алевритовой структурой, со слабой сланцеватой текстурой, выраженной одинаковой ориентированностью хлоритовых и слюдистых частиц (одновременно реагируют на поляризованный свет).

Порода уже приближается к сланцам, а несколько выше залегают кварцево-слюдистые алевролиты, обладающие уже алевробластической структурой. Новообразованные мельчайшие частички слюд и хлорита как бы «обтекают» мелкие (до 0,2 мм) бурые участки, состоящие, по-видимому, из реликтов слюдисто-пелитового первичного вещества породы, образуя пятнистую текстуру.

Структура песчаников уже становится псаммобластической (регенерация кварца, процесс бластеза, обилие серицита). Появляются трещинки милонитизации. В результате одностороннего давления гравийные обломки кварцитов в гравийных песчаниках «сплющились», как бы притерлись друг к другу, а между ними расположились деформированные плейчатые светлые слюды. Есть песчаники, в которых обломки и зерна сильно разрушены и снова сцементированы гидроокислами железа. Такие песчаники напоминают катаклазированные породы.

Чем выше по разрезу, тем плотнее становятся породы, иногда почти исчезает связывающая масса, обломки цементируют друг друга. Гравелиты настолько уплотняются, что цемент в них занимает 5%, а порой менее 1% (тогда как в низах разреза он составляет до 10%). Кварц в цементе перекристаллизовывается, цементирующий материал уподобляется ороговиковавшей породе с гранобластовой структурой. Часто псефитовые образования принимают облик монолитной цельной породы с пятнистой текстурой, где «пятна» — бывшие гравийные обломки с гранобластовой структурой кварцитов.

Вверх по разрезу в еще большей степени изменяются мелкозернистые разности. В аргиллитах, залегающих в низах разреза, сохраняются участки первичной глинистой массы, а в алевролитах и песчаниках — следы глинистого цемента, и структуры можно назвать соответственно пелито-бластической, алевробластической, псаммобластической. В верхних же частях разреза эти породы утрачивают почти все признаки осадочных и принимают облик метаморфических образований (низшие степени метаморфизма). Перекристаллизация кварца, обилие серицита и мусковита (аутигенный мусковит начинает преобладать над терригенным) лепидогранобластовые, гранобластовые, псаммобластовые структуры, сланцеватые флюидалные текстуры — вот характерные признаки юрских отложений, залегающих в верхней части разреза Назар-Айлок. Надо оговориться, что в средне- и крупнозернистых песчаниках сохраняются черты псаммитовых структур. Другими особенностями, доказывающими интенсивные вторичные изменения юрских отложений Назар-Айлока, является метаморфизм углей этого месторождения и находки кристаллического кварца. Присутствие среди отложений антрацитов — углей самой высокой степени метаморфизма — довольно редкое явление в Средней Азии.

Подобные угли были встречены в пределах Восточноферганского угленосного бассейна, где Н. В. Шабаров (1945) отмечал определенную углепетрографическую зональность среди углей, которые претерпевали постепенное «отошение» к востоку, в сторону. Большого ферганского разлома. Аналогичная зональность отмечается и в пределах призеравшанских угольных месторождений, где на месторождениях Магиан и Кштут-Зауран — угли марок Г—ПЖ, а на Назар-Айлок — уже марки А. Последние очень стойки против выветривания, легкие (малозольные),

крепкие, блестящие. Взятые нами здесь в 1962 г. куски угля из отвалов выработок 1937—1939 гг. были без всяких следов выветривания по-прежнему с алмазным блеском, не трещиноватые.

В 1939 г. И. А. Пасько и Г. И. Алесин установили, что антрациты Назар-Айлока содержат 6—8% летучих, 90—94% углерода. Угли не идентичны по степени углефикации по разрезу. Стратиграфически ниже залегают более углефицированные разности, т. е. подтверждается правило Хильта. Петрографический состав углей неоднороден, представлен различными соотношениями ингредиентов, но подробное освещение этого вопроса выходит за рамки данного сообщения.

Намечается определенная связь метаморфизма углей с изменением вмещающих пород.

Метаморфизм углей и угленосных пород изучался многими исследователями (Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957 и др.). Все они приводили интересные данные, подтверждающие предположение, что определенному типу угля отвечают соответственно измененные вмещающие породы.

Н. В. Логвиненко (1956) на примере осадочных пород карбона в Донецком бассейне показывает, как степень изменения пород усиливается от районов развития длиннопламенных углей к районам с антрацитом. Он выделяет три зоны эпигенеза, каждой из которых соответствуют определенные марки угля.

Зона нормального эпигенеза объединяет осадочные породы с цементом глинистым, опал-халцедон-глинистым, глинисто-карбонатным и карбонатным, с пористостью от 10—12% до 25%. Этим породам соответствуют бурые, длиннопламенные угли и жидкая нефть. К зоне прогрессивного метаморфизма Н. В. Логвиненко относит цементированные породы с глинистым, глинисто-карбонатным, карбонатным, хлоритовым цементом, с пористостью 1,5—2% до 5—10%. В этих породах находятся спекающиеся каменные угли. И, наконец, зоне начального метаморфизма соответствуют породы, характеризующиеся мусковит-хлорит-кварцевым составом, с кварцевыми прожилками. Цемент в этих породах серицитовый, серицит-кварцевый, серицит-кварцево-карбонатный, серицит-кварцево-хлоритовый, частью регенерационный. Породы метаморфизованы, отмечаются плитчатые сланцевые текстуры, линейная ориентировка, бластические структуры. Эти породы включают антрациты.

Описанные нами юрские отложения Назар-Айлок более всего соответствуют третьей зоне эпигенеза или зоне начального метаморфизма Н. В. Логвиненко. Нормальные осадочные юрские породы, изученные по другим разрезам, включают в своей толще каменные угли марки Г—ПЖ и соответствуют второй зоне Н. В. Логвиненко — зоне прогрессивного метаморфизма. Таким образом, выдвинутая некоторыми исследователями концепция о взаимосвязи метаморфизма осадочных толщ и изменения углей, заключенных в последних, подтверждается и нашими данными.

Находки кристаллического кварца, сделанные нами в 1962 г., приурочены к прослоям крупнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов. Представлены они гнездами диаметром до 20 см, выполненными по периферии натечными формами кварца со щеткой мелких кристаллов правильной огранки, прозрачных, бесцветных, иногда слабо желтоватых, размером до 2—3 см. Кристаллы были переданы для термометрических исследований В. В. Могаровскому.

Определение проводилось методом гомогенизации в микротермокамере. Поправки на давление и концентрацию не учитывались. Было изучено 9 включений из трех кристаллов:

- | | |
|----------------------|----------------------|
| 1) 125° С (3 замера) | 6) 120° С (1 замер) |
| 2) 125° С (3 ») | 7) 110° С (1 замер) |
| 3) 125° С (3 ») | 8) 130° С (1 замер) |
| 4) 125° С (3 ») | 9) 120° С (3 замера) |
| 5) 120° С (1 замер) | |

Таким образом, на основании приведенных данных можно сделать вывод о том, что эти кристаллические образования представляют собой результат отложения кремнекислоты из низкотемпературных гидротерм с температурой в пределах 100—130° в процессе «отжимания» кремнистых растворов из вмещающих пород под действием стресса.

Поступление минерализованных гидротермальных растворов, вероятно, не было связано с магматическими очагами, поскольку на контакте с юрскими отложениями Назар-Айлока и в непосредственной близости от них интрузии отсутствуют. Скорее всего кремнистые гидротермы поступали из самих вмещающих пород, представленных на 90% кварцем. Под действием давления происходило частичное растворение кварца и перетолжение в зонах разгрузки давления — пустотах, трещинах, где и образовались гнезда с кварцевыми кристаллами. Какой-либо приуроченности этих образований к разломам или крупным трещинам не было отмечено.

Само явление образования кристаллического кварца в осадочных породах встречается весьма редко, а при допущении увеличения количества и размера этих гнезд, укрупнения самих кристаллов на глубине можно вполне определенно говорить о промышленном интересе к этому ценному сырью в юрских отложениях Зеравшано-Гиссарской зоны Центрального Таджикистана.

Все вышеперечисленные особенности изменения пород Назар-Айлоцкого месторождения свидетельствуют о проявлении интенсивных процессов локального «динамотермального» метаморфизма (Елисеев, 1963), который объясняется односторонним давлением толщи силурийских отложений, надвинутых на юрские с юга по крупному разлому. Этим разломом было срезано южнее крыло назарайлокской синклинали, сформированной в период тектогенеза, предшествующий надвигу. Отсюда становится понятным возрастание степени метаморфизма отложений стратиграфически снизу вверх по разрезу в сторону разлома.

Действие одностороннего давления привело к тому, что изменения в осадочных породах проявились, главным образом, в отношении их структур и текстур (как результат пластических деформаций) и в меньшей степени — в отношении минеральных новообразований. Вполне понятно, что изменения структур и текстур наиболее четко выражены в мелкозернистых разностях, в то время как в средне- и крупнозернистых псаммитовых образованиях они почти незаметны, но зато яснее выявились процессы кварцевого бластеза и регенерации. В гравелитах и конгломератах действие динамометаморфизма сказалось на перекристаллизации цементирующего материала и приобретении им сланцеватости и на большей уплотненности обломков. Новообразованные минералы, упомянутые выше, одинаковы для всех типов осадочных образований.

Помимо месторождения Назар-Айлок, изменения осадочных пород отмечены в той же призеравшанской зоне, на месторождении Фан-Ягноб (Рават). Поскольку нами исследования там не проводились, необходимо сослаться на работу Л. П. Коннова (1956, 1958) и Т. А. Сикстель (1952). Ими на месторождении были установлены резкие петрографические различия между несогласно контактирующими отложениями триаса и юры, что объясняется большей степенью метаморфизма триасовых

отложений по сравнению с юрскими и дает возможность проводить между ними возрастную границу.

Некоторые вышеизложенные характерные вторичные изменения юрских осадочных отложений, помимо большого теоретического значения для понимания процессов метаморфизма в осадочных образованиях, представляют не меньший практический интерес, поскольку с ними связан ряд полезных ископаемых (антрациты, галенит, кристаллический кварц), которые свойственны лишь отложениям, испытавшим влияние динамометаморфизма в пределах Центрального Таджикистана.

Если все месторождения каменных углей высокой степени углефикации в настоящее время уже выявлены и опробованы (Фан-Ягноб, Назар-Айлок), то на вторичную минерализацию не обращалось внимания, тогда как при постановке соответствующих поисковых работ подобные полезные ископаемые могут представлять несомненный интерес.

Все толщи осадочных пород, независимо от возраста, испытавшие динамометаморфическое воздействие, должны требовать к себе повышенного внимания, поскольку, кроме упомянутых полезных компонентов, они могут содержать еще целый ряд минеральных новообразований. В то же время, вызывая сильную уплотненность пород и соответствующие понижение пористости до первых процентов, крупные разломы, с точки зрения перспектив нефтегазоносности, снижают коллекторские возможности пород-коллекторов в зоне действия разломов, и это явление нельзя сбрасывать со счетов при поисковых работах, особенно вблизи горного обрамления Таджикской депрессии.

Выводы

1. Существенные различия строения и состава юрских отложений Центрального Таджикистана можно объяснить влиянием локального динамометаморфизма, обязанного расчленению области юрской седиментации на отдельные тектонически-разнородные блоки, ограниченные глубинными разломами.

2. Все мелкозернистые осадочные образования месторождения Назар-Айлок, наиболее метаморфизованные по сравнению с синхронными отложениями на всей остальной территории района, превращены в флюидоподобные сланцы, в слюдисто-кварцевые метаморфизованные мелкозернистые песчаники и алевролиты, приближающиеся к кристаллическим сланцам. Крупнозернистые разности уплотнены и окремнены.

3. Все породы преобрели структуры, сланцеватые, волокнистые и флюидальные текстуры. Развита кварцевый бластез и регенерация зерен. Отмечены новообразования мусковита, хлорита, серицита и кальцита, а в породах некоторых разрезов южного склона Гиссара — и галенита.

4. Угли, заключенные в метаморфизованных отложениях юры, под влиянием динамометаморфизма преобразованы до антрацитов.

5. Новообразования кристаллического кварца, выполняющего пустоты в кварцевых песчаниках, представляют собой результат отложения кремнекислоты из низкотемпературных гидротерм в результате «отжимания» из самих вмещающих пород под действием стресса.

6. Учитывая описанные вторичные изменения пород, необходима постановка специальных тематических исследований и поисковых работ, направленных на выяснение перспектив, уже обнаруженных новообразований минералов, и на выявление возможных полезных компонентов, связанных с метаморфизмом осадочных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Елисеева Н. А. *Метаморфизм*. М., 1963.

Коннов Л. П. К вопросу о метаморфизме верхнетриасовой гумидноконтинентальной формации Гиссарского хребта. *Зап. Уз. отд. ВМО*, вып. 9, 1956.

Коннов Л. П. О границе триаса и юры в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. *Докл. АН ЯзССР*, № 4, 1958.

Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. *ДАН СССР*, т. 116, № 2, 1957.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. *ДАН СССР*, т. 106, № 5, 1956.

Полянский Б. В. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб. *Докл. АН Тадж. ССР*, т. 4, № 2, 1961.

Сикстель Т. А. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан-Ягноб. *Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР*, т. 2, 1952.

Шабаров Н. В. Зональное распределение углей различных марок в Киргизской, Узбекской и Таджикской ССР. *Изд-во Госгеолыздат*, 1945.

Б. В. ПОЛЯНСКИЙ, Д. Д. ПОГОРЕЛАЯ

ДАР БОРАИ ДИГАРГУНШАВИИ ТАХНИШИНҲОИ ДАВРАИ ЮРАИ ТОЧИКИСТОНИ МАРКАЗИ

Дар мақола масъалаҳои дигаргуншавии таҳнишинҳои давраи юра ва як қатор қонҳои ангиштсанг инъикос ёфтааст.

М. Р. ДЖАЛИЛОВ, Ф. Х. ХАКИМОВ
О ГРАНИЦЕ ТУРОНСКИХ И КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Положение границы между туроном и коньяком даже в районах, близких к стратотипическим разрезам, не везде еще точно установлено (Ренгартен, 1959). Для таких регионов, как Таджикская депрессия, решение этого вопроса усложняется как их удаленностью от типичных местностей, так и своеобразием комплексов ископаемых, встречающихся в пограничных слоях. Возможно, именно поэтому в пределах нашего региона нижняя граница коньякских отложений пока достоверно не установлена.

Нами в течение 1963—1965 гг. были изучены некоторые разрезы верхнего мела Таджикской депрессии. Полученные материалы позволяют подойти к решению данного вопроса с несколько иных позиций, чем было принято до сих пор. Прежде чем перейти к изложению наших данных, необходимо коротко остановиться на разборе существующих взглядов по рассматриваемому вопросу.

В разработанной С. Н. Симаковым (1952) схеме расчленения меловых отложений Таджикской депрессии граница между отложениями турона и коньяка проводилась по кровле свиты *o* и подошве свиты *p*. На позднетурунский возраст первой свиты, по мнению С. Н. Симакова, главным образом указывают находки остатков аммонитов *Placenticeras cf. placenta* DeKay, *Pl. kysylkumense* Arkh. Раковины этих видов были обнаружены Н. К. Быковой в разрезе Ак-Тар (юго-западные отроги Гиссарского хребта) в отложениях, синхронных по С. Н. Симакову, свите *o*.

В отношении определений перечисленных видов можно отметить, что формы, описанные А. Д. Архангельским, как *Placenticeras placenta* DeKay, с которыми отождествлены экземпляры из Ак-Тара недавно были переименованы В. Д. Ильиным (1959) в *Pl. arkhangelskii* Iljin. Остатки этого вида, по данным В. Д. Ильина, встречаются в верхнетуронских отложениях Кызылкумов. Таким образом, указание С. Н. Симакова на находки *Pl. arkhangelskii* в свите *o* подтверждает ее позднетурунский возраст.

Placenticeras kysylkumense Arkh. переопределен В. Д. Ильиным, как *Stantnoceras kysylkumense* (Arkh.), и по данным этого исследователя характерен для сантона Кызылкумов. Совместное нахождение остатков данного вида с *Pl. arkhangelskii* Iljin не подтверждено. Можно предположить, что экземпляры, собранные Н. К. Быковой, были неправильно отождествлены со *St. kysylkumense* (Arkh.),

Анализируя комплекс ископаемых из вышележащей свиты *p*, С. Н. Симаков пришел к выводу о возможно коньякском их возрасте. Все предыдущие исследователи относили эту свиту к турону.

Исследования Н. Н. Бобковой (1961а, б) позволили полнее фаунистически охарактеризовать стратиграфические единицы, выделенные С. Н. Симаковым. Отложения свиты *o* Н. Н. Бобковой были расчленены на гипсоносную пачку и слои с *Liostrea rouvillei* Coq. и отнесены к турону. Позднетурунский возраст слоев с *Liostrea rouvillei* Coq., по мнению

Н. Н. Бобковой (1961 б), подтверждается находкой в этих слоях остатков *Inoceramus lamarcki* Woods (non Parkinson) var. II Renngarten, известного также из верхнетуронских отложений Северного Кавказа. Свита *p* рассматривалась этим автором, как слои с *Hemiasterourneli* Desh. имеющие коньякский возраст.

В. Д. Ильин (1959), изучавший в течение ряда лет меловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных территорий, пришел к выводу о коньякском возрасте большей части свиты *o*. Границу между отложениями турона и коньяка В. Д. Ильин предложил проводить по кровле пестроцветной гипсоносной пачки, залегающей в низах этой свиты.

Основным доводом в пользу такого опускания границы В. Д. Ильину послужили находки в отложениях свиты *o* раковины *Placenticeras akrobatense* Vinokurova. На сенонский возраст этого вида, как пишет В. Д. Ильин (1959, стр. 193), «указывает форма его лопастной линии, имеющая слабо выраженный синус и четвертую лопасть, более развитую, чем пятую».

Из других доводов, проводимых этим исследователем в пользу коньякского возраста рассматриваемых слоев, заслуживает внимание указание на первое появление раковин *Liosirea rouvillei* Coq. в отложениях свиты *o* и на находки отдельных экземпляров этих пелеципод в вышележащей свите *p*.

Впоследствии В. Д. Ильиным (1963) в отложениях свиты *o* были обнаружены раковины *Barroisiceras haberfellneri* Hauer, *B. akrobatense* Iljin. Как известно, род *Barroisiceras*, имеющий широкое географическое распространение, существовал только в течение коньякского века. Таким образом, точка зрения о коньякском возрасте значительной части свиты *o* как будто получило более серьезное подтверждение.

Следовательно, по вопросу о границе между туроном и коньяком в Таджикской депрессии сложились две точки зрения (табл. 1). Одни исследователи (Бобкова, 1961 а, б), вслед за С. Н. Симаковым проводили эту границу по кровле свиты *o*, другие (Андреев, 1965) вслед за В. Д. Ильиным считают, что ее надо проводить по кровле гипсоносной пачки, залегающей в нижней части данной свиты.

Рассмотрение описанных нами разрезов показывает, что не во всех частях Таджикской депрессии в основании свиты *o* наблюдается гипсоносная пачка. Эти пестроцветные отложения, вопреки утверждению некоторых геологов, не имеют регионального распространения. Как показано на рис. 1, для западных и юго-западных участков Таджикской депрессии отсутствие гипсоносной пачки скорее является правилом, чем исключением. Материалы советских и афганских геологов (Широков, 1962; Курбан Али Мансур, 1965; Мирзад Амир Голь, 1965) по Северному Афганистану показывают, что в районах, примыкающих с юга к указанной территории, гипсоносная пачка верхнего турона также отсутствует. Следовательно, на площади, занимающей значительную часть, так называемой Афгано-Таджикской впадины, гипсоносная пачка или подсвита *o*₁ С. Н. Симакова замещается глинисто-карбонатными породами. Во многих стратиграфических схемах это положение не учтено.

Если принять точку зрения геологов, проводивших границу между туроном и коньяком по кровле гипсоносной пачки, то остается неясным ее положение в случае замещения этой пачки глинами и известняками.

После таких предварительных замечаний переходим к изложению имеющихся данных по обсуждаемому вопросу.

Верхнетуронские слои в Таджикской депрессии начинаются пачкой пород, выделенной М. Р. Джалиловым (1968) в дасгирыкский горизонт. В западной части этого региона рассматриваемые слои (мощностью 45—

Сопоставление схем стратиграфического расчленения верхнетуронских и коньякских отложений Гаджикской депрессии

С. Н. Симак-ков, 1952		Н. Н. Боб-кова, 1958—1961		В. Д. Иль-ин, 1959—1963		Предла-гаемое деление		Литологическая характеристика	
т у р о н	с в и т а р	т у р о н	слои с <i>Hemias-ter fourneli</i> Desh	к о н ъ я к	Lewesiceras asia-ticum	к о н ъ я к	акраба-тский горн-зонт	Серые глины с тонкими прослоями светло-серых мергелей 55—100 м	
								Серые глины с прослоями мергелей и известняков ракушечников 30—65 м	
т у р о н	с в и т а о	т у р о н	слои с <i>Liostrrea gouvilliei</i> Coq	к о н ъ я к	<i>Barroisiceras haberfellneri</i>	к о н ъ я к	модульский горизонт	Известняки, известняки-ракушечники с прослоями серых глин и мергелей 10—35 м	
								Глины и алевро-литы, пестр цвет-ные с прослоями белых и розовых гипсов 5—40 м	
т у р о н	с в и т а о	т у р о н	слои с <i>Hemias-ter fourneli</i> Desh	к о н ъ я к	<i>Collignoniceras woolgari</i>	к о н ъ я к	музрабатский горизонт	Серые глины и песчаные глины 5—45 м	
								Глины и алевро-литы, пестр цвет-ные с прослоями белых и розовых гипсов 5—40 м	

85 м) литологически выражены серыми песчаными глинами и глинами с маломощными прослоями ракушечников (рис. 2). Остатки ископаемых приурочены как к известнякам-ракушечникам, так и к глинам.

В этих отложениях встречены остатки следующих видов: *Lewesiceras sharpei* Spath, *Collignoniceras woolgari* Mant., *C. intermedium* (Haas), *Fatina* (*Costeina*) *costei* Coq., *Liostrrea jaxartensis* Simakov, *L. delettrei* Coq., *Plicatula batnensis* Coq., *Pl. auressensis* Coq., *Ceratostreon praespinosum* Frolenkova, *Exogyra turkestanensis* Borneman, *Pholadomya albina* Reich, *Haustator pseudodifficilis* Pcelincev, *Gyrodus gar-makensis* Djalilov.¹

В центральной части Таджикской депрессии глинисто карбонатный состав данных слоев сохраняется, хотя их мощность уменьшается до 20—45 м. В комплексе ископаемых, наряду с раковинами пластинчатожаберных и аммонитов, заметное место занимают остатки морских ежей, обычно малочисленных для западной части депрессии. Из данных слоев определены *Hemias-ter blankenhorni* Gauthier, *H. solignaci* Lambert, *H. consobrinus* Peron et Gauthier.

Мощность дастриякского горизонта вновь увеличивается (до 50—70 м) в восточной части депрессии. В составе этих слоев преобладают глины, однако заметно возрастает роль мергелей и известняков.

Наконец, в Юго-Западном Дарвазе рассматриваемые слои выражены карбонатными песчаными глинами (12—30 м), содержащими неболь-

¹ Здесь и далее определения аммонитов принадлежат Ф. Х. Хакимову, пластинчатожаберных — А. Я. Фроленковой, морских ежей — Е. В. Егорову и брюхоногих — М. Р. Джалилову.

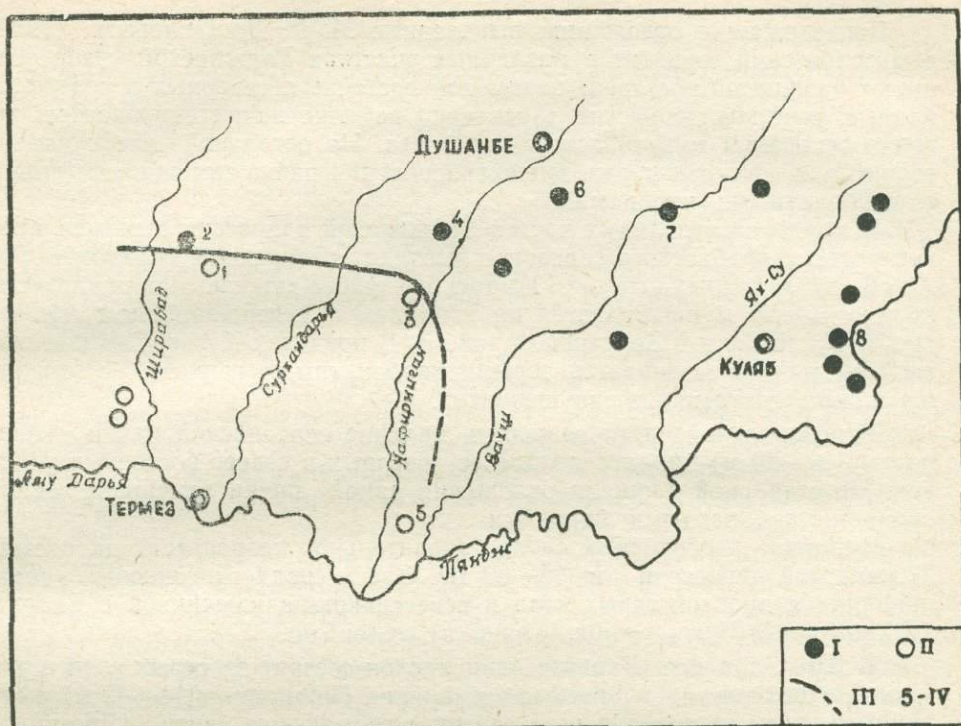


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов: I—разрезы, в которых имеются гипсоносные отложения верхнего турона; II—разрезы, в которых гипсоносные отложения верхнего турона замещены глинисто-карбонатными породами; III—граница распространения гипсоносной пачки; IV—местонахождение разрезов, приведенных на рис. 2: 1—Аккапчигай; 2—Аулят; 3—Чорроха; 4—Каракуз; 5—Ходжа-Казиян; 6—Дас-Гирияк; 7—Пулисангинское ущелье; 8—Хирманжоу.



Рис. 2. Сопоставление разрезов верхнетуронских и коньякских отложений Таджикской депрессии:

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—глины; 5—известняки песчано-глинистые; 6—глины с гипсами; 7—известняки; 8—известняки песчаные; 9—мергели; 10—ракушечники; 11—гипсы.

шие прослой песчаных известняков-ракушечников. Мощность последних возрастает к югу.

Позднетуронский возраст описываемых слоев принимается сейчас всеми исследователями верхнего мела Таджикской депрессии (Андреев, 1965; Бобкова, 19616; Джалилов, 1963; Ильин, 1959 и др.).

Вышележащие отложения, выделенные М. Р. Джалиловым (1968) в музрабатский горизонт в различных участках Таджикской депрессии имеют различный состав. В целом для восточных, северных и северо-западных участков депрессии характерно наличие пачки гипсоносных пород в основании музрабатского горизонта. На остальной части данной территории, как отмечалось выше, гипсоносная пачка замещается глинисто-карбонатными породами.

В пределах отдельных частей Таджикской депрессии строение нижней части музрабатского горизонта выглядит следующим образом.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта гипсоносная пачка мощностью 10—20 м наблюдается на западном и северо-западном склонах хребта Кугитанг и в Байсунском районе. В пределах Келиф-Сарыкамышской гряды она замещается серыми карбонатными глинами с тонкими прослоями известняков-ракушечников.

В центральной части депрессии наличие гипсоносной пачки (мощностью 10—20 м) характерно для ее северных и северо-восточных участков. На остальной площади отложения данной пачки замещены также глинисто-карбонатными породами.

Мощность гипсоносных слоев значительно возрастает на востоке Таджикской депрессии (до 35—60 м). Здесь среди гипсоносных пород появляются прослой серых глин и известняков-ракушечников с *Exogyra turkestanensis* Born., *Fatina* (*Costeina*) *costei* Coq.

В Юго-Западном Дарвазе данные слои состоят из серых глин с прослоями гипсов и красноцветных песчаников (мощностью 11—42 м) выделенных одним из авторов этой статьи в гармакскую свиту (Джалилов, 1963).

Палеонтологическая характеристика гипсоносной части этого горизонта не ограничивается вышеперечисленными формами. В различных пунктах Таджикской депрессии в отложениях гипсоносной пачки Ю. Н. Андреевым (1965) обнаружены раковины острокод *Neocyprideis? leguminoformis* Andreev. По его данным, родственные отмеченному виду формы характерны только для турона.

Возраст описанной пачки всеми исследователями принимается как позднетуронский.

Выше залегает толща пород, генетически более близкая к нижележащим отложениям, чем к вышележащим. Эта пачка (верхняя часть музрабатского горизонта) в юго-западных отрогах Гиссарского хребта четко выделяется в тех разрезах, где ниже ее присутствуют гипсоносные отложения. Литологически рассматриваемые слои выражены серыми глинами и песчаными глинами с прослоями известняков-ракушечников. Мощность карбонатных пород возрастает к северу. В ракушечниках обнаружены раковины *Exogyra turkestanensis* Born., *Fatina* (*Costeina*) *costei* Coq., *Liostrea* cf. *oxiana* Rom., *L. delettrei* (Coq.), *Liopistha* cf. *aequivalvis* Goldf.

В тех участках рассматриваемого района, где гипсоносная пачка замещается глинисто-карбонатной, отложения, синхронные описываемым слоям, практически неотделимы от нижележащих пород. В таком случае они составляют единую толщу (мощность 40—60 м), представленную глинами и известняками.

В пределах центральной части Таджикской депрессии данную пачку четко удается наблюдать в северных и северо-восточных участках. В ее составе (мощность 15—30 м) преобладают карбонатные породы. Комблекс ископаемых состоит из тех же видов, что и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В западных и юго-западных участках этого

района, где нижележащие гипсоносные слои замещаются глинисто-карбонатными, отделить описываемые отложения от нижележащих не представляется возможным. Здесь эти две пачки объединены в единую толщу глин и известняков-ракушечников мощностью 30—35 м.

На востоке депрессии мощность слоев, залегающих выше гипсов, уменьшается до 10—15 м. Это происходит за счет возрастания мощности нижележащих гипсоносных отложений. Представлены эти слои известняками и известняками-ракушечниками с прослоями глин. Наряду с перечисленными выше ископаемыми здесь обнаружены *Lima (Plagiostoma) marrotiana* Orb., *Exogyra turkestanensis* Born. var. *longa* Bobkova.

В Юго-Западном Дарвазе данной пачке соответствует верхняя часть гармакской свиты.

Суммируя данные о распространении описываемых слоев, можно отметить следующее. В тех частях Таджикской депрессии, где гипсоносные слои верхов тулона замещаются глинисто-карбонатными, рассматриваемая пачка образует генетически единую толщу с нижележащими отложениями — аналогами гипсоносных пород. Эта толща имеет четкую, только ей присущую литологическую характеристику, отличается определенным набором фаунистических остатков. Для нее характерно массовое присутствие остатков *Exogyra turkestanensis* Born., раковины которой часто являются породообразующимися. В тех участках Таджикской депрессии, где наблюдаются гипсоносные отложения музрабатский горизонт по литологическому признаку подразделяется на две части. Нижняя часть — гипсоносная, которая выделяется в объеме подсвиты o_1 С. Н. Симакова (1952), верхняя — карбонатно-глинистая, составляющая нижнюю часть подсвиты o_2 .

Среди органических остатков, встреченных в музрабатском горизонте (табл. 2), отмечаются раковины как туронских, так и коньякских видов. Однако, наряду с широко распространенными видами, здесь встречаются остатки *Liostrea deletrei* Coq., которые в пределах нашего регио-

Таблица 2
Список ископаемых из музрабатского горизонта

Вид	Сепоман	Турон		Коньяк
		ниж- ний	верх- ний	
Остракоды				
<i>Neocyprideis? leguminoformis</i> Andreev			+	×
Пластинчатожаберные				
<i>Exogyra turkestanensis</i> Borneman	+	+	+	×
<i>Exogyra turkestanensis</i> Born. var. <i>longa</i> Bobkova.	+	+	+	×
<i>Fatina (Costeina) costei</i> Coq.		+	+	×
<i>Liostrea oxiana</i> Rom.		+	+	×
<i>Liostrea defettrei</i> (Coq.)	+	+	+	
<i>Liopistha aequalvus</i> Goldf.		+	+	×
<i>Pholadomya albina</i> Reich		+	+	×

Примечание. × — распространение вида в пределах Таджикской депрессии,
+ — биозона вида.

на в заведомо коньякских слоях еще не обнаружены. Это, по-видимому, определено свидетельствует о туронском возрасте вмещающих пород.¹

На отложения музрабатского горизонта в юго-западных отрогах Гиссарского хребта согласно залегает толща темно-серых и серых глин (мощностью 40—70 м) с маломощными прослоями серых мергелей и мергелистых ракушечников. Ракушечники почти нацело состоят из раковин *Liostrea gouvillei* Coq. Кроме раковин этого вида, здесь обнаружены остатки *Barroisiceras* ex gr. *akrabatense* Iljin, *Coilopoceras gissarensis* Iljin, *Liostrea oxiana* Rom., *L. gauthieri* Thomas et Peron, *Fatina* (*Costeina*) *costei* Coq., *Exogyra turkestanensis* Born., *Lima* (*Plagiostoma*) *marrotiana* Orb., *Hemiaster consobrinus* Peron et Gauthier, *H.ourneli* Desh., *H. javanicus* Schmidt, *Pygaulus faasi* Schmidt, *Ascensovoluta fenestrata* Djalilov, *A. angusta* Pcel.

Видимо, отмеченные В. Д. Ильиным (1963) находки *Barroisiceras haberfellneri* Hauer и *V. akrobatense* Iljin приурочены к этой же толще.

Описываемые отложения М. Р. Джалиловым (1968), выделены в модунский горизонт. В основном глинистый состав рассматриваемых слоев сохраняется и в центральной части Таджикской депрессии, где их мощность сокращается до 20—40 м. Комплекс ископаемых состоит из тех же видов, что и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Наряду с этим в данном районе встречены остатки *Placenticeras crassum* Iljin, *Lima* (*Plagiostoma*) *subrigida* Roem., *Megatrigonia* (*Apiotrigonia*) *turkestanensis* (Arkh.), *Hemiaster nucleus* Desor, *H. simakovi* Schmidt, *Tylostoma ferganense* Pcelincev.

На востоке Таджикской депрессии количество прослоев ракушечников в составе модунского горизонта сильно возрастает. Мощность данных слоев достигает 30—35 м. Раковины *Liostrea gouvillei* Coq., встречаются крайне редко. Комплекс ископаемых состоит из тех же видов, что и в других участках депрессии.

В Юго-Западном Дарвазе большая по мощности часть рассматриваемых слоев представлена карбонатными породами, хотя их общая мощность сокращается до 17—27 м.

В отношении возраста модунского горизонта можно заметить следующее.

Среди перечисленных ископаемых из рассматриваемых слоев, наряду с видами, имеющими широкое вертикальное распространение (к которым принадлежит большинство из отмеченных пластинчатожаберных и морских ежей), присутствуют и виды, впервые появившиеся в этом горизонте и распространившиеся в коньяке. К таким видам относятся *Hemiaster fourneli* Desh., *Ascensovoluta angusta* Pcel., *A. fenestrata* Djalilov. По появлению этих новых элементов, с учетом находок представителей рода *Barroisiceras*, удобнее всего проводить границу между туроном и коньяком, что и сделано нами. Однако положение этой границы, равно также как и отнесение модунского горизонта к коньяку, еще нельзя считать окончательно установленным.

Вышележащая толща (свита *p*, по С. Н. Симакову, 1952; слои с *Hemiaster fourneli* Desh., по Н. Н. Бобковой, 1961 а, б) в последней схеме М. Р. Джалилова (1968) выделена в акрабатский горизонт. Эти слои достаточно полно охарактеризованы перечисленными исследователями. Поэтому, не останавливаясь на их описании, лишь отметим, что повсеместно на территории Таджикской депрессии к ним приурочены находки остатков *Proplacenticeras orbignyanum* Geinitz. Немногочисленные раковины *Lewesiceras asiaticum* Iljin обнаружены только в юго-западных отрогах

¹ Ф. Х. Хакимовым (1970) в отложениях этого горизонта обнаружен комплекс позднетуронских аммонитов.

Гиссарского хребта. Ограниченное географическое распространение данного вида ставит под сомнение целесообразность выделения под этим индексом зоны для всей Таджикской депрессии. Возраст рассматриваемых слоев определяется находками *P. orbignyana* Geinitz, который, кроме изученного региона, известен из коньяка Европы.

Выводы

1. Гипсоносная пачка верхнего турона, по кровле которой принято проводить границу между туроном и коньяком, не имеет регионального распространения. Эта пачка в юго-западных участках Таджикской депрессии замещается глинисто-карбонатной толщей. Фаунистическое и литологическое единство гипсоносной пачки и ее аналогов с вышележащими отложениями послужило основанием к их объединению в единый музрабатский горизонт, возраст которого по комплексу ископаемых определен как туронский.

2. Вышележащий модунский горизонт условно отнесен к коньяку. Следуя такой трактовке пограничных слоев, границу между туронскими и коньякскими отложениями в западной и центральной частях Таджикской депрессии следует проводить по основанию толщи глин с маломощными прослоями мергелей и известняков — ракушечников с многочисленными раковинами *Liostrea gouvillei* Coq. На востоке депрессии эта граница проводится в 10—15 м выше гипсоносной пачки, в основании глин и ракушечников с остатками *L. gouvillei* Coq., *Hemiasterourneli* Desh. В Юго-Западном Дарвазе рассматриваемая граница совпадает с кровлей Гармакской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

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

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

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

Джалилов М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений. Юго-Западного Дарваза. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 7, 1963.

Джалилов М. Р. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. ДАН Тадж. ССР, т. XI, № 8, 1968.

Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 23, 1959.

Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Курбан Али Мансур. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Центральной части Северного Афганистана. Автореф. канд. дисс. Баку, 1965.

Мирзад Амир Голь. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских отложений междуречья Хильк-Кокча (Восточная часть Северного Афганистана). Автореф. канд. дисс. Баку, 1965.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа, Региональная стратиграфия СССР, т. 6, 1959.

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

Широков В. Я. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии. Тр. Московск. ин-та нефтехим. и газовой пром. им. И. М. Губкина, вып. 36, 1962.

М. Р. ЧАЛИЛОВ, Ф. Х. ХАКИМОВ

ДАР БОРАН САРХАДИ БАИНИ ТАХНИШИНҲОИ ТУРОН ВА КОНЬЯКИ ДЕПРЕССИЯИ ТОЧИК

Оид ба сарҳади байни тақнишинҳои турон ва коньяки баъзе районҳои Тоҷикистон дар мақола маълумотҳои нав оварда шудааст.

В. Д. БОСОВ

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕТРЕТИЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТОЛЩИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Вопрос о возрасте верхнетретичной толщи в целом на территории Таджикской депрессии до сего времени детально никем не рассматривался. В результате литолого-стратиграфических исследований в отдельных районах представления о возрасте ряда свит, а иногда и разрезов неоднократно менялись. Так, например, Н. А. Кудрявцев (1932) почти всю верхнетретичную континентальную толщу по саю Хочильер на южном склоне Гиссарского хребта отнес к олигоцену, и только конгломератовые пласты самой верхней части разреза охарактеризовал, как неогеновые образования. М. Г. Барковская (1938) верхнетретичные отложения в районе Байсуна, за исключением конгломератовой свиты, относит к олигоцен-миоценовому возрасту. М. Н. Грамм (1953), на основании микропалеонтологических исследований указанной толщи, самую нижнюю часть большжуанской свиты (шурьсайскую пачку) относит к эоцену-нижнему олигоцену. Среднюю часть этой же свиты (камолинскую пачку) он считает олигоценом. Остальная часть верхнетретичной толщи, за исключением конгломератов верхней свиты, считается миоценовой.

В последние годы большое количество собранных образцов из верхнетретичных отложений исследовались на предмет установления микрофауны, а также обнаружения спор и пыльцы. Для различных районов Таджикской депрессии такие сведения имеются в работах В. И. Солуна (1956), Н. Г. Власова (1957), Я. Р. Меламеда (1962), В. Д. Босова и др.

В связи с небольшим количеством органических остатков в красноцветной толще для установления возраста пород использованы данные, которые получены из подстилающих и покрывающих эту толщу горизонтов.

В западной части Таджикской депрессии (Байсунская и Сурхандарьинская зоны) верхнетретичные отложения характеризуются более или менее детальной изученностью целого ряда опорных разрезов. В подошве красноцветной толщи на указанной площади встречаются ядра и отпечатки пластинчатожаберных *Cardium* sp., остатки фораминифер, относящихся к *Anomalina vialovi* Вук., а также остракоды *Cytheridea* sp., что позволяет отнести эти отложения к олигоценному возрасту.

Присутствие в пластах шурьсайской пачки пресноводных остракод, хар и остатков однодольных и двудольных растений (Н. Грамм, 1953) свидетельствует об установлении в это время континентальных условий формирования указанных пород.

В средней части верхнетретичной толщи, в породах гараутинской свиты, М. Н. Грамм обнаружил комплекс остракод *Cypris* sp., *Encypris*, *Lopocypris* sp., *Cypris* sp., *Sliocypris Bradyi*, которые в Понткаспиской области не опускаются ниже караганского горизонта, т. е. второй половины среднего миоцена. Кроме того, здесь встречены оогонии и отпечатки листьев растений (тростник?).

Характер литологического состава пород средней части отложений свидетельствует о том, что решающую роль в формировании осадков, скорее всего, играли аллювиальные и пролювиальные процессы.

В верхней части разрезов Байсунской, Сурхандарьинской и Вахшской зон найдены остракоды и оогонии хар. В отдельных образцах красноцветной толщи обнаружены отпечатки листьев растений. Вероятнее всего, эти отложения могут быть отнесены к миоцен-плиоценовому возрасту, а более верхние горизонты — к плиоцену. Покрывающие несогласно верхнетретичную толщу образования, конгломераты с прослоями песчаников, по своему возрасту относятся к древнечетвертичным и четвертичным образованиям.

На южном склоне Гиссарского хребта, в подошве больджуанской свиты, в целом ряде случаев найдены различные органические остатки. Так, в районе пос. Зевар (средняя часть течения р. Туполянг), в песчаниках самой нижней части толщи Н. К. Быковой и С. Н. Симаковым (1956) найдены отпечатки раковин пеллеципод, а в глинах встречены фораминиферы, напоминающие характерные виды, встречающиеся в отложениях сумсарских слоев. Кроме того, комплекс микрофауны указывает на то, что эти отложения можно сопоставить с ханабадскими и сумсарскими слоями и по возрасту считать их олигоценовыми. Об этом свидетельствует следующая микрофауна: *Spirotectamina* sp., *Miliolina* sp., *Miliolina* sp., *Robutus* ex. gr. *tombosus* (Renss), *Robutus* sp., *Saracenia* aff. *arcuata* (Orb), *chitortometta* sp., *Discorbus ferganensis* N. Byk., *Pseudoparetta atmensis* Samoitova, *Botivina* sp., *Unigerina jacksotennis*, *Cushman*, *Unigerina* sp., *Anomatina* sp., *Cibicides mundus* N. Byk и фораминиферы: *Spiroptectamina*, *Cristittaria* мелкие *Botatiidae* отдельные раковины *Ostracoda*, *Gtabigerina*.

В глинистых пластах больджуанской свиты установлены споры. *Fiticotes*, *Compositac*, *Osmunda*, *Hymenouotrioletes*, *Polypodiaceae*, *Oprioglossum* и пыльца: *Carya*, *Betula*, *Tsuga*, *Pinus*, *Picea*, *Myrtaceae*.

В средней части верхнетретичной красноцветной толщи по южному склону Гиссарского хребта до сего времени органические остатки собраны в очень ограниченном количестве. Только в самой верхней части лючобского разреза в образцах из глинистых прослоев М. Пулатовой обнаружена пыльца *Quercus*, *Castanca*, *Guglans*, *Carya*, *Betula*, *Ginkgoaceae*, *Pinus*, *Picca*, *Salicaceae*, *Ericaceae*, *Myrtaceae*, относящаяся к неогену. Некоторые формы пыльцы сходны с формами ранее встреченными в третичных отложениях Кавказа. Ряд из них характерен для пород третичного времени Урала и Западной Сибири.

О точной датировке возраста отдельных горизонтов по вышеописанным формам судить не представляется возможным, так как не установлены комплексы третичной пыльцы для южного склона Гиссарского хребта, но в целом верхнетретичную толщу, вероятнее всего, необходимо относить к миоцен-плиоцену, так как залегает она, как видно из описания, между олигоценовыми и четвертичными образованиями.

Разрезы верхнетретичных отложений на территории центральной части депрессии (Вахшская зона) характеризуются наличием различных органических остатков. В породах сумсарских слоев встречаются устрицы *Gryphea sewerzowi* Rom. В подошве красноцветной верхнетретичной толщи содержатся споры (*Hymenozonetriotetes*, *Potypodiaceae*, *Ophioglossum*) и пыльца (*Tsnga*, *Castanopsis*, *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*), как древесных, так и травянистых растений.

Отложения гараутинской свиты (средняя часть толщи) широко развиты в центральной части Таджикской депрессии. В этих отложениях К. В. Бабковым и У. А. Кухмазовым (1950) был найден череп *Mastodon*

sp. По определению В. И. Громова, эта форма напоминает *Mastodon angustidens*, которая характерна для среднего и верхнего миоцена. Кроме того, в средней части толщи М. Н. Грамм (1953) обнаружил остракоды *Pisyrpris Bradyi*, которые характерны для отложений среднего миоцена.

Характер литрологического состава отложений гараутинской свиты свидетельствует о том, что в их образовании не малую роль играли аллювиальные процессы. На это также указывает косая слоистость, которая часто наблюдается в песчаниках. В отдельных пластах песчаников обнаружены отпечатки растений (тростник?). Последние не дают точного возраста пород, но указывают на континентальный режим во время формирования описанных отложений. Самая верхняя часть континентальной толщи (Каршитауская свита) по аналогии с разрезами соседних районов по возрасту относится к плиоцену.

Менее охарактеризованными образованиями являются разрезы Комсомолабадской зоны (северо-восточная часть депрессии), в которых органические остатки найдены только в подстилающих верхнетретичную толщу пластах туркестанских слоев. Здесь определены устрицы *Gryphaea esterhazyi* Pav. и фораминиферы. В последние годы из собранных нами образцов Е. С. Малясовой и М. Пулатовой определены пыльца *Pinus*, *Betula*, *Molvaceae*, *Labiatae*, *Leguminosae*, *Costanopsis* и споры *Fiticates*, *Osmunda*, *Ophyoglossaceae*, *Dictiotritetes*, сходные с формами, установленными для третичных пород Кавказа и Крыма. Эти находки пока не позволяют определить точно возраст верхнетретичной толщи, но впоследствии, видимо, удастся синхротезировать эти породы с аналогичными отложениями соседних районов. В настоящее время можно говорить только о возрасте подстилающих пластов, которые могут быть отнесены к нижне- и среднеолигоценному возрасту. Кроме того, некоторые формы спор и пыльцы из самой нижней части красноцветной толщи сходны с формами, найденными в других районах депрессии, а это позволит сопоставить разрезы комсомолабадской зоны с опорными разрезами центральной части южного склона Гиссарского хребта. Последние сопоставляются с опорными разрезами западной части депрессии, реже с верхнетретичными разрезами центральной части Таджикской депрессии. До сего времени некоторые различия наблюдаются в разрезах центральной и восточной частей депрессии.

Необходимо отметить, что различия в отложениях разрезах выражены, начиная со средней части верхнетретичной толщи. Самая нижняя часть толщи (больджуанская свита) в той или иной степени сопоставляется на территории всей Таджикской депрессии. Несмотря на то, что литологический состав пород по свитам часто отличается, облик органических остатков очень близок между собой. Это, в первую очередь, относится к нижней части континентальной толщи. На границе красноцветной толщи с морскими палеогеновыми отложениями в разрезах Придарвазья обнаружены устрицы *Gryphaea esterhazyi* Pav., а также пелециподы и гастроподы, указывающие на алайский возраст пород. Здесь же обнаружены споры и пыльца *Setoginetta*, *Giteichenia*, *Osmunda*, *Myrica* и др. По мнению Е. Л. Бойцовой, найденные формы сходны с эоценовыми формами спор и пыльцы Тургай.

В нижней части хингоуской свиты М. Н. Грамм (1953) установлены остракоды — *Pisyrpris bradi*, *Pisyrpris cf. gibba* и хары. В целом ряде разрезов (особенно южных) обнаружены пресноводные диатомовые рода *Melosira*.

В средней части разреза (тавилдаринская свита) найдены споры и пыльца: — *Ginco*, *Taxodiceae*, *Ephedra*, *Betula*, *Moracea* и споры папоротников.

До сего времени почти немой толщей являются отложения каранакской свиты, в которых пока не обнаружены какие-либо органические остатки.

В самой верхней части толщи, в отложениях полизакской свиты, найдены отпечатки листьев. *Aspidium* sp., *Phraymites aeningensis* A. Вг., *Suregacites* sp., *C. dencaliones* Ung. В бассейне р. Сарыоб в породах полизакской свиты найдена пыльца, указывающая на то, что эти образования неогенового возраста.

В кавлочской свите¹ (отложения, относимые к верхам неогена) из образцов Н. Г. Власова определены споры и пыльца *Osmunda*, *Gramineae*, *Compositae*, *Samrauae*.

Следует отметить, что в ряде случаев обнаруженные споры и пыльца не позволяют точно датировать возраст отдельных горизонтов и слоев верхнетретичной толщи Таджикской депрессии, но все же нахождение в различных районах депрессии дает возможность сопоставить отдельные части разрезов различного типа. Так, например, в разрезах южного склона Гиссарского хребта в бассейне рек Ширкент, Рохаты и на северо-востоке депрессии в районе Гыжматской синклинали (пос. Мазор) в переходной пачке пород между туркестанскими слоями палеогена и красноцветной верхнетретичной толщей обнаружены и определены (Е. С. Мясоевой и М. Пулатовой) формы спор и пыльцы, которые, как показывают исследования, впоследствии видимо позволят синхронизировать эти отложения с породами ниже- и среднеолигоценного возраста Крыма и Кавказа. Правда, некоторые формы спор и пыльцы, обнаруженные в бассейне р. Ширкент, характерны для эоценовых и олигоценных образований Среднего Урала, Башкирии и Поволжья.

Можно полагать, что накапливаемый материал по спорам и пыльце впоследствии явится основой для создания спорово-пыльцевых комплексов для опорных разрезов верхнетретичной толщи, а по последним представится возможным установить возраст отдельных свит верхнетретичной толщи на территории Таджикской депрессии.

В настоящее время о возрасте верхнетретичной толщи представляется возможным сделать следующие заключения.

Подшоша больджуанской свиты на западе и в центральной части депрессии, где найдены ядра и отпечатки пластинчатожаберных, а также формы, которые были обнаружены в ряде разрезов шурысайской пачки, свидетельствуют об олигоценном возрасте пород. Породы камолинской и чильдаринской пачек, в других разрезах — отложения верхней части больджуанской свиты, а на востоке — депрессии, захватывая и значительную часть пород хингоуской свиты, можно датировать нижним миоценом.

Отложения гараутской свиты, где обнаружены остатки *Mastodon* sp. (средний — верхний миоцен, по В. И. Громову), и самая верхняя часть пород хингоуской свиты вместе с отложениями тавильдаринской, в которых установлены споры и пыльца, а так же обнаружены остракоды, характерные для среднего миоцена (М. Н. Грамм, 1953), должны быть отнесены к среднему — верхнему миоцену.

Образования каранакской и полизакской свит вместе с отложениями верхней части центральных и западных разрезов, в которых встречены отпечатки листьев и других растений, указывающих на верхний неоген, можно отнести к плиоценовому времени. Это положение еще подтверждается и тем, что покрывающие толщи содержат споры и пыльцу, относящиеся уже к древнечетвертичному и четвертичному возрасту.

¹ В Придарвазье к кавлочской свите Н. Г. Власов относит верхне-неогеновые отложения, которые лежат на осадках верхнего мела.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабков К. В., Кухмазов У. А. Остатки местодонта в Таджикской депрессии. Сообщ. ТФАН СССР, вып. 26, 1950.
- Барковская М. Г. К литологии и палеогеографии третичных красноцветов Таджикской депрессии. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 10, 1938.
- Босов В. Д. К стратиграфии верхнетретичных отложений южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, вып. 2, 1957.
- Босов В. Д. О верхнетретичных отложениях восточной части Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, вып. 4, 1961.
- Власов Н. Г. Геология Юго-Западного Дарваза. Тр. Ленингр. о-ва Естествоисп., т. 20, вып. 1, 1957.
- Грамм М. Н. О сумсарских отложениях в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН Уз. ССР, № 6, 1953.
- Кудрявцев Н. А. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в р-не г. Каратаг. Тр. Нефт. геол. Ин-та, вып. 23, сер. А, 1932.
- Меламед Я. Р. К вопросу о границе между палеогеном и неогеном в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 5, 1962.
- Солун В. И. Некоторые вопросы Таджикской депрессии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 10, № 268, 1956.

В. Д. БОСОВ

ДАР БОРАИ СИННУ СОЛИ КАБАТҲОИ ДАВРАИ СЕЙҶУМИ БОЛОИ ДЕПРЕССИЯИ ТОҶИКИСТОН

Боқимондаҳои дач кабатҳои давраи сейҷуми боло ғфта шуда, оид ба неоген тааллуқ доштани ин ҷинсҳо гувоҳӣ медиҳад.

Ю. Н. АНДРЕЕВ, М. Р. ДЖАЛИЛОВ, А. Н. МАМОНТОВ, В. И. КОРЧАГИН

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА (ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ)

В 1964 г. авторы по договору с Конторой разведочного бурения Таджикского геологического управления производили исследования по стратификации и корреляции мезо-кайнозойских отложений на закрытых площадях юга Таджикистана, где разведочными скважинами (рис. 1) был вскрыт разрез мела на структурах Арык-Тау, Ходжа-Казиян (сеноман — нижний мел), Кызимчек, Кичик-Донгуз (палеоцен — верхний мел).¹ При этом впервые были получены сведения о строении нижнемеловых отложений, наиболее близкие обнажения которых известны лишь к северу от г. Курган-Тюбе, в хребтах Бабатаг и Чалтау.

В статье приводится описание сводного разреза мела по структуре

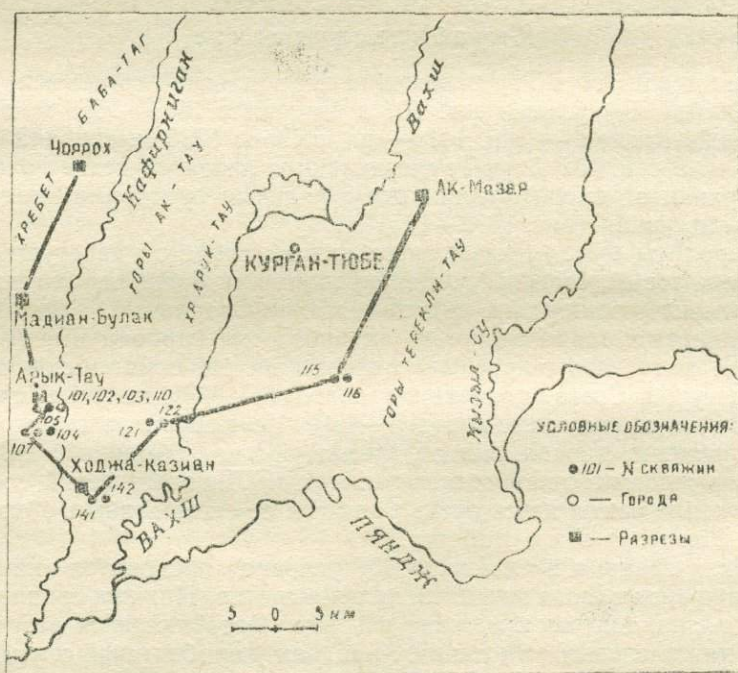


Рис. 1.

¹ В последующие годы, уже когда данная работа находилась в редакции, нижнемеловые отложения были вскрыты в узбекском Ак-Тау, а также на структурах Дасман-Агы, Кызимчек. Строение нижнего мела в этих вскрытых разрезах принципиально не отличается от арыктауского. Лишь в мингбатманской свите на Ак-Тау заметно возрастает количество глин и морских прослоев.

Арык-Тау, где целый ряд глубоких скважин позволил детально охарактеризовать керном разрез. Основной возрастной датировки извлекаемых кернов послужили содержащиеся в них микропалеонтологические остатки, распространение которых по разрезу изучалось ранее В. И. Корчагиным и Ю. Н. Андреевым в естественных обнажениях Гиссаро-Таджикской области. Нижнемеловые красноцветные отложения в скважинах коррелировались с близкими естественными разрезами, главным образом на основании детального изучения вещественного состава пород и строения разреза.

В результате палеонтологического изучения кернов, анализа коротажных диаграмм и сопоставления разреза скважин с естественными обнажениями, удалось расчленить вскрытый разрез, где это было возможно, на ярусы, подъярусы, местные микрофаунистические зоны, свиты и пачки. В работе использованы данные Конторы разведочного бурения Управления геологии Таджикской ССР и материалы полевых исследований авторов. Данная работа была написана в 1964 г. после этого в стратиграфии меловых отложений внесены были значительные изменения (Андреев, 1969а, б; Джалилов, 1968, Корчагин, 1969). Эти изменения частично удалось внести в текст статьи в 1970 г.

НИЖНИЙ МЕЛ

БЕРРИАС — НИЖНИЙ БАРРЕМ

Карабильский горизонт

Карабильская свита

На площади Арук-Тау отложения карабильской свиты вскрыты под большими (до 70°) углами скв. 107 в интервале 1865—2025 м, а на площади Ходжа-Қазиян — скв. 141 — на глубине 1220 м, скв. 142—на глубине 800 м. В скв. 107 Арук-Тау выделяются литологические пачки: нижняя и верхняя алевролитоглинистые с редкими прослоями песчаников, средняя—песчаная (инт. 1872—1951 м).

Алевролиты буро-красные, неотчетливо слоистой текстуры. Состав их олигомиктовый, степень сцементированности средняя, цемент карбонатно-железисто-глинистый, тип цементации базальный. Глины красновато-коричневые, слабо слоистые, алевролитистые карбонатные (8—10%). Песчаники коричневатокрасные, мелкозернистые с массивной или слоистой текстурой. Состав песчаников: кварц 40—80%, полевые шпаты 5—20%, обломки кремнистых пород 5—15%. Из минералов тяжелой фракции обнаружены: циркон, эпидот, гранат, роговая обманка и др. Цемент песчаников железисто-карбонатно-глинистый. Литологический состав пород и строение свиты здесь очень близки к ее естественным обнажениям в районе Зор-Коса в хр. Бабатаг.

Верхняя граница в скважине 107 условно проводится на глубине 1865 м по кровле пласта катунных конгломератов. Нижняя граница свиты не установлена, так как скважина вскрыла повторяющийся разрез более молодых нижнемеловых отложений. Мощность карабильской свиты на этой структуре составляет не более 160—170 м.

Альмурадский горизонт

Альмурадская свита

Вскрыта скв. 107 Арык-Тау (интервал 1628—1865 м) и скважиной 141 Ходжа-Қазиян (интервал 1330—1433 м), но из-за частых нарушений

и больших углов падения слоев твердо выделить объем этой свиты не представляется возможным.

Верхняя граница свиты в скважине 107 проводится по кровле толщи чередующихся буро-коричневых глин и алевролитов с прослоями гипсов, характеризующейся очень частым и резким колебанием сравнительно высоких значений КС и нерасчлененной кривой однородных показаний ПС.

В целом разрез альмурадской свиты характеризуется литологически однородными породами. Нижняя часть разреза представлена алевролитами красно-бурого и буро-красного цвета с массивной, неслоистой текстурой; алевролиты имеют средне-мелкозернистую структуру, глинистые, олигомиктовые. Цемент алевролитов по составу сложный — глинисто-железисто-карбонатный. Количество цементирующего материала варьирует от 25 до 60%. Распределение цемента и кластических частиц равномерное, реже пятнистое. Тип цементации порово-базальный.

Верхняя часть альмурадской свиты представлена глинистыми породами с прослоями алевролитов. Для этой части разреза характерна загипсованность и повышенное содержание карбонатов в цементе до 30—40%. Карбонаты представлены доломитом с примесью кальцита. Мощность альмурадской свиты—110,0—120 м.

Кызылташский горизонт

Кызылташская свита

В настоящей работе кызылташская свита принимается в объеме мощной и довольно однородной толщи темно-коричневых клиновидно-кослоистых песчаников, чередующихся со слоями более плотных песчаников и алевролитов. Нижняя глинисто-алевролитовая пачка в разрезах скважин сливается с альмурадской свитой и по каротажу и керну не отличима от последней. В таком объеме кызылташская свита трижды вскрыта скважиной 107 Арык-Тау в интервалах 1450—1628 м, 2025—2206 м, 2511—2768 м и скважиной 141 пл. Ходжа-Казиян в интервале 960—1220 м. Песчаники однородные, мелко- и средне-зернистые по сравнению с карабильской свитой менее густоокрашены в вишнево-коричневые тона и более пористые, они имеют однородный минералогический состав.

Цемент песчаников карбонатно-железисто-глинистый. Химическим анализом порбд установлено, что карбонатная часть цемента составляет от 1 до 8% и представлена доломитистым известняком; полуторные окислы железа составляют 1—4%. Глинистая фракция достигает 6—8%. Тип цементации порово-пленочный.

Алевролитовые прослои имеют преимущественно кварцевый состав с размером зерен 0,03—0,08 мм с небольшой примесью зерен полевых шпатов, чешуек слюд и редких мелких зерен акцессорных минералов — турмалина, рутила, циркона и др. Цемент породы известняково-глинистый, пропитанный гидроокислами железа. Зерна кластического материала распределяются по всей породе равномерно, также равномерно рассеяны тонкодисперсные зерна кальцита.

Верхняя граница кызылташской свиты в скважине 107 площади Арык-Тау проводится в интервале 1450 м по смене плотных, серых и бурых доломитовых мергелей, загипсованных глин и алевролитов (окузбулакская свита) толщей темно-коричневых и серовато-коричневых песчаников различной плотности, чередующихся со слоями более плотных алевролитов (кызылташская свита).

На каротажных диаграммах эта граница совпадает со сменой высоких и однородных показаний КП и ПС, характеризующих отложения нижней окузбулакской свиты, расчлененной кривой пониженных значений КС и ПС, свойственных породам кызылташской свиты.

ВЕРХНИЙ БАРРЕМ—АПТ (БЕЗ КЛАНСЕЯ)

Окузбулакский горизонт

Окузбулакская свита

Отложение окузбулакской свиты были дважды вскрыты скважинами 110 (интервалы 1306—1450 и 1676—2215 м), 107 (интервалы 1306—1450 м, 2154—2511 м) и 141 площади Ходжа-Казиян (интервалы 740—960 м). Недостаточное количество кернa, редкость нахождения органических остатков и сравнительно однообразный литологический состав вскрытого этими скважинами разреза окузбулакской свиты не позволяют выделить в ее составе верхнюю и нижнюю подсвиты, выделяемые в естественных обнажениях.

Верхняя граница свиты проводится по подошве пласта характерного темно-коричневого, глинисто-алевролитового песчаника. Ниже залегают красно-бурые, глинистые, кремнисто-кварцевые алевролиты с прослоями красно-бурых, алевролитистых карбонатных глин и буро-коричневых и серых мелкозернистых песчаников. В нижней части свиты наблюдается переслаивание темно-коричневой и серой глины, серых, мелкозернистых, глинистых, пиритизированных доломитов с прослойками розового ангидрита.

Из вышеописанного видно, что разрез окузбулакской свиты этого района имеет преимущественно глинисто-алевролитовый состав, как и в разрезах центральной части хр. Бабатаг. Породы окузбулакской свиты на каротажных диаграммах характеризуются высокими и сравнительно однородными значениями КС и ПС. Лишь в самой нижней части свиты наблюдается резкое увеличение сопротивлений, которые в разрезе соответствуют переслаиванию плотных, серых и коричневых глин, доломитовых мергелей и ангидритов.

Позднебарремский возраст этих отложений определен в интервале 2154—2158 м скважины 107. В образце кернa, представленного темно-серым доломитовым мергелем, обнаружены ядра остракод: *Malzevia ex gr. babatagensis* Andrv., характерных для морской пачки окузбулакской свиты.

В разрезах скважин Арык-Тау и Ходжа-Казиян мощности окузбулакской свиты составляют в скв. 110 Арык-Тау 184 м, в скважине 107 Арык-Тау —144 м, в скважине 141 Ходжа-Казиян —176 м.

ВЕРХНИЙ АПТ

Калигрекский горизонт

Аксуйская свита

Эта свита выделена Ю. Н. Андреевым в составе калигрекского горизонта и является фаціальным аналогом морских отложений калигрекской свиты, развитой только в южных и центральных районах Ю. З. Гиссара.

Аксуйская свита была вскрыта скважиной 110 пл. Арык-Тау (интервалы 1502—1676 м, 2215—2470 м), скв. 107 (интервалы 1219—1306 м), скв. 141 пл. Ходжа-Казиян (600—740 м).

Органические остатки в образцах керна из этих скважин не обнаружены. Основанием для отнесения вскрытых толщ к верхнему апту послужил литолого-петрографический анализ керна, увязка разреза с естественными обнажениями, со стратотипом в Ак-Су, и анализ каротажных диаграмм.

В кровле свиты залегают песчаники светло-серые, мелко-зернистые, полевошпато-кварцевые с известковым цементом порового и базально-порового типа. Характерно присутствие значительного (до 2%) количества чешуек темноцветного биотита. В песчаниках встречаются углистые остатки растений. Иногда песчаники имеют полосчатую окраску — чередование серых и светло-серых слоев мощностью от 1 до 10 мм.

В песчаниках залегают прослои серых и коричневых алевролитов и слабокарбонатных алевролитовых глин, обогащенных гидроокислами железа (количество полуторных окислов достигает 11,5%). Песчаные породы сложены следующими компонентами: кварцем 80—90%, полевыми шпатами — 5—10%, обломками кремнистых пород — 5—8%. Цемент песчаников известковый. Тип цемента базально-поровый и поровый. В нижней части свиты также преобладают песчаники, но они имеют более мелкозернистую структуру, большую плотность и переслаиваются с пластами плотных алевролитов и глин темно-коричневого цвета. Эта часть разреза характеризуется более высокими сопротивлениями и положительными значениями ПС.

Преимущественно песчаный состав отложений верхнего апта на структурах южной части Кафирниганской зоны, наличие 30—40-метровой пачки серых среднернистых песчаников в верхней части, и особенно горизонта тонкослоистых серых песчаников с обуглившимися растительными остатками по плоскостям напластования, свидетельствуют о близости вскрытого скважинами разреза верхнего апта разрезу центральной части хребта Бабатаг.

Граница апта и альба проводится по подошве пласта известняка, характеризуемого высокими показателями КС. Этот известняк во всех скважинах, вскрывших верхний апт, на пл. Арык-Тау и Ходжа-Казиян залегает в подошве каракузской свиты альба и может служить хорошим репером.

Мощности верхнего апта в скважинах Арык-Тау составляют 87 м, в скв. 141 Ходжа-Казиян — 136 м.

НИЖНИЙ АЛЬБ (ВКЛЮЧАЯ КЛАНСЕЙ)

Каракузский горизонт

Каракузская свита

Свита была вскрыта скважиной 110 Арык-Тау в интервалах 1420—1502 м, скв. 107 Арык-Тау в интервалах 1148—1219 м, скв. 141 Ходжа-Казиян — 527—589 м, скв. 142 Ходжа-Казиян — 707—770 м.

Верхняя граница каракузской свиты в разрезах скважин площади Арык-Тау проводится по кровле пачки серых алевролитов и алевролитовых глин. Вверх по разрезу эта пачка сменяется толщиной, преимущественно красноцветных песчаников, алевролитов и глин мингбатманской свиты.

В скважинах 141 и 142 структуры Ходжа-Казиян каракузская свита представлена темно-серыми, мелкооскольчатыми глинами с мелкими (до 3 мм) шарообразными конкрециями пирита. В этих глинах найдены фораминиферы и остракоды: *Stravia prosocialis* Mand., *Schuleridea jonesiana* Oertli, *Gaudryina* cf. *karatagensis* Kortch., обычно встречающиеся и в обнажениях этой свиты.

На каротажных диаграммах свита хорошо отличается от выше- и нижележащих горизонтов нижнего мела. Она характеризуется частым чередованием постепенно понижающихся значений КС (от алевролитов к глинам!) и высокими значениями нерасчлененной кривой ПС. Региональный перерыв, широко развитый внутри этой свиты в Ю. З. Гиссаре, в разрезах скважин по каротажу не отмечается. В нижней части свиты всегда отбивается пласт известняка с высокоомным сопротивлением, который, судя по обнажениям, относится к зоне *As. polani* клансея.

Мощности свиты в разрезах скважин составляют: в скв. 110—53 м, в скв. 107—51 м (пройденная), в скв. 141—56 м, в скв. 142—63 м.

СРЕДНИЙ АЛЬБ

Дербентский и бабатагский горизонты

На структуре Арык-Тау средний альб полностью вскрыт скважиной 110 в интервале 1082—1420 м и скважиной 107 в интервале 950—1148 м. В отложениях этого возраста выделяются две толщи: верхняя — карбонатная (бабатагская свита) и нижняя — красноцветная, терригенная (мингбатманская свита), подстилаемая серыми песчаниками (основание зоны *Docvilleiceras mammillatum?*). Верхняя граница среднего альба во всех скважинах структуры Арык-Тау отчетливо проводится по кровле карбонатной пачки, характеризующейся резко повышенными сопротивлениями.

Образцы, подтверждающие среднеальбский возраст этой пачки, были отобраны в интервалах 1157—1159 м скв. 101 и содержали характерные для среднего альба остракоды: *Cythereis zoumoffeni* Bisch., *Cytherella* cf. *abnormis* Andry.

Среднеальбский комплекс микрофауны был обнаружен также в интервале 1201—1206 м скважины 110 Арык-Тау. Представлен он фораминиферами: *Ammobaculites heteromorphis* Kortch., *Gaudryina tritaxiaformis* Kortch. и остракодами *Schuleridea* ex gr. *jonesiana* Oertli, *Stravia* cf. *socialis* Andry. et. Mand.

В отложениях мингбатманской свиты органические остатки не обнаружены. Верхняя граница свиты в разрезах скважин проводится по аналогии с естественными обнажениями по смене морских сероцветных пород карбонатной пачки красноцветными глинами и песчаниками.

На каротажных диаграммах эта свита хорошо отличается от карбонатной пачки более низкими сопротивлениями и резко расчлененной кривой ПС, отрицательные значения которой соответствуют пластам песчаников, а положительные — алевролитам и глинам. Карбонатная толща среднего альба сложена органогенно-детритовыми темно-серыми, слабо доломитистыми известняками с примесью алеврито-псаммитового материала. Общее количество нерастворимого осадка составляет 10—18%. В известняках залегают прослои алевролитов и алевритистой глины серого цвета.

Терригенная толща среднего альба представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Песчаники мелко- и среднезернистые полевошпато-кварцевые серые и серо-бурые с гидрослюдистого-карбонатным цементом пленочно-порового типа. Количество цемента составляет 6—10%.

Алевролиты красно-бурые, плотные, неслоистые, крупнозернистые, преимущественно кварцевого состава. Цемент глинистый с примесью доломита (2—3%), густо пропитанный гидроокислами железа. Состав терригенной части показан на рис. 2. Обе толщи среднего альба отчетливо выражены на каротажных диаграммах. Верхняя карбонатная толща

характеризуется резко повышенными значениями КС и ПС и служит хорошим репером при сопоставлении разрезов скважин.

Мощности среднего альба в скважинах составляют 198—207 м.

ВЕРХНИЙ АЛЬБ

Аккапчигайский и ширабадский горизонты

Верхнеальбские отложения были полностью вскрыты скважинами 101, 102, 105, 110. Верхняя граница во всех этих скважинах проводится по кровле пачки гипсов и ангидритов (ширабадский горизонт), характеризующейся каротажным репером резко повышенных значений КС. Органические остатки, подтверждающие верхнеальбский возраст, были обнаружены в образцах темно-серой глины из скв. 102 в интервале 1009—1011 м.

Нижняя алеврито-глинистая пачка мощностью 80—90 м состоит в основном из глин с прослоями алевролитов в нижней части. Глины серые, темно-серые, известковистые, неяснослоистые, алевритистые. Алевритовая часть составляет 15—35% породы и представлена угловатыми корродированными зернами кварца и полевых шпатов. Известковый материал распределяется в дисперсном виде по всей породе равномерно, иногда образуя небольшие скопления неправильной формы.

Алевролиты коричнево-бурые и серые неравномернозернистые, слюдисто-кварцевые. В серых алевролитах встречается глауконит. Кластический материал составляет 70%, цемент — 25—35% породы. Цемент неоднородный, глинисто-карбонатный, участками замещенный мелкокристаллическим ангидрито-гипсом. Тип цементации базально-поровый.

Верхняя песчано-гипсовая пачка представлена гипсами и ангидритами белого и розового цвета неравномерноглинистыми. Количество глинистого материала составляет 10—30%. В основании пачки залегает буро-серый и серый песчаник, мелко зернистый, среднесцементированный с зернами глауконита.

Мощности верхнего альба описываемого района составляют от 95 до 125 м.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

СЕНОМАН

Отложения сеноманского яруса представлены породами различного происхождения, литологического состава и имеют трехчленное строение. На основании этого нами выделяются свиты чоррохская, акмечетская и газдаганская.

Чоррохская свита в стратотипе, в районе пер. Чоррох (хр. Баба-Тар), имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Глины зеленовато-серые, песчаные с прослоями (0,3—0,8 м) известняков-ракушечников. Последние содержат раковины *Amphidonta columba* Lam., *Lopha* sp. ind. Нижняя часть пачки (10 м) представлена серыми мелкозернистыми песчаниками — 61,1 м.

2. Глины песчаные, серые и зеленовато-серые с прослоями мелкозернистых песчаников. В нижней половине пачки имеются прослой (до 1,5 м) розовато-белых гипсов и красно-цветных глин. Здесь же отмечен прослой ракушечника (0,8 м), почти нацело состоящего из битых и реже целых раковин *Liostrea* ex gr. *rouvillei* Coq. — 45,4 м. Общая мощность свиты 106,5 м.

Из приведенного описания видно, что чоррохская свита имеет двух-

членное строение. Для нижней подсвиты, наряду с глинами, характерно наличие пластов ракушечников. Верхняя подсвита отличается присутствием в основании гипсов и красноцветных глин.

Нижняя граница чоррохской свиты четко отбивается по кровле гипсоносной пачки верхнего альба, верхняя — по появлению карбонатных пород вышележащей, акмечетской свиты.

Акмечетская свита. Стратотип расположен в районе пер. Чоррох, к западу от сел. Акмечет. На отложениях чоррохской свиты здесь согласно залегают (снизу вверх):

1. Песчаник мелкозернистый, серый, тонкоплитчатый, в основании с прослоем (4 м) серого песчаного известняка — 15,6 м.

2. Гипсы белые и розовые с прослоями красноцветных глин — 12,0 м.

3. Песчаники мелкозернистые серые с прослоем серого известняка в нижней части. В песчаниках обнаружены ядра пелеципод, гастроподы *Oligoptyxis cf. bobkovaе Djalilov*. — 16,0 м.

Мощность акмечетской свиты 43,6 м.

Нижняя граница рассматриваемой свиты проводится по кровле глинистых отложений чоррохской свиты. Ее верхняя граница четко отбивается по кровле карбонатных пород (пачка 3), резко сменяющихся глинами низов свиты «п». Обе рассмотренные свиты сеномана были вскрыты скважинами 101, 102, 105, 107, 110. Микрофауна, подтверждающая сеноманский возраст, была отобрана в образцах керна из скв. 105. Представлена она комплексом остракод: *Cylhereis ex gr. gaurdakensis Andrv.*, *Centrocythere denticulata Mertens.*, *Schuleridea sp.*, *Argilloecia cf. minimalis Mand.* Перечисленные виды характеризуют микрофаунистическую зону *Cythereis gaurdakensis* и *Discorbis aktagy*.

В образце, отобранном из стратиграфически самых высоких слоев сеномана скважины 102, были обнаружены остракоды: *Cytheretta? alobata Andrv.*, *C. sp. Ovocytheridea ex gr. faizabadensis Andrv.* Эти формы характеризуют микрофаунистическую зону *Cytheretta alobata*, которая соответствует самым верхним слоям акмечетской свиты. Обе свиты выделяются во всех скважинах, вскрывших полный разрез сеноманских отложений.

Чоррохская свита сложена следующими типами пород:

Глины темно-серые, серые с зеленоватым оттенком, оскольчатые, карбонатные. Породы сложены тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов с примесью алевролитового материала.

Алевролиты и песчаники зеленовато-серые, слоистые, с известково-глинистым цементом. Терригенный материал составляет 50—70%, представлен кварцем (50—70%), полевыми шпатами (до 20%) и акцессорными минералами.

Известняки залегают прослоями мощность до 1 м. Сложены органическим детритом (до 60%) с примесью песчаного материала (до 15—20%), состоящего из кварца, полевых шпатов, фосфорита и глауконита. Цементом является неравномерно-кристаллический кальцит. Тип цементации смешанный.

Акмечетская свита сложена преимущественно карбонатно-песчаными породами.

Известняки органично-детритовые (преобладают), фораминиферовые и неравномернозернистые серого цвета, крепкие, реже трещиноватые. Часто присутствует песчаная примесь, достигающая 10% породы, представленная кварцем, полевыми шпатами, чешуйками слюд. Встречаются зерна глауконита.

Доломиты темно-серые, массивной или слабослоистой текстуры, неравномернозернистые, с примесью песчаного материала, огипсованные по

трещинкам и по порам. Иногда встречаются конкреции ангидрита размером до 5 см.

Электрокаротажные диаграммы чоррохской и акмечетской свит резко отличны друг от друга. Для чоррохской свиты характерны преимущественно низкие сопротивления, акмечетская свита отличается высокими показателями. Истинные мощности сеноманских отложений, вскрытые скважинами, колеблются в пределах 150—180 см.

Верхняя свита сеномана, газдаганинская, представлена глинами с тонкими прослоями известняков и алевролитов. Мощность свиты от 10 до 60 м.

ТУРОНСКИЙ ЯРУС

Нижний турон. Отложения нижнего турона по вещественному составу и фаунистической характеристике подразделяются на две части: нижнюю, мощность до 130 м, представленную глинами с прослоями мергелей в основании и верхнюю, состоящую из переслаивания мергелей, известняков и глин.

Известняки-ракушечники залегают прослоями до 1 м мощностью и состоят почти целиком из раковин пелеципод, сцементированных тонкокристаллическим кальцитом.

Туронский возраст описанных отложений установлен на основании изучения многочисленных представителей фораминифер и остракод (рис. 2), которые были обнаружены в образцах керна скважин 102, 103, 105 и 110.

На каротажной диаграмме нижняя часть разреза нижнетуронских отложений характеризуется повышенными значениями КС и слабонаклоненной кривой ПС. В верхней части разреза повышенные и пониженные значения КС чередуются.

Верхнетуронские отложения рассматриваемой территории представлены глинами с прослоями мергелей и ракушечников, которые залегают слоями мощностью до 1 м среди глин. На структуре Ходжа-Казиян в ее западном крыле в разрезе верхнего турона отмечаются пестроцветные гипсоносные отложения мощностью до 0,5 м. Эти породы соответствуют подсвите o_1 схемы С. Н. Симакова. На структуре Арык-Тау подсвита o_1 , по-видимому, полностью замещена морскими породами.

Провести границу между туронским и коньякским ярусами по материалам скважин не представляется возможным. В скважине 102 стратиграфически наиболее низкие образцы, в которых был установлен коньякский возраст, отобраны в интервале 432—435 м, а наиболее высокие образцы, в которых имеются уже туронские формы, обнаружены в интервале 494—496 м. Внутри этих интервалов залегает 60-метровая толща глин с прослоями мергелей, внутри которой граница коньяка и турона условно проводится по кровле пласта ракушника с повышенными значениями КС на глубине 487 м. В скважине 105 образцы с коньякской микрофауной отобраны в интервале 699—702 м, а образцы уже с нижнетуронским комплексом — в интервале 820—822 м. Внутри указанных интервалов граница турона и коньяка принята по аналогии со скважиной 102 по кровле пласта мергеля или глинистого ракушняка с повышенными значениями КС на глубине 703 м. Во всех остальных скважинах Арык-Тау граница турона и коньяка проводится по сопоставлению со скважинами 102 и 105.

КОНЬЯК

Акрабатская и модунская свиты

Отложения коньякского яруса выделяются в объеме слоев с *Hemifaster fourneli* Desh. и *Liostrea gouvillei* Coq. унифицированной схеме (Бобкова, 1961) и двух свит схемы М. Р. Джалилова (1968).

Нижняя часть, или модунская свита (O_2 схемы С. Н. Симакова) представлена однородными глинами с прослоями известняков и мергелей мощностью 0,2 — 5,0 м.

Глины зеленовато-серые, серые с оскольчатым изломом. Сложены тонкочешуйчатыми глинистыми минералами с равномерно рассеянными очень мелкими зернами кальцита. Встречается алевролитовый материал, количество которого иногда достигает 30%.

Известняки светло-и темно-серые, крепкие, по составу органогенно-детритовые с примесью терригенного материала кварца, полевых шпатов. Встречаются оолитовые известняки, но значительно реже.

Мергели темно-серые, зеленовато-серые, довольно плотные, сложены тонкочешуйчатыми глинистыми минералами с равномерно перемешанным тонкозернистым кальцитом.

Верхняя часть, примерно 2/3 акрабатской свиты сложена известковыми глинами с прослоями мергелей, известняков. В этой части максимальные мощности прослоев карбонатных пород увеличиваются до 5—8 м, увеличивается и количество прослоев по сравнению с нижней частью.

Известняки серые, часто с поверхности бурые, сложены детритом и целыми раковинами целеципод, гастропод, морских ежей, нередко с примесью песчаного материала. Цементом служит тонкозернистый кальцит с редкими зернами доломита. Песчаники темно-серые, среднесцементированные, мелкозернистые, полевошпато-кварцевые, с известковым цементом. Глины и мергели имеют тот же состав, что и в нижней части яруса.

Мощности коньякских отложений описываемого района изменяются от 100 до 150 м.

В описанных толщах встречаются многочисленные остатки различных групп макро- и микрофауны. Наиболее характерными формами считаются *Liostrea gouvillei* Coq., *Liostrea oxiana* Rom., *Lima* (*Plagiostoma*) *marrotina* Orb., *Hemifaster fourneli* Desh., *H. nucleus* Desor., *Placenticegas akrobatense* Vin. и др.

Особенно многочисленны и разнообразны в коньякских отложениях фораминиферы и остракоды зоны *Bythocytheromorpha aksuensis* и *Gaudryina varibilis*.

Указанный комплекс микрофауны позволяет выделять отложения коньякского яруса в объеме модунской свиты и большей части акрабатской свиты по всей Таджикской депрессии.

Микрофауна из верхней части акрабатской свиты представлена несколько своеобразным комплексом с наличием сантонских форм, а также форм, переходящих из коньяка. Смешанный комплекс микрофауны не позволяет по скважинам четко наметить границу сантона и коньяка. Поэтому нами выделяется переходная толща коньяка-сантона.

Нерасчлененные отложения коньяка-сантона

К указанному интервалу относится толща (20—40 м) глин с подчиненными прослоями мергелей, ракушников и песчаников. Глины темно-зеленые, плотные, крупнооскольчатые известковистые; слабоалевритистые, нередко огипсованные по тонким трещинкам. Известняки-ракушечники и мергели залегают среди глин пластами мощностью до 2—3 м.

глинистых ракушечников с *Lopha (Arctostrea) falcata* Mort., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malkiensis* Muz. Верхняя часть состоит из известняков, сменяющихся мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом. В песчаниках обнаружены остатки позднекампанских аммонитов *Hoplitoplacenticeras bucharensis* Iljin, *Scaphites* sp., брахиопод *Cyclothyris arrialoorensis* (Stol.) и др. Мощность верхнекампанской толщи — 33 м.

В более южных и восточных разрезах (Ходжа-Казиян, Акджар) верхнекампанские карбонатные породы с размывом залегают на отложении нижнего кампана или на верхнесантонскую терригенную толщу. Появление в кампане многочисленных остракод рода *Raijenborchella* позволяет легко отличить эти отложения от более древних.

В разрезах буровых скважин верхняя граница кампанских отложений, в виду отсутствия керна, нами условно проводится по смене зелено-серых песчано-глинистых пород кампана гипсовокарбонатной толщиной маастрихта-палеоцена. Такое положение верхней границы кампана соответствует и естественному обнажению разреза у перевала Дарбаза-Кам.

В отложениях кампанского возраста выделяются следующие основные типы пород:

Глины серо-зеленые, зеленоватые, темнозеленые, оскольчатые, в отдельных прослоях песчанистые, с мелкими (до 0,2 см) зернами фосфорита, карбонатные, тонкочешуйчатые.

Песчаники буровато-серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, полевошпато-кварцевые с примесью фосфорита и глауконита, цементированные глинисто-известковым материалом.

Известняки и маргели светло-серые и серые, слоистые, тонкозернистые, с примесью терригенного материала — кварца, полевых шпатов, а также зерен пирита и фосфорита.

МАОСТРИХТ

Маастрихтские отложения имеют двухчленное строение. Нижняя часть (20—22 м) представлена белыми и серыми известняками, иногда ноздреватыми, содержащими мелкие неопределимые ядра пелеципод и гастропод. Здесь же встречаются остатки кораллов — *Orbicella tiemsduski* (M. — Edw. et Haime) var. *conica* Umbgrove, свидетельствующие о маастрихтском возрасте вмещающих пород. Верхняя часть (15—20 м) состоит из светло-серых доломитизированных известняков с прослоями белых гипсов. В известняках обнаружены ядра рудистов.

Вышележащая толща представлена чередованием пластов белых, доломитизированных известняков и гипсов. Возраст этой толщи, относимой к акджарским слоям, на основании находок остатков пелеципод и гастропод определяется как палеоценовый (Бабков, Крейденков, 1961). Маастрихтские отложения состоят из следующих типов пород:

Известняки тонкозернистые, желтовато-серые, серые. В некоторых прослоях встречаются довольно крупные (размером до 5 см) конкреции темно-бурого и темно-коричневого фосфорита.

Доломиты тонкозернистые, серые, белесые, слабоглинистые, с включениями прозрачного мелкопластинчатого гипса, местами обогащенные темными, мелкими (до 1 мм) зернами фосфорита и зеленого глауконита.

Граница мела и палеогена в разрезах скважин условно проводится по появлению в разрезе прослоев сульфатов и на основании сопоставления мощностей с разрезами естественных обнажений. При этом надо учитывать, что прослой гипса и ангидрита встречаются и в верхней части маастрихтских отложений. Установление границы меловой и палеогено-

вой систем в этих случаях, даже в разрезах естественных обнажений, в условиях отсутствия характерных органических остатков затруднительно.

Выводы

Глубокими скважинами на структурах Арык-Тау, Ходжа-Казиян, Кыз-Имчик, Кичик-Донгуз вскрыты меловые отложения, средние истинные мощности которых достигают более 2000 м и строение обнаруживает ряд специфических свойств.

1. Нижнемеловые отложения южной части Кафирниганской и Вахшской зон представлены, как и в разрезах хр. Бабатаг, преимущественно красноцветными фациями, роль морских сероцветных пород в них крайне мало увеличивается.

2. Наблюдается отчетливая субмеридиональная зональность фациального изменения нижнего мела в направлении ЮЗ—СВ.

3. Размеры нижнего мела южной части Вахшской зоны в целом принадлежат кафирниганскому типу.

4. Верхнемеловые отложения всей южной части Кафирниганской зоны имеют преимущественно глинистый характер, чем в большей степени сближаются с западным типом верхнемелового разреза (Юго-Западный Гиссар).

5. Стратиграфическое расчленение разрезов скважин показало, что разбуриваемые структуры на глубине (особенно по нижнему мелу) сильно нарушены. Почти по всем скважинам наблюдается постепенное нарастание углов падения пластов, иногда от 0 до 90°. Нарушения, встречаемые скважинами на глубине, часто не прослеживаются на поверхности структуры.

6. Сопоставление разрезов скважин с естественными обнажениями и анализ каротажных данных позволил выделить в меловом разрезе исследованной территории ряд маркирующих литологических пачек или горизонтов (рис. 2), которые обладают специфической каротажной, а некоторые и палеонтологической, характеристикой и занимают определенное стратиграфическое положение. Этими горизонтами являются:

а) горизонт песчанистых известняков и известняково-песчанистых ракушников (слои с *Gugopleura vakhschensis* Bobk.) мощностью от 8—10 до 10—16 м в средней части сантона;

б) пласт плотных известняков (до 4 м) в верхней трети свиты «р» в основании нерасчлененной толщи коньяка-сантона;

г) горизонт глинистых известняков с *Ipoceras labiatus* Shl. в средней части свиты «т» нижнего турона; (выделяется только для западного типа разреза);

г) акмечетская свита известняков, известковистых песчаников, гипсов и доломитов сеномана;

д) ширабадский горизонт гипсов (или ангидритов) до 40 м в мощности, в кровле альбского яруса;

е) известняки бабатагской свиты в среднем альбе;

ж) горизонт доломитовых мергалей, ангидритов и глин с *Malzevia babatagensis* Andrv. в нижней части огузбулакской свиты.

Указанные маркирующие горизонты являются региональными и практически могут быть выделены для всей Кафирниганской зоны и Сурхандарьинского прогиба, а отдельные горизонты прослеживаются по всей Гиссаро-Таджикской области.

7. Наблюдаются следующие особенности вещественного состава меловых пород. Повышенные значения карбонатности характерны для терригенных пород альмурадской (до 27%), огузбулакской (до 24%), ка-

ракузской и акапчигайской. В остальных свитах содержание карбоната не превышает 10—12%.

Для карабильской и альмурадской свит Кафирниганской зоны характерно незначительное содержание барита и целестина, граната и циркона; содержание магнетита и ильменита составляет 35—40% тяжелой фракции. В отложениях кзылташской и окузбулакской свит резко увеличивается содержание аутигенных минералов: барита и целестина — до 15—20%, реже до 50%, пирита — до 15—20%. Увеличивается содержание и аутигенных минералов, особенно граната, турмалина, эпидота и др. Для окузбулакской свиты, как это уже указывалось ранее, для всего Южного Таджикистана очень характерными являются прослойки сульфатных пород, доломитов и сероцветных глин. Благодаря наличию морских горизонтов с фауной возраст этих отложений легко поддается определению. Руководящих ассоциаций устойчивых минералов для отложений калигресской свиты выделить не удалось. Среди тяжелых минералов увеличивается содержание пирита. Особенно резко оно увеличивается в отложениях этой свиты в Вахшской зоне, где количество его доходит до 30—35%.

Проведенная работа по корреляции и стратификации разрезов скважин и естественных обнажений оставила нерешенным ряд вопросов, требующих дополнительных исследований:

1. Остаются невыработанными четкие литолого-геохимические критерии выделения красноцветных свит нижнего мела по керну.

2. Не выяснены геофизические критерии отбивки границы турона и коньяка, нижнего и верхнего турона.

3. Из-за неудовлетворительного отбора керна в верхнем сеноне остается условной граница сантона и кампана.

4. Отсутствие керна по маастрихту не позволило дать палеонтологической характеристики отложений этого яруса.

5. По-прежнему открытым остается вопрос о границе мела и палеогена. В однородной карбонатной толще верхнего кампана-палеогена по каротажу невозможно установить даже те условные литологические границы мела и палеогена, которые обычно принимаются при съемке. По скважинам эта граница устанавливается только по соотношению мощностей верхнего сенона в близлежащих обнажениях.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю. Н. Новые данные по стратиграфии нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. В сб.: «Проблемы нефтегазоности Таджикистана», вып. 1, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1969а.

Андреев Ю. Н. Региональная корреляционная и унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений юго-востока Средней Азии. В сб.: «Проблемы нефтегазоности Таджикистана», вып. 2, ч. 2, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1969б.

Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 1, 1961.

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

Джалилов М. Р. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 2, 1968.

Корчагин В. И. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии по фораминиферам. В сб.: «Проблемы нефтегазоности Таджикистана», вып. 1, 1969.

А. Н. МАМОНТОВ, Ю. Н. АНДРЕЕВ, М. Р. ЧАЛИЛОВ, В. И. КАРЧАГИН

ТАХНИШИНҲОИ ДАВРАИ БҶУРИ ҚИСМИ МАРКАЗИИ ДЕПРЕССИЯИ ТОЧИК

Таҳнишинҳои давраи бӯри қисми марказии депрессияи Тоҷикро аз ҷӯҳҳои барои кофту коби нафту газ қанда, омӯхта шудааст.

М. Р. ДЖАЛИЛОВ, А. Л. АРУСТАМОВ

СЕНОМАНСКИЕ БРЮХОНОГИЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Остатки описываемых ниже брюхоногих обнаружены в нижней части толщи, выделенной Г. Н. Джабаровым и др. (1966) в слое с *Placentigeras lenticulare* Lurrov и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.). Возраст этих слоев всеми исследователями (Симаков, 1952; Ильин, 1959; Бобкова, 1961; Джабаров и др., 1966) считался раннетуронским. В последнее время В. Д. Ильин (Амурский и др., 1966) на западе Таджикской депрессии (Гаурдакский район) в рассматриваемых слоях обнаружил остатки аммонитов *Acanthoceras* и *Calycoceras*. Перечисленные формы, по заключению В. Д. Ильина, определенно свидетельствуют о сеноманском возрасте вмещающих пород.

Наряду с остатками аммонитов, пластинчатожаберных, брахиопод и кораллов в этой толще встречены раковины брюхоногих, которые особенно многочисленны и составляют целиком маломощные прослой ракушечников в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Установления возраста любого горизонта должно обосновываться комплексным изучением всех встречающихся в нем ископаемых. Поэтому приводимые ниже данные, полученные в результате изучения брюхоногих, должны также учитываться при стратиграфических построениях.

В данной статье описаны четыре вида: *Semisolarium leymeriei* (Archiac), *Naustator caucasicus* Pcelincev, *Rerissoptera fragilis* sp. nov., *Itruvia rara* sp. nov.

Анализ стратиграфического распространения этих видов показывает следующее:

1. *Semisolarium leymeriei* (Archiac), описанный впервые из сеномана Франции в Б. Балхане и Копет-Датге, встречается в зоне *Acanthoceras photomagense*. Находки раковин этого вида в слоях с *Placentigeras lenticulare* Lurrov и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.) Таджикской депрессии свидетельствует о сеноманском возрасте данных слоев.

2. Остатки *Naustator caucasicus* Pcel. и *Itruvia rara* sp. nov. обнаружены не только в рассматриваемых слоях, но и ниже в заведомо сеноманских отложениях (слой с *Placentigeras gaurdakense* Lurrov).

Следовательно, данные, полученные при изучении брюхоногих, подтверждают правильность вывода В. Д. Ильина о сеноманском возрасте слоев с *Placentigeras lenticulare* Lurrov и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.).

Описываемая коллекция хранится в Институте геологии АН Таджикской ССР.

КЛАСС GASTROPODA
ОТРЯД PROSOBRANCHIA
СЕМЕЙСТВО ITJERIDAE COSSMANN, 1896

Род Itruvia Stoliczka, 1868
***Itruvia rara* Djalilov, sp. nov.**

Табл. I, фиг. 1—3.

Голотип — экз. № 3/1; ИГД. Таджикская депрессия, Пулисангинское ущелье, левый борт р. Вахш. Сеноман, слои с *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.).¹

Диагноз. Моллюски с небольшими башенкообразными раковинами, которые состоят из низких слабо выпуклых оборотов. Последний оборот конически суживающийся книзу. Складки по одному расположены на столбике и теменной части узкого устья.

Описание. Невысокие башенкообразные раковины имеют вершинный угол 18—20°. Часть раковины, состоящая из ранних оборотов при ширине, не превышающей 10 мм, имеет конические очертания с вершинным углом 40—45°. Более поздняя часть раковины приобретает башенкообразные очертания, в связи с чем значение вершинного угла уменьшается.

Раковина состоит из многочисленных низких, слабо выпуклых оборотов. 0,30—0,35 высоты составляет последний оборот, который на некотором расстоянии сохраняет почти цилиндрические очертания. Ниже происходит конусовидное суживание этого оборота. Основание раковины плавным переходом связано с боковой поверхностью последнего оборота. В центре основания расположен закрытый снаружи пупок, который хорошо прослеживается на пришлифовках. Устье узкое, суженное в верхней части с 2 складками, из которых одна расположена на столбике, другая — на теменной части.

Размеры:

№ обр.	Высота В ²	Ширина Ш	Высота последнего оборота В _{по}	Ш:В	В _{по} :В
3/1 голотип	33	17	14	0,51	0,32
36965	31	17	14	0,55	0,45

Сравнение. Башенкообразные очертания раковины и низкие обороты завитка приближают описываемый вид к *Itruvia angusta* Pcelincev (Пчелинцев, 1953, стр. 179, табл. XXIX, фиг. 2—4), известному из нижнего турона Закавказья.

Itruvia rara sp. nov. отличается от сравниваемого вида изменением оборотов, по мере роста раковины, и меньшим значением вершинного угла. Низкие обороты завитка, очертания последнего оборота у раковинного вида напоминают *Itruvia gaudryi*, описанного Tomas et Regon (1889, стр. 60, табл. XIX, фиг. 26—27) из сеномана Сев. Африки. Отличия нового вида заключаются в башенкообразных очертаниях раковины, изменении формы раковины, по мере ее роста, и в наличии двух складок в устьевой полости.

От другого сеноманского вида *Itruvia belleasensis* Choffat (Choffat, 1886—1902, стр. 15, табл. III, фиг. 17) описываемый вид отличает-

¹ От лат. *gaga*—редкий, не частый.

² Здесь и далее абсолютные размеры даны в мм.

ся очертаниями раковины, многочисленностью и меньшей высотой оборотов.

Геологическое и географическое распространение. Сеноманский ярус. Таджикская депрессия.

Материал. Два почти полных экземпляра и 6 обломков различной сохранности. Таджикская депрессия, Аулят; сеноман, слои с *Placentigeras gaurdakense* Lurrov—1 экз.; Пулисангинское ущелье, левый борт р. Вахш; сеноман, слои с *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom). — 2 экз.; Центральный Таджикистан, Хушикат — 5 обломков ядер

СЕМЕЙСТВО SOLARIIDAE CHENU, 1859

Род *Semisolarium* Cossmann, 1915

Semisolarium leymeriei (Archiac)

табл. 1, фиг. 10—12

Trochus leymeriei: Archiac, 1847, табл. XXIII, фиг. I; Orbigny, 1850, стр. 151.

Голотип описан и изображен (Archiac 1847, табл. XXIII, фиг. 1).

Описание. Раковины низкие, конические с вершинным углом 100—105°, состоят из низких, уплощенных оборотов. Боковые стороны оборотов украшены спиральными рядами бугорков, в расположении которых намечается следующая закономерность. В верхней части каждого оборота расположен ряд довольно крупных, отдельно стоящих бугорков. Ниже намечается пять спиральных рядов мелкобугорчатых ребер почти одинаковой мощности. Промежутки между рядами бугорков почти равные и содержат по одному мелкобугорчатому ребрышку второго порядка. Шов перекрыт подвинутым верхним краем последующего по возрасту оборота. Надвинутость верхнего края последующего оборота на предыдущий и наличие на надвинутой части крупных бугорков обычно придают всей раковине ступенчатый вид.

Основание раковины слабо выпуклое, покатое от пупка, резко ограничено заостренным зубчатым нижним краем последнего оборота. Пупок округлый, воронкообразный. Пупковая часть основания великообразно приподнята. На поднятой части располагается пять концентрических рядов бугорчатых ребер. Ребро, расположенное по линии перелома основания в сторону пупка, состоит из крупных, вытянутых в длину бугорков. Остальная часть основания покрыта 15 концентрическими рядами мелкобугорчатых ребер, которые пересекаются штрихами нарастания. Устье округло-четыреугольное, с высотой, почти равной ширине.

Размеры:

№ экз.	Высота В	Большой диаметр БД	Малый диаметр МД	В:БД	МД:БД	Высота последнего оборота В _{по}	В _{по} :В	Вершинный угол
28—2—e ¹	8,2	12,2	10,8	0,67	0,88	5,0	0,60	105°
28—2—e ²	9,0	13,0	11,5	0,69	0,88	5,0	0,55	100°
3/1	9,8	13,0	11,5	0,75	0,88	6,0	0,61	100°
3/2	9,0	13,0	11,6	0,69	0,89	5,5	0,61	102°
3/3	8,0	11,6	9,6	0,68	0,82	5,0	0,62	104°

Изменчивость. При постоянстве основных признаков некоторой изменчивости подвержена скульптура на поверхности оборотов. Главные ребра (кроме первого сверху) иногда уменьшаются в мощности и ста-

ТАБЛИЦА 1*

Фиг. 1—3. *Itruvia gara* sp. nov.; 1—экз. № 36965—вид со стороны устья; юго-западные отроги Гиссарского хребта, Аулят; 2—экз. № 3/1—голотип—вид со стороны устья; 3—экз. № 3/2, раковина с разрушенной спиралью, вид со стороны устья; Пулсангинское ущелье, левый борт р. Вахш; сеноман.

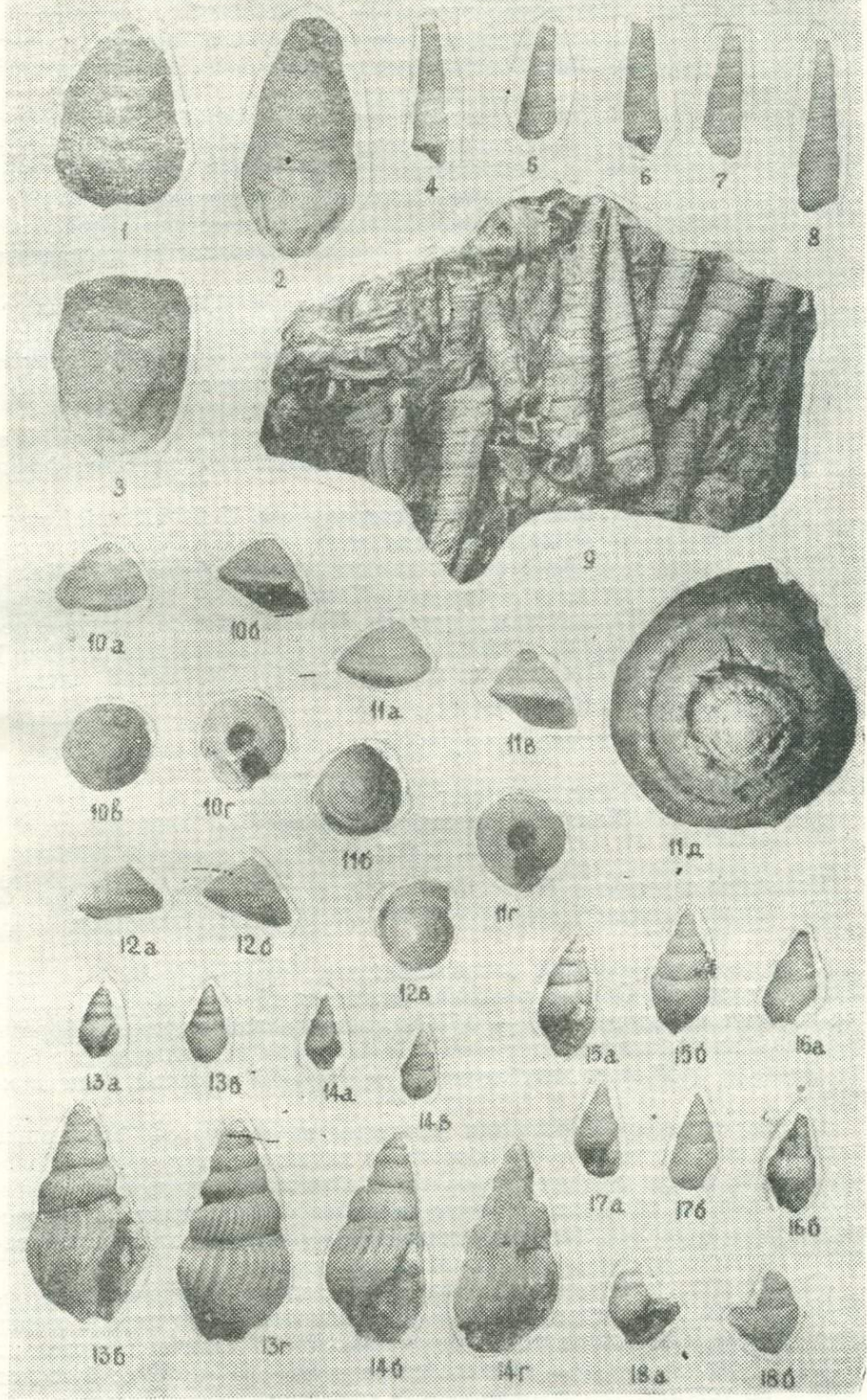
Фиг. 4—9. *Haustator caucasicus* Pselincev; 4—экз. № 49165/1—вид со стороны устья; 5—экз. № 49165/2—вид с обратной от устья стороны; 6—экз. № 49165/3—вид со стороны устья; 7—экз. № 49165/4—вид с обратной от устья стороны; 8—экз. № 49165/5—вид с обратной от устья стороны; юго-западные отроги Гиссарского хребта, Акрабат; 9—обломок известняка-ракушечника с раковинами *Haustator caucasicus* Psel. Там же; сеноман.

Фиг. 10—12. *Semisolarium leumeriei* (Archiac); 10—экз. № 3/3; 10a—вид с обратной от устья стороны; 10b—вид со стороны устья; 10в—вид сверху; 10г—вид с пупковой стороны; 11 — экз. № 3/4; 11a—вид с обратной от устья стороны; 11б—вид сверху; 11в—вид со стороны устья; 11г—вид с пупковой стороны; 11д—вид сверху $\times 3$; Пулсангинское ущелье, левый борт р. Вахш, сеноман; 12—экз. № 28—2е; 12a—вид с обратной от устья стороны; 12б—вид со стороны устья; 12в—вид сверху; Центральный Копет-Даг, Скобелевская синклинали; сеноман, зона *Acanthoceras rotognapense*.

Фиг. 13—18. *Perissoptera fragilis* sp. nov.; 13—экз. № 15165/1 голотип; 13a—вид со стороны устья; 13б—то же $\times 3$, 13в—вид с обратной от устья стороны; 13г—то же $\times 3$; 14—экз. № 171/2a; 14a—вид со стороны устья; 14б—то же $\times 3$; 14в—вид с обратной от устья стороны; 14г—то же $\times 3$; 15—экз. № 121/1a; 15a—вид со стороны устья; 15б—вид с обратной от устья стороны; 16—экз. № 121/2a; 16a—вид с обратной от устья стороны; 16б—вид со стороны устья; 17—экз. № 121/3a; 17a—вид со стороны устья; 17б—вид с обратной от устья стороны; юго-западные отроги Гиссарского хребта, Акташ; 18—экз. № 26665; 18a—вид со стороны устья; 18б—вид с обратной от устья стороны; там же, Аккапчигай; сеноман.

* Здесь и далее все изображения, кроме особо отмеченных, даны в натуральную величину.

Таблица I



носятся равными или почти равными промежуточным ребрышкам. В таком случае общее число ребер на поверхности оборота достигает 8—10.

Сравнение. По всем признакам описываемые экземпляры тождественны с голотипом. Единственное отличие этих форм заключается в том, что у них бугорки первого сверху ребра более многочисленны, чем у голотипа.

Общая форма раковины, характер скульптуры приближают описываемый вид к типовому виду данного рода — *Semisolarium moniliferum* (Michelin) в описании и изображении Orbigny (1843, табл. 179, фиг. 8—9, 11—12, поп — 10). *S. leumeriei* отличается от сравниваемого вида более высокими оборотами раковины, большим количеством спиральных ребер и резким килеватым переходом боковой поверхности последнего оборота к основанию.

Trochus waterloti Collignon (1931, стр. 58, табл. II, фиг. 4—5) из сеномана Мадагаскара, который, вероятно, также относится к роду *Semisolarium*, морфологически близок к описываемому виду. *S. leumeriei* отличается от этого вида меньшим значением вершинного угла, высоким почти квадратным устьем и характером скульптуры.

Геологическое и географическое распространение. Сеноманский ярус. Б. Балхан, Копет-Даг, Таджикская депрессия; Франция.

Материал — 54 экз. различной сохранности. Центральный Копет-Даг, Скобелевская синклинали; сеноман, зона *Acanthoceras rhotemagenense*—22 экз., сборы А. Л. Арустамова; там же—4 экз., сборы П. И. Калугина; Западный Копет-Даг, колодец Камышлы — 18 экз., сборы А. Л. Арустамова; Таджикская депрессия, Пулисангинское ущелье, левый борт р. Вахш; сеноман, слои с *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.) — 9 экз., сборы М. Р. Джалилова; хр. Сурхку, Турсов, те же слои — 1 экз., сборы А. Я. Фроленковой.

СЕМЕЙСТВО TURRITELLIDAE CLARK, 1851

Род *Haustator* Monfort, 1810 *Haustator caucasicus* Pchelincev табл. I, фиг. 4—9

Haustator caucasicus: Пчелинцев, 1953, стр. 79, табл. VIII, фиг. 6. Голотип — экз. № 6024/983; ЦГМ, Ленинград; Пчелинцев, 1953, табл. VIII, фиг. 7.

Описание. Раковины узкие, стройные, башенкообразные, с вершинным углом 12°. Обычно раковина слагается 15—16 оборотами, высота которых составляет 0,60 — 0,70 соответствующей ширины. Обороты соединены швом, залегающим в не симметричном спиральном углублении. Верхний край этого углубления более широкий и крутой, чем нижний.

В онтогенетическом развитии раковины наблюдаются следующие изменения степени выпуклости оборотов и характера скульптуры. Молодые обороты имеют вид усеченных конусов, насаженных друг на друга. Боковые стороны оборотов при этом являются уплощенными. С возрастом разница в ширине оборотов у нижней и верхнего их края сглаживается, и конусообразные очертания оборотов исчезают.

Скульптура на молодых оборотах представлена 4 главными бугорчатыми ребрами, из которых наименьшую мощность имеет первое сверху ребро. Второе и четвертое ребра характеризуются наличием довольно мощных бугорков. Бугорки третьего ребра несколько крупнее бугорков первого, но уступают таковым второго и четвертого. Между первым реб-

ром и швом располагается мелкое бугорчатое ребрышко. Несколько более крупное ребро имеется вдоль нижнего края оборота, ниже четвертого ребра. Многочисленные бугорчатые ребрышки различной мощности заполняют промежутки между главными ребрами. Среди них по мощности выделяется ребрышко, расположенное между вторым и третьим главными ребрами. С возрастом происходит увеличение мощности промежуточных ребер, особенно ребрышка, расположенного между вторым и третьим ребром. Постепенно уплощение боковой поверхности оборотов, характерное для поздних оборотов, сопровождается также уменьшением мощности третьего ребра. В результате скульптура приобретает однородный характер.

Основание раковины закруглым переломом отделяется от боковой поверхности последнего оборота и покрыто концентрическими рядами мелкобугорчатых ребер. Устье овальных, неясно-четырёхугольных очертаний. Штрихи нарастания на боковой поверхности оборота делают глубокий, дугообразный изгиб, встречаясь с нижним швом почти под прямым углом, а с верхним — под острым.

Размеры. Крупный экземпляр достигает в высоту 37,8 мм, при ширине 8,4 мм. Мелкие раковины имеют в высоту 15—17 мм, при ширине 3,5 — 4 мм.

Изменчивость. Постоянными остаются очертания молодых оборотов и их скульптура. У более поздних оборотов отмечается изменчивость скульптуры и формы оборотов. Так, у некоторых экземпляров сильно развиваются второе и четвертое ребра, в то время как остальные уменьшаются и по величине не отличаются от промежуточных. Часть боковой поверхности оборота между вторым и четвертым ребром становится слабо вогнутой. Такой характер скульптуры придает поздним оборотам двухкилеватый вид. У другой группы раковин на зрелых оборотах увеличивается, только мощность второго ребра, которое четко выделяется на фоне более менее однородных по мощности остальных ребер.

Сравнение. По очертанию раковины, количеству главных ребер описываемый вид наиболее близок к *Haustator obscuricostatus* Pcelincev (Пчелинцев, 1953, стр. 72, табл. VIII, фиг. 1—5). *H. caucasicus* Pcel. отличается от сравниваемого вида иным ходом онтогенетического развития скульптуры, что выражается в сглаживании разницы между главными и промежуточными ребрами по мере роста раковины и более глубоким вырезом внешней губы.

Конусообразные очертания молодых оборотов, количество главных ребер приближают описываемый вид к *Haustator multiplicatus* Pcelincev (Пчелинцев, 1954, стр. 38, табл. I, фиг. 13—18), который известен из альба Средней Азии. От сравниваемого вида описываемый отличается узкими стройными очертаниями раковины, меньшим значением вершинного угла и уплощенностью боковых поверхностей у взрослых экземпляров. Близость ранних этапов развития этих видов свидетельствует об их несомненном родстве.

От *H. subnodosus* Pcelincev (Пчелинцев, 1953, стр. 65, табл. VI, фиг. 11—21) описываемый вид отличается более узкими, стройными очертаниями раковины, меньшим значением вершинного угла и несколько другим характером онтогенетического развития скульптуры.

Геологическое и географическое распределение. Ранний турон; Закавказье. Сеноман; Таджикская депрессия.

Материал — 820 экз. различной сохранности, из которых 425 представлены полными раковинами. Юго-западные отроги Гиссарского хребта, Акрабат; сеноман, слои с *Placentigeras lenticulare* Lurrov и *Kobkovitrigonia darwaseana* (Rom.) — 110 экз. сборы М. Р. Джалилова;

Урья-Дарья, те же слои — 10 экз., сборы А. Я. Фроленковой; Акташ, те же слои — 400 экз., г. Балахана, те же слои — 150 экз.; Кампрекское ущелье, сеноман, слои с *Placenticeras gaurdakense* Lurrov — 100 экз.; колодец Ходжа-Шиляк, те же слои — 50 экз., сборы А. Л. Арустамова.

СЕМЕЙСТВО APORRHAIIDAE ADAMS, 1858

Род *Perissoptera* Tate, 1865

Perissoptera fragilis Djalilov et Arustamov, sp. nov.

табл. I, фиг. 13—18

Голотип — экз. № 15165/I; ИГД. Юго-западные отроги Гиссарского хребта, Акташ; сеноман, слои с *Placenticeras lenticulare* Lurrov и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.)³

Д и а г н о з. Моллюски с веретенообразно-биконическими небольшими раковинами. Первые обороты имеют сетчатую скульптуру. По мере роста раковины происходит увеличение мощности поперечных и уменьшение мощности продольных ребер.

О п и с а н и е. Небольшие веретенообразно-биконические раковины состоят из низких слабо выпуклых оборотов, высота которых достигает 0,45 — 0,50 соответствующей ширины. Обороты разделены швом, залегающим в открытом спиральном углублении. Первые обороты завиты в спираль с вершинным углом 39—40°. Последний оборот конически-овальных очертаний с линией наибольшей ширины в средней части. Ниже этой линии поверхность оборота постепенно переходит в покатое основание раковины.

На первых оборотах отмечаются многочисленные слабо изогнутые поперечные ребра, пересекающиеся с почти равными по мощности спиральными ребрами. В результате образуется сетчатая скульптура. С третьего снизу оборота происходит изменение характера скульптуры, что выражается в увеличении мощности поперечных ребер. Спиральные ребра более многочисленные и тесно прижатые, чем на предыдущих оборотах, значительно уменьшаются в мощности. Дальнейшее увеличение размеров поперечных ребер происходит на предпоследнем и особенно на последнем оборотах. Одновременно в верхней, пришовной части этих оборотов, выделяются по размерам два спиральных ребра, из которых первое сверху более мощное. На последнем обороте более резкие, но довольно мощные поперечные ребра занимают его верхнюю половину. Ниже происходит постепенное уменьшение мощности ребер, которые на основании раковины распадаются на мелкие штриховидные ребрышки. Основание, кроме того, покрыто многочисленными спиральными ребрами и заканчивается коротким, видимо, прямым ростом.

Устье узкое, удлиненное, с капельником поднимающимся на половину высоты предпоследнего оборота. Внешняя губа вытягивается в крыловидное расширение, от которого на имеющихся у нас экземплярах сохранились лишь короткие отрезки. По ним судить о форме этого расширения не представляется возможным.

С р а в н е н и е. Небольшие размеры раковины, характер скульптуры приближают новый вид к *Perissoptera ascicularis* (Stoliczka), описанному из Южной Индии (Stoliczka, 1868, стр. 32, табл. II, фиг. 16—17). *Perissoptera fragilis* sp. nov. отличается от сравниваемого вида более стройными очертаниями раковины, меньшей выпуклостью и угловатостью последнего оборота и отмеченным выше возрастным диморфизмом в развитии скульптуры.

От другого сходного вида — *Perissoptera roinaldina* (Orb.) из не-

³ От лат. *fragilis* — ломкий, хрупкий.

Размеры:

№ экз.	Высота В	Ширина Ш	Высота последнего оборота В _{по}	Ш:В	В _{по} :В	Высота предпоследнего оборота В _{ппо}	В _{по} :В	Вершинный угол
15165/1-голотип	10,0	5,0	5,0	0,50	0,50	2,0	0,20	40°
15165/2	10,6	5,4	4,6	0,50	0,40	2,0	0,20	40°
49165/1	11,0	5,0	5,4	0,45	0,50	2,5	0,20	39°
121a/2	11,0	5,0	5,0	0,45	0,45	2,0	0,20	40°
49165a/1	11,8	5,0	5,2	0,40	0,40	2,5	0,20	40°
26665/1	12,0	5,6	6,5	0,50	0,50	2,5	0,20	40°
37965/2	13,6	6,4	7,0	0,50	0,50	2,5	0,20	40°
121a/3	16,8	7,5	9,0	0,45	0,50	3,5	0,20	40°
121a/1	17,5	9	7,5	0,50	0,40	3,5	0,20	40°
37965/1	9,6	5	5	0,50	0,50	2	0,20	40°

окома Франции (Orbigny, 1843, табл. 206, фиг. 4) новый вид отличается стройными очертаниями раковины, более коротким ростом и характером скульптуры.

Геологическое и географическое распространение. Сеноманский ярус. Юго-западные отроги Гиссарского хребта.

Материал. 73 экз. различной сохранности и 622 внутренних ядер. Юго-западные отроги Гиссарского хребта, Акташ; сеноман, слои с *Platenticeras lenticulare* Lurrov и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.)—83 экз., Газ-Дагана—10 экз.; Аккапчичай—50 экз.; Аулят—13 экз.; Акрабат—39 экз.; сборы М. Р. Джалилова; Акташ—300 экз., г. Балахана—200 экз., сборы А. Л. Арустамова.

ЛИТЕРАТУРА

Амурский Г. М., Дикенштейн Г. Х., Ильин В. Д. и др. Историко-тектоническая схема мелового этапа развития территории Туркмении. Сов. геол. № 1, 1966.

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и поздне меловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 34, вып. 8, 1961.

Джабаров Г. Н. и др. Схема стратиграфии верхнего мела западного обрамления Таджикской депрессии (Гаурдак-Кугитангский район). Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ. техн.-хим. и геол. наук., № 19, Ашхабад, 1966.

Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Труды ВНИГНИ, вып. 23, 1959.

Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.

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

Archias A. Rapport sur les fossiles du Tourtia. Mem. Soc. Geol. France, 2 ser., t. 2, 1847.

Choffat P. Recueil d'études paleontologiques sur la faune cretaceique du Portugal. Espèces nouvelles ou peu connus. Sec. trav. geol. Portugal, ser. 1—4, 1886—1902.

Collignon M. Paleontologie de Madagascar. XVI. La fauna de cenomanien a fossiles pyriteux du nord de Madagascar An. Paleont., t. XX, 1931.

Orbigny A. Paleontologie Francaise. Terrains cretaces, t. 2. Paris 1842—1843.

Stoliczka F. Cretaceous fauna of Southern India. Sem. Geol. Surv. India, Palaont. Indica, vol. II, ser. V, 1868.

Thomas Ph. et Peron A. Description des invertebres fossiles des terrain cretaces de la region sud des hauts—plateaux de la Tunisie. Paris, 1889—1893.

М. Р. ЧАЛИЛОВ, А. Л. АРУСТАМОВ

ГАСТРОПОДАХОИ СЕНОМАНИ ДЕПРЕССИЯИ ТОЧИК

Дар мақола тасвири чор намуди нави гастроподаҳои сеномани депрессияи Тоҷик оварда шудааст.

М. Р. ДЖАЛИЛОВ

КАМΠΑНСКИЕ БРЮХОНОГИЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Кампанские брюхоногие Таджикской депрессии и ее горного обрамления в настоящее время изучены еще недостаточно. Единственный, заведомо кампанский вид — *Scaphella sampanica* Djalilov был описан автором (Джалилов, 1964) из Юго-Западного Дарваза.

В результате полевых исследований последних лет выяснилось, что остатки брюхоногих в кампанских отложениях встречаются не реже, чем в отложениях других ярусов. Так, в основании нижнекампанской толщи (нижняя часть слоев с *Liostrea prima*—*Discoscaphites inflatus*, по схеме В. Д. Ильина, 1963) во всей Таджикской депрессии прослеживается горизонт с остатками брюхоногих. Эти остатки приурочены к прослоям (мощностью 0,3—1,0 м) известняков, песчаных известняков и песчаников с карбонатным цементом, залегающим непосредственно над гипсоносной пачкой сантона. Лишь в одном случае, в районе перевала Дарбаза-Кам (хр. Арык-Тау), отмечено присутствие гипсов выше этого горизонта. Повсеместно в рассматриваемых слоях обнаружены ядра и раковины *Trochactaeon babkovi* sp. nov., которые обычно переполняют вмещающую породу, образуя так называемые «гастроподники».

В центральной и восточной частях Таджикской депрессии и в Юго-Западном Дарвазе совместно с раковинами этого вида встречены остатки *Tylostoma parvum* sp. nov., *Caricella subpurpuriformis* Pcelincev, *Neripella* sp.

Для более высоких горизонтов нижнего кампана характерно присутствие ядер *Scaphella sampanica* Djalilov.

В верхнекампанских отложениях изученного региона остатки брюхоногих встречаются реже, не образуют обычно такие скопления, как в породах нижнего кампана. Здесь отмечены единичные находки остатков *Scaphella sampanica* Djalilov и оставшихся не определенными до вида *Turbo* (?) sp. Лишь в междуречье Кафирниган-Сурхан в верхней части кампанских отложений встречаются прослой ракушечников, содержащих наряду с бакулитами плохо сохранившиеся ядра *Turbo* (?) sp., *Helicaulax* (?) sp. Присутствие этих же ядер совместно с остатками *Ampullospira rogoda* (Forbes) на южном склоне Гиссарского хребта (долина р. Шаргунь) позволяет коррелировать верхнекампанские отложения этих районов.

В кампанских отложениях долины р. Зеравшан отмечено наличие ядер *Scolymus pchelincevi* sp. nov., *Turbo* (?) sp.

Описываемая коллекция хранится в Институте геологии АН Таджикской ССР.

КЛАСС GASTROPODA
ОТРЯД PROSOBRANCHIA
СЕМЕЙСТВО AMPULINIDAE

Род Ampullospira Harris, 1897
Ampullospira pogoda (Forbes)
 Табл. 1, фиг. 1—2

Natica pogoda: Forbes, 1846, стр. 136, табл. XII, фиг. 14.

Natica affinis: Orbigny, 1847, табл. IV, фиг. 3.

Euspira pogoda: Stolizka, 1868, стр. 301, табл. XXI, фиг. 7—8.

Natica (Euspira) pogoda: Wanner, 1902, стр. 125, табл. XVIII, фиг. 13.

Голотип — *Natica pogoda* Forbes, 1846 (табл. XII, фиг. 14), происходит из ариялурских слоев Южной Индии.

Описание. Небольшие овально-конические раковины представлены 6—7 низкими оборотами. Спираль невысокая, с вершинным углом 65—70°. Обороты спирали низкие, слабо выпуклые, в верхней части резко округлены. Шовная линия залегает в нешироком глубоком спиральном углублении. Выпуклый последний оборот составляет 0,60 высоты раковины. Имеющиеся в коллекции экземпляры представлены внутренними ядрами, на которых местами сохранилась раковина. Судя по сохранившимся участкам, поверхность раковины гладкая без всяких следов скульптуры.

Устье полулунных очертаний, суженное сзади и плавно закругленное спереди. Пупок узкий, щелевидный. Отворот внутренней губы тонкий и не широкий.

Размеры:

№ экз.	Высота ¹ В	Ширина Ш	В: Ш	Высота последнего оборота В _{ппо}	В _{ппо} : В	В _{ппо} : Ш	Высота предпоследнего оборота В _{ппо}	Ширина предпоследнего оборота Ш _{ппо}	В _{ппо} : Ш _{ппо}	Вершинный угол
2408/1	28,0	22,0	1,27	17,0	0,60	0,77	5,0	11,0	0,45	65—70°
2408/2	—	—	—	—	—	—	4,0	1,0	0,40	—
4	—	—	—	—	—	—	3,0	7,5	0,40	—

Сравнение. Ступенчатая спираль в сочетании с довольно крупным последним оборотом, наличие глубокого, но не широкого углубления, в котором залегает шовная линия, и ряд других признаков являются общими как для наших экземпляров, так и для голотипа, описанного Форбесом. В то же время описываемые экземпляры от голотипа отличаются большей относительной шириной последнего оборота и его несколько косыми очертаниями. Эти признаки приближают имеющиеся у нас формы к экземплярам, описанным Stolizka (1868, табл. XXI, фиг. 7—8) под названием *Euspira pogoda* Forbes. Тождество этих форм и послужило основанием к отнесению описываемых экземпляров к данному виду.

Описываемые раковины несколько напоминают экземпляры *Ampullospira indrana* Stoliczka (1868, табл. XXII, фиг. 15), от которых отличаются косым очертанием последнего оборота, более выпуклыми оборотами спирали и более стройной формой раковины. Высокая спираль, на-

¹ Здесь и далее абсолютные размеры даны в мм.

ТАБЛИЦА 1*

Фиг. 1—2. *Ampullospira pogoda* (Forbes); 1—экз. № 2408/1: 1а—вид со стороны устья; 1б—вид с обратной от устья стороны; 2—экз. № 4; 2а—вид с обратной от устья стороны; 2б—вид со стороны устья; южный склон Гиссарского хребта, Шаргунь, верхний кампан.

Фиг. 3—6. *Tylostoma parvum* sp. nov.; 3—экз. № 227/59в: вид с обратной от устья стороны; 4—экз. № 227/59а—голотип: 4а—вид с обратной от устья стороны; 4б—вид со стороны устья; Юго-Западный Дарваз, Хирманжоу, нижний кампан; 5—экз. № 42/4а; 5а—вид с обратной от устья стороны; 5б—вид со стороны устья; 6—экз. № 1 л: 6а—вид с обратной от устья стороны; 6б—вид со стороны устья; 6в—вид с обратной от устья стороны $\times 3$; 6г—вид со стороны устья $\times 3$; хребет Чал-Тау; Ак-Мазар; нижний кампан.

Фиг. 7—8. *Caricella subpurpuriformis* (Pchelincev); 7—экз. № 204/1: 7а—вид с обратной от устья стороны; 7б—вид со стороны устья; 8—экз. № 204/2: 8а—вид с обратной от устья стороны; 8б—вид сверху; 8в—вид со стороны устья; хребет Ак-Таг; Берды-Булак; нижний кампан.

Фиг. 9—10. *Scolymus pchelincevi* sp. nov.; 9—экз. № 112/49, раковина с отломленной нижней частью; Фергана, Кан; 10—экз. № 2555, вид неполной, слегка окатанной раковины со стороны устья; Центральный Таджикистан, долина р. Зеравшан, Вишкент, верхний кампан.

* Здесь и далее все изображения, кроме особо отмеченных, даны в натуральную величину.

Таблица 1



2 а

2 б

3

1 б



6 а



4 а



5 а



6 б



4 б



5 б



6 в



7 а



7 б



6 г



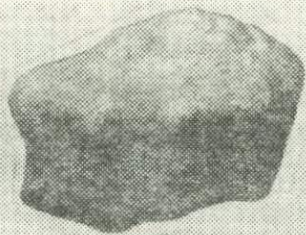
8 а



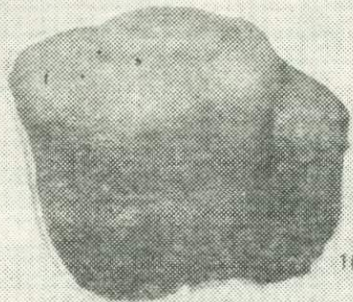
8 б



8 в



9



10

личие неширокого глубокого шовного канала, менее угловатые очертания последнего оборота и меньшее значение вершинного угла отличают рассматриваемый вид от сеноманского *Ampullospira pagodiformis* Pcelincev (Пчелинцев, 1953, табл. III, фиг. 2—3).

Геологическое и географическое распространение. Поздний кампан Таджикской депрессии, поздний сенон Южной Индии и Ливийской пустыни.

Материал. 3 экз., из которых 1 почти полной сохранности. Южный склон Гиссарского хребта, долина р. Шаргунь, сборы В. В. Болтышева и А. Я. Фроленковой.

Род *Tylostoma* Sharpe, 1849
***Tylostoma parvum* Djalilov, sp. nov.**
Табл. I, фиг. 3—6

Голотип — экз. № 227/59а; ИГД. Юго-Западный Дарваз, Хирманжоу. Кампан.²

Диагноз. Моллюски мелкие, с шаровидной раковинкой, 0,65—0,80 высоты которой составляет выпуклый последний оборот. Пупок щелевидный. Устье полулунных очертаний.

Описание. Раковины небольшие (высотой 10,5 — 15 мм), почти шаровидные. Шаровидность раковины несколько искажается сжатостью в спинно-брюшном направлении, которая составляет 0,75 и 0,80 большого диаметра раковины. Первые обороты завиты в короткую спираль с вершинным углом 100—116°; 0,65—0,80 высоты раковины составляет выпуклый, несколько скошенный последний оборот. Составляющие спирали первых оборотов постепенно сливаются с боковой поверхностью последнего оборота, образуя одну дугообразную кривую. В приустьевой части последний оборот, несколько расширяясь, изгибается вниз, в результате чего приобретает скошенные очертания.

Устье полулунное, округленное снизу и резко суженное кверху. Пупок узкий, щелевидный, отделен от устья тонкой внутренней губой.

Размеры:

№ экз.	Высота В	Ширина Ш	В:Ш	Высота последнего оборота В _{по}	В _{по} :В	Вершинный угол
42/4 ^а	13	13	1,0	10	0,77	107°
42/4 ^в	14	14	1,0	9	0,97	110°
42/4 ^е	13	13,5	0,9	8,5	0,65	115°
42/3	13,5	14	0,9	9	0,66	116°
102/63	15	15	1,0	12	0,80	107°
227/59 ^а	10,5	10	1,0	8	0,76	100°
1 л	14	13,5	1,0	9,5	0,68	100°
227/59 ^в	15	14,5	1,0	12	0,80	102°

Сравнение. Полушаровидные очертания, короткая спираль и форма устья приближают описываемый вид к *Tylostoma subaequiauxis* Pcelincev (Пчелинцев, 1953, стр. 37, табл. III, фиг. 5) из турона Закавказья. Однако небольшие размеры, отсутствие околовальных площадок, поперечных валиков на поверхности оборотов и меньшее значение вершинного угла отличают описываемый вид от сравниваемого.

Мелкие размеры и характерные, почти шаровидные очертания, по-

² От *parvus* — лат., малый, маленький, небольшой.

зволюют отличить этот вид от большинства известных представителей рода *Tylostoma*.

З а м е ч а н и е. По форме раковины *Tylostoma parvum* sp. nov. напоминают *Natica (Gyrodos) bouveti* Pervienquiere (1912, стр. 48, табл. IV, фиг. 5—6) из маастрихта Туниса. Однако это сходство является чисто внешним, так как сравниваемый вид обладает характерным для рода *Gyrodos* признаками: широким и глубоким пупком, который окружен кантиком.

Геологическое и географическое распространение. Ранний кампан. Таджикская депрессия, Юго-Западный Дарваз.

М а т е р и а л. 20 экз. различной сохранности. Таджикская депрессия, хр. Чалтау, сай Чал—1 экз., сборы автора—2 экз., сборы В. Лим—10 экз., сборы А. Я. Фроленковой, Булгари — 1 экз., сборы автора; Юго-Западный Дарваз, Хирманжоу — 6 экз., сборы автора.

СЕМЕЙСТВО VOLUTIDAE FLEMING, 1822

Род *Caricella* Conrad, 1835

Caricella subpurpuriformis (Pcelincev)

Табл. 1, фиг. 7—8

Liomelon subpurpuriformis: Пчелинцев, 1953, стр. 237 табл. XXXII, фиг. 18—19; рис. 32 в тексте.

Г о л о т и п — № 6024/2380, ЦГМ (Ленинград). Пчелинцев, 1953, табл. XXXII, фиг. 19.

О п и с а н и е. Раковина грушевидных очертаний, небольших и средних размеров. Спираль невысокая, состоит из 3—4 слабо выпуклых оборотов, высота которых достигает 0,50—0,54 соответствующей ширины. Составляющие спирали выпуклые, что затрудняет измерение вершинного угла, равного 85—90°. Верхние части оборотов снабжены широкими, неясноограниченными окошечными площадками. 0,80—0,85 высоты раковины составляет выпуклый последний оборот. Линия наибольшей выпуклости последнего оборота располагается в его верхней четверти и совпадает с нечетким переломом от широкой окошечной площадки к боковой поверхности оборота. От упомянутой линии приустьевая часть последнего оборота суживается вниз по плавной, дугообразной кривой. В противоположной стороне суживание сначала происходит так же плавно, дугообразно. Потом намечается выполаживание и малозаметный изгиб в обратную сторону.

Устье удлиненное, с капельником в верхней и коротким каналом в нижней частях.

Складчатость столбика наблюдается в приустьевой части одного экземпляра и представлена двумя косо расположенными складками. Разламывание этого и других экземпляров для выяснения точного количества складок к ожидаемым результатам не привело.

Р а з м е р ы. У всех имеющихся первые обороты и нижние части разрушены. Поэтому установить абсолютные размеры не представляется возможным. Судя по очертаниям, наиболее крупный экземпляр достигал высоты 55—60 мм, при ширине 28—30 мм. Высота мелкого экземпляра 28—30 мм, при ширине 18—20 мм.

С р а в н е н и е. По общему грушевидному очертанию раковины, ее коренастости, характеру последнего оборота и значению вершинного угла описываемые экземпляры относятся к виду *Caricella subpurpuriformis* (Pcelincev). Из описания В. Ф. Пчелинцева (1953, стр. 238) видно, что для раковин данного вида характерно присутствие тонких продольных

ребрышек, пересекающихся со штрихами нарастания. Имеющиеся у нас экземпляры представлены внутренними ядрами, и на них скульптура не сохранилась.

Из среднеазиатских представителей этого рода описываемый вид наиболее близок к *Caricella uzbekistanensis* (Pchelincev), описанный В. Ф. Пчелинцевым (1953, стр. 238, табл. XXXII, фиг. 20—21; рис. 33 в тексте) под родовым названием *Liomelop*.

От сравниваемого вида *S. subpurpuriformis* отличается более коренастыми очертаниями раковины, большим значением вершинного угла, большей относительной высотой последнего оборота и присутствием скульптуры.

З а м е ч а н и е. Описываемый вид имеет некоторые черты сходства с *Athleta purpuriformis* Forbes (Stoliczka, 1868, стр. 91, табл. VIII, фиг. 4—7) из сенона Южной Индии. От этого вида *S. subpurpuriformis* отличаются грушевидная форма раковины, иной вершинный угол и наличие околовых площадок.

Геологическое и географическое распространение. Ранний кампан. Приташкентский район Таджикской депрессии.

Материал — 3 неполно сохранившихся экземпляра. Центральная часть Таджикской депрессии, хр. Ак-Таг, Берды-Булак. Сборы Г. Х. Салибаева.

СЕМЕЙСТВО VASIDAE

Род *Scolymus* Swainson, 1840

Scolymus pchelincevi Djalilov, sp. nov.

Табл. I, фиг. 9—10; табл. II, фиг. 1

Scolymus sp. n. ex gr. *stromboides*: Пчелинцев, 1953, стр. 218, табл. XXV, фиг. 2; рис. 27 в тексте.

Голотип — экз. № 74/8; ИГД. Центральный Таджикистан, долина р. Зеравшан, Пахурд. Кампан.

Д и а г н о з. Моллюски с крупными удлиненно-биконическими раковинами. Верхние, пришовные части угловатых оборотов украшены венчиком, состоящим из 10 крупных отдельно стоящих бугорков. Вершинный угол 90—95°. Устье узкое, с 5 спиральными складками столбика.

О п и с а н и е. Крупные, удлиненно-биконических очертаний раковины в основном состоят из последнего оборота, высота которого составляет 0,85—0,90 общей высоты раковины. Первые обороты угловатые, низкие — их высота не превышает 0,3 соответствующей ширины, снабжены широкими околовыми площадками.

В верхней части последнего оборота располагается широкая, наклонная наружу околовшая площадка. Линия перелома от околовшей площадки к боковой поверхности последнего оборота совпадает с линией наибольшей ширины раковины. Ниже этой линии на боковой поверхности последнего оборота наблюдается довольно широкий и глубокий пережим, за которым на нижней трети высоты раковины появляется слабое вздутие. Далее происходит более резкое суживание оборота.

У наших экземпляров нижние части раковины разрушены и поэтому судить о характере канала не представляется возможным.

В верхней части оборотов, на линии перелома боковой поверхности, имеется ряд крупных, отдельно стоящих бугорков, количество которых на полный оборот достигает 10.

Бугорки слегка вытянуты книзу, однако в вогнутую часть последнего оборота они не переходят. Ряд очень слабо выраженных, слегка удлиненных в поперечном направлении возвышенностей наблюдается

на продолжении упомянутых бугорков, на нижней, вздутой части последнего оборота. Четкого соединения этих возвышенностей с бугорками в вогнутой части оборота не намечается.

Устье узкое, удлиненное, слегка расширенное в верхней части на границе упомянутого перелома.

У наших форм установить количество спиральных складок на столбике не удалось. Однако судя по экземпляру, описанному В. Ф. Пчелинцевым, принадлежность которого к данному виду не вызывает сомнений, спиральных складок 5.

Размеры. В нашем распоряжении нет полностью сохранившихся экземпляров, что затрудняет проведение измерений. Судя по почти полному экземпляру раковины этого вида достигали в высоту 95—100 мм, при ширине 50—54 мм.

Сравнение. Наибольшее сходство наши экземпляры обнаруживают с неотипом данного рода — *Scolymus stromboides* Mun.—Chalm. (Munier—Chalmas, 1881, стр. 78, табл. 5, фиг. 10—11), описанным из позднего сенона Туниса. Однако при всем сходстве эти формы отличаются целым рядом признаков, что не позволяет провести их отождествление. Новый вид от *S. stromboides* отличается: а) более удлиненной формой раковины и более стройными ее очертаниями; б) заметной вытянутостью бугорков в поперечном направлении и большей вогнутостью пережима на поверхности последнего оборота. Эти же признаки отличают описываемые экземпляры от *Voluta (Aulica) stromboides* Mun.—Chalm. в описании Pervinquierе (1912, стр. 77, табл. VI, фиг. 14—19).

З а м е ч а н и я. Описываемый вид имеет некоторые черты сходства с *Caricella chalmasi* Quass (Quass, 1902, стр. 291, табл. XXVII, фиг. 13, поп 12). *Scolymus pchelincevi* sp. nov. отличается от сравниваемого вида более выдающейся спиралью, меньшим количеством и округлостью бугорков, не переходящих на срединную вогнутость последнего оборота. Кроме того, эти виды отличаются и количеством спиральных складок на столбике (у *S. chalmasi* Quass их — 3).

Геологическое и географическое распространение. Поздний кампан. Центральный Таджикистан, Фергана.

М а т е р и а л — 3 экз. один из которых сохранился почти полностью. Центральный Таджикистан, долина р. Зеравшан, Вишкент — 1 экз., сборы В. И. Лаврусевича; Пахруд — 1 экз.; Фергана, Кан — 1 экз., сборы А. Я. Фроленковой.

ОТРЯД OPISTOBRANCHIA

СЕМЕЙСТВО АСТАЕОНЕЛЛИДАЕ PCELINCEV, 1954

Род *Trochactaeon* Meek. 1863.

Trochactaeon babkovi Djalilov, sp. nov.

Табл. II, фиг. 2—5

Г о л о т и п — экз. № 58/2; ИГД. Таджикская депрессия, хр. Арык-Тау, пер. Дарбаза-Кам; кампан.³

Д и а г н о з. Моллюски с биконическими и удлиненно-овальными раковинами, на 0,7—0,8 состоящими из последних оборотов. Спираль короткая, вершинный угол 70—95°. В средней части последнего оборота наблюдается слабая спиральная вдавленность.

О п и с а н и е. Раковины биконических и удлиненно-овальных очертаний. Соответственно форме, отношение высоты раковины к ее ширине изменяется от 1,3 до 1,6. Количество оборотов 7—8. Спираль невысокая. Составляющие спирали вогнутые. В зависимости от степени вогнутости

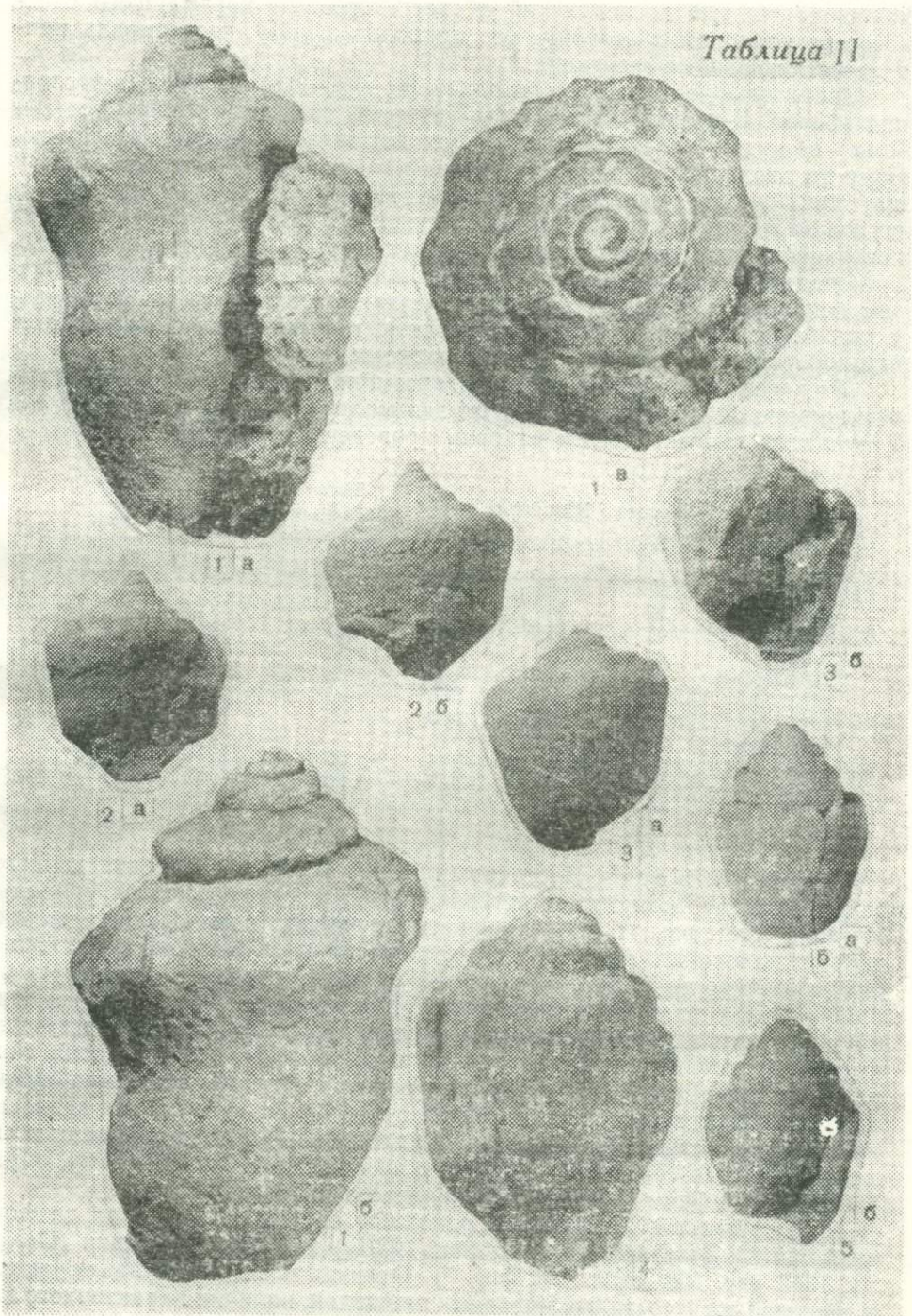
³ Вид назван в честь геолога К. В. Бабкова.

ТАБЛИЦА II

Фиг. 1. *Scolymus pchelincevi* sp. nov.; 1—экз. № 74/8—голотип: 1а—вид со стороны устья; 1б—вид с обратной от устья стороны; 1в—вид сверху. Центральный Таджикистан, долина р. Зеравшан, Пахур; кампан.

Фиг. 2—5. *Trochactaeon babkovi* sp. nov.; 2—экз. № 58/2—голотип: 2а—вид со стороны устья; 2б—вид с обратной от устья стороны; 3—экз. № 58/1; 3а—вид с обратной от устья стороны; 3б—вид со стороны устья; 5—экз. № 58/18; 5а—вид с обратной от устья стороны; 5б—вид со стороны устья; хребт Арык-Тау, пер. Дарбаза-Кам; 4—экз. № 135/2—вид со стороны устья; хребт Арук-Тау, Ак-Джар; нижний кампан.

Таблица II



составляющих спирали вершинный угол достигает 70—95°. При росте раковины каждый последующий оборот отстает от предыдущего с некоторым наклоном в сторону. Это приводит к тому, что спираль приобретает скошенные очертания.

Значительную часть высоты раковины (0,7—0,8) составляет последний оборот. В верхней части этого оборота намечается широкая (2—4 мм) вогнутая, наклонная наружу околошовная площадка. Ввиду вогнутости околошовной площадки место изгиба верхней части оборота к шву приобретает килеватое очертание. Наличие таких килеватых выступов характерно для описываемого вида. От килеватого выступа вниз поверхность последнего оборота становится слабо вогнутой с последующим подъемом к переднему концу раковины. Образованная таким образом спиральная вдавленность более четкая у биконических форм, чем у удлинненно-овальных. Устье удлинненное, расширяющееся вниз. Столбик короткий, массивный, с тремя складками.

Размеры. Наиболее крупный экземпляр имеет в высоту 57 мм, при ширине 38 мм. Высота мелкого экземпляра 28,5 мм, ширина 18 мм. Результаты замеров десяти раковин приведены в таблице.

№ экз.	Высота В	Ширина Ш	В:Ш	Высота последнего оборота В _{по}	В _{по} :В	Вершинный угол
2004/1,6	57	38	1,50	45	0,79	—
2004/3,2	41	27,5	1,46	33	0,80	93°
2004/1,1	41	26	1,57	33	0,80	70°
2004/1,14	38	28	1,35	28	0,73	80°
58/15	36	23	1,56	25	0,69	70°
58/17	33	20,5	1,60	26	0,79	75°
58/2 (голо-тип)	32	28	1,14	26	0,81	85°
58/4	30	24	1,25	20	0,66	88°
135/1	29	18	1,61	22	0,75	72°
2004/1,11	28,5	18	1,58	18,5	0,65	70°

Изменчивость. Постоянными признаками для раковин данного вида являются вогнутость составляющих конусов, невысокая спираль, наличие слабо-вогнутых околошовных площадок и присутствие характерного килеватого выступа в верхней части последнего оборота. Сильной изменчивости подвержена форма раковин, которая варьирует от биконических до удлинненно-овальных. В зависимости от формы, изменяются и некоторые другие признаки раковин. Так, у биконических форм высота превышает ширину в 1,1—1,3 раза, более четко выражена спиральная вдавленность на последнем обороте. Высота удлинненно-овальных раковин превышает их ширину в 1,5—1,7 раза, спиральная вдавленность малозаметная. Биконические и удлинненно-овальные раковины всегда встречаются совместно, в одном и том же слое. По-видимому, образование этих форм связано с индивидуальной изменчивостью.

Сравнение. Удлиненные раковины описываемого вида по форме близки к *Trochastaeon gepauxiana* (Orb.) из турона Франции (Orbigny, 1842, стр. 108, табл. 164, фиг. 7). Отличия нового вида заключаются в меньшей вогнутости околошовных площадок, наличии характерного килеватого выступа в верхней части последнего оборота, присутствии средней вогнутости и в большей величине вершинного угла. Экземпляры, изображенные Zekeli (1852, табл. VII, фиг. 2—5, поп 1) под названием *Actaeonella gepauxiana* Orb., еще дальше стоят от раковин нового вида.

Раковины *T. babkovi* sp. nov. отличаются от сравниваемых форм наличием четких околошовных площадок и более высоким расположением линии наибольшей выпуклости.

Крупные биноконические экземпляры описываемого вида напоминают *Trochactaeon biconicus* Pchelincev (Пчелинцев, 1954, стр. 139, табл. XVIII, фиг. 2, рис. 43 в тексте) из турона Закавказья. Наличие срединной вдавленности и вогнутость составляющих конуса завитков отличают новый вид от сравниваемого.

Геологическое и географическое распространение. Ранний кампан; Таджикская депрессия, Юго-Западный Дарваз.

Материал. 369 экз. различной сохранности. Таджикская депрессия, хр. Арык-Тау, пер. Дарбаза-Кам — 216 экз., сборы автора; хр. Ак-Таг, Берды-Булак — 47 экз., сборы Г. Х. Салибаева; хр. Арук-Тау, Ак-Джар — 6 экз., сборы Ю. И. Каца; 10 экз., сборы К. В. Бабкова; 20 экз., сборы автора; хр. Касан-Даг, Узун-Сай — 4 экз., сборы И. Ефремова; хр. Карши-Тау, восточн. склон — 3 экз., Аулят — 1 экз., сборы В. В. Болтышева; хр. Каратау, Булак-Дашт — 15 экз., хр. Джетым-Тау, Дас-Гирьяк — 6 экз., Аулят — 5 экз., Юго-Западный Дарваз, Хирманжоу — 36 экз., сборы автора.

ЛИТЕРАТУРА

Джалилов М. Р. Позднемеловые брюхоногие Юго-Западного Дарваза. В сб.: «Палеонтология Таджикистана». Душанбе, 1964.

Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.

Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловые отложения Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.

Forbes E. Report on the Fossil Invertebrata from Southern India, collected by Mr. Kaye and Mr. Cunliffe. Trans. Geol. Soc. London, ser. 2, vol. VII, 1846.

Munier-Chalmas. Extract de la mission de M. le Commandant Roudaire dans les Chotts Tunisiens. II. Paleontologie. Description des Espèces nouvelles. Paris, 1881.

Orbigny A. Paleontologie Francaise. Terrains cretaces, t. 2, Gastropodes. Paris, 1842—1843.

Orbigny A. in Dumont Urville. Voyage de l'Astrolabe. Paleontologie., Paris, 1847.

Perquinquiere L. Etudes de paleontologie Tunisienne. II. Gastropodes et Lamellibranches des terrains cretaces. Mem. Serv. cart. geol. Tunisie. Paris, 1912.

Quass A. Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste. *Paleontographica*, Bd. 30, T. 24 Lief, 1902.

Stolizka F. Cretaceous fauna of Southern India. Mem. Geol. Surv. India. Paleontologia Indica, vol. II, ser. V, 1868.

Wanner I. Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste. *Paleontographica*, Bd. 30, T. II, 3 Lief, 1902.

Zekeli F. Die Gastropoden der Gosaugebilde in den Nordostlichen Alpen. Abh. Geol. Reich., I Bd., 2 Abt., N 2, 1852.

М. Р. ЧАЛИЛОВ

ГАСТРОПОДАҲОИ КАМПАНИ ДЕПРЕССИЯИ ТОЧИК ВА РАЙОНҲОИ ҲАМСАРҲАДИ ОН

Чор намуди нави гастропода аз районҳои гуногуни Тоҷикистон тасвир карда мешавад. Бокимондаҳои ин намудҳо аз таҳнишинҳои давран кампан ёфта шудааст.

Ф. Х. ХАКИМОВ

КАМПАНСКИЕ SCAPHITIDAE ИЗ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Представители Scaphitidae из верхнего мела Средней Азии почти не изучены.

В. Д. Ильным (1963) для Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении дается список двух видов скафитов из верхнего кампана — *Discoscaphites gibbus* Schlüter и *Acanthoscaphites spiniger* Schlüter. Описание *Discoscaphites gibbus* Schlüter, раковина которого обнаружена в отложениях верхнего кампана Горного Бадхыза, дается в статье А. А. Мания (1965).

Этим ограничивается изученность кампанских скафитов Средней Азии.

При исследованиях, проводивших в 1964 г. в Юго-Западном Таджикистане в отложениях верхнего кампана, была собрана небольшая коллекция аммонитов, описываемая ниже. Кампанские отложения в этом районе представлены толщей серых глин с частыми прослоями известняков ракушников и глинистых известняков. Эти отложения по схеме В. Д. Ильина (1963) подразделены на два подъяруса — нижний и верхний. Нижний кампан выделен в объеме слоев *Discoscaphites inflatus* Roem. и *Liosirea grima* Rom. Названные остатки аммонитов встречены В. Д. Ильным в синхронных отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Отложения верхнего кампана, согласно схеме В. Д. Ильина, подразделены на две зоны. Нижняя—зона *Hoplitoplacenticeras marroti* довольно четко прослеживается в Юго-Западном Таджикистане и сопоставляется с зоной *Hoplitoplacenticeras vari* Schüter ФРГ. Здесь встречены остатки следующих аммонитов: *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüter, *Hoplitoplacenticeras bucharensis* Iljin (n. msc.), *Hoplitoplacenticeras marroti* Coq., *Baculites anceps* Lam., *Trachyscaphites* cf. *gibbus* (Schlüter).

Верхняя зона — *Bostrychoceras polyplacum* — также хорошо прослеживается на территории Юго-Западного Таджикистана и сопоставляется с зоной *Bostrychoceras polyplacum* ФРГ.

Данная зона характеризуется присутствием следующих остатков аммонитов:

Bostrychoceras polyplacum Roem., *B. polyplacum* Roemer. var. *rengarteni* Michailov, *B. schloenbachi* Favre, *Trachyscaphites pulcherrimus* (Roemer), *Trachyscaphites roemeri* (Orb.).

Описание аммонитов

СЕМЕЙСТВО SCAPHITIDAE МЕЕК, 1876

Род *Trachyscaphites* Cobban and Scott, 1964

Диагноз. Раковина скафитовой формы с овальным несколько вытянутым в высоту сечением оборотов. Скульптура состоит из радиальных

прямых или слегка изогнутых ребер, простых или ветвящихся. На ребрах или независимо от них расположены бугорки от трех до пяти на каждой стороне (Cobban and Scott, 1964).

Trachyscaphites cf. gibbus (Schlüter)

Табл. 1, фиг. 1, а, б, в, г, фиг. 2, а, б

Scaphites gibbus: Schlüter 1872, стр. 87, табл. 26, фиг. 6—9; Grossouvre, 1894, стр. 251, табл. 32, фиг. 10; Наливайко, 1936, стр. 34, табл. 14, фиг. 38.

Holcoscaphites gibbus: Nowak 1916, стр. 66;

Discoscaphites gibbus: Михайлов, 1951, стр. 94, табл. 18, фиг. 86 и 87; Найдин, 1959, стр. 197, табл. 6, фиг. 9—11; Мания, 1963, стр. 122, рис. 1.

Голотип. *Scaphites gibbus* Schlüter (Schlüter, 1872, стр. 87, табл. 26, фиг. 6—9) описан из зоны *Hoplitoplacenceras coesfeldiense* Schlüter, Вестфалии (ФРГ).

Описание. Раковина состоит из свернутых в спираль оборотов, последний из которых сначала вытягивается, а затем загибается к спиральной части.

Поперечное сечение раковины овальное, а очертание жилой камеры округло-квадратное. Боковые стороны слабо выпуклые. Наружная сторона ограничена с боков краевыми бугорками. Сифональная сторона широкая, уплощенная. Пупок узкий. Скульптура состоит из хорошо выраженных ребер, пупковых, верхнебоковых и краевых бугорков. Боковые стороны покрыты многочисленными тонкими прямыми или слегка прогнутыми ребрами, начинающимися на пупковом перегибе. Помимо главных ребер имеются вспомогательные, которые у краевого ряда бугорков раздваиваются и серповидным изгибом огибают сифональную сторону. Ближе к жилой камере ребра исчезают. Бугорки пупкового ряда слабо выражены и вытянуты в поперечном направлении. Верхнебоковые бугорки вытянуты в продольном направлении. Их размеры постепенно уменьшаются к устью раковины.

По краю сифональной стороны расположены зубчатые краевые бугорки, количество которых доходит до 18. На ранних оборотах они мелкие и приобретают удлинненное очертание.

Размеры в мм:

№ 3/2

Диаметр раковины	44(100)
Высота последнего оборота	23(52)
Толщина последнего оборота	12(27)
Ширина пупка	6(13)

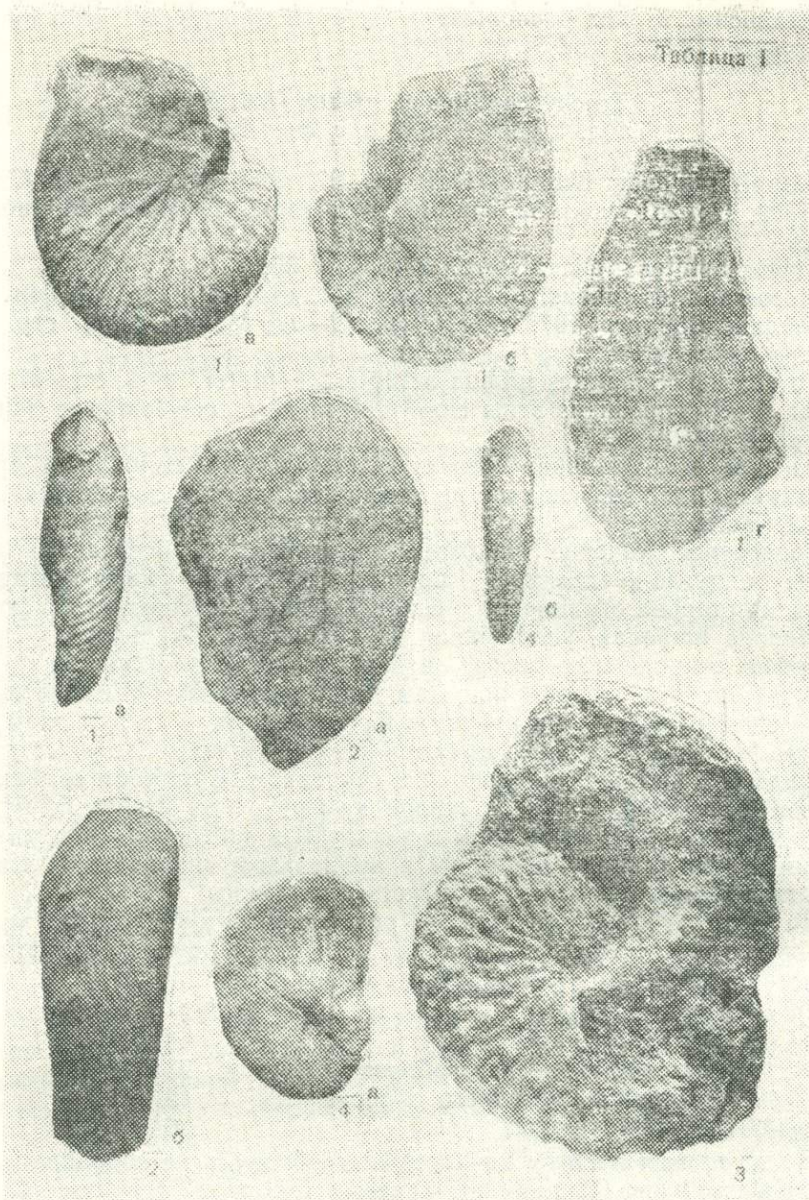
Лопастная линия на изученных образцах не сохранилась.

Сравнение. По наличию краевых бугорков *Trachyscaphites cf. gibbus* (Schlüter) обнаруживает сходство с *Hopliscaphites constrictus* Sow. (Sowerby, 1817, стр. 189, табл. 184, фиг. 1).

Однако описываемый вид отличается от сравниваемого присутствием верхнебоковых бугорков, продолжающихся до устья раковины, и сечением оборотов.

По характеру скульптуры *Trachyscaphites cf. gibbus* (Schlüter) близок к *Scaphites binodosus* Roemer (Roemer, 1841, стр. 90, табл. 13, фиг. 6), но наличие более толстых ребер на сифональной стороне и присутствие трех рядов бугорков отличает его от сравниваемого вида.

Геологическое и географическое распространение. Верхний кампан. Таджикская депрессия, Горный Бадхыз, Русская платформа. Вне СССР — Западная Германия, Франция.



Фиг. 1. *Trachyscarphites cf. gibbus* (Schlüter). Центральная часть Таджикской депрессии, Дарбаза-Кам, верхний кампан; обр. 3/2

1 а, б — вид с боковой стороны; 1 в — вид с сифональной стороны; 1 г — вид со стороны устья.

Фиг. 2. Тот же вид. Центральная часть Таджикской депрессии, Ак.-Джар, верхний кампан; обр. 436/64; 2 а — вид с боковой стороны $\times 3$; 2 б — вид с сифональной стороны $\times 3$.

Фиг. 3. *Trachyscarphites reicherrimus* (Roem.). Южный склон Гиссарского хребта, Санг-Миля, верхний кампан; обр. 786/11.

Фиг. 4. *Trachyscarphites goebei* (Orb.). Центральная часть Таджикской депрессии, Ак.-Джар, верхний кампан; обр. 434/64; 4 а — вид с боковой стороны; 4 б — вид с сифональной стороны.

Материал. В коллекции имеется один слегка деформированный экземпляр и два обломка раковины. Центральная часть Таджикской депрессии, хребет Арык-Тау, Дарбазакам, № 3/2, колл. Ю. И. Каца; хребет Арак-Тау, Ак-Джар, № 436/64, колл. автора.

Trachyscaphites roemeri (Orb.)

Табл. 1, фиг. 4 а, б

Scaphites roemeri: Orbigny, 1850, стр. 214; Schlüter, 1872, стр. 89, табл. 27, фиг. 4—9; Schlüter, 1876, стр. 163, табл. 42, фиг. 4—5.

Acanthoscaphites roemeri: Nowak, 1916, стр. 60; Михайлов, 1951, стр. 98.

Голотип. *Scaphites roemeri* Orb. описан Schlüter (1872, стр. 89, табл. 27, фиг. 4—9) из мукронатовых слоев севера ФРГ (зона *Vortrychoceras polyplacum*).

Описание. Раковина состоит из свернутых в спираль оборотов, последний из которых вытягивается, а затем загибается к начальной камере, не соприкасаясь с ней. Общая форма раковины эллипсообразная, скафитовая. Очертание раковины в поперечном сечении овальное. Наружная сторона ограничена с боков краевыми бугорками. Сифональная сторона широкая и слегка выпуклая, но за счет деформации становится узкой. Пупок узкий.

Скульптура выражена отчетливо и состоит из ребер пупковых и краевых бугорков. Боковые стороны покрыты тонкими острыми одиночными ребрами на участке от пупкового перегиба до середины боковой стороны, где ребра слабо изгибаются назад и далее серповидным изгибом вперед огибают сифональную сторону. Кроме главных ребер, имеются вспомогательные ребра (от одного до трех), начинающиеся с середины боковой поверхности. На 2/3 расстояния от пупка большая часть ребер раздваивается. Расстояния между ребрами больше их ширины. На боках жилой камеры имеются два ряда бугорков — пупковые и краевые. Первый ряд бугорков расположен по неясному пупковому перегибу, плохо выраженный и состоит из двух бугорков. Второй краевой ряд бугорков состоит из шести удлиненных зубцеобразных бугорков, расположенных параллельно росту раковины. Все бугорки расположены независимо от ребер.

Размеры в мм:¹

Длина раковины	№ 434/64 34 (100)
Толщина наиболее взрослого конца оборота	8 (23)
Толщина наиболее молодого конца оборота	5 ((15)
Боковая высота наиболее взрослого конца оборота	17 (50)
Ширина пупка	5 (15)
Общая ширина раковины	9 (17)

Лопастная линия на изученных образцах не сохранилась.

Сравнение. Тожество описываемых экземпляров с голотипом полное. Небольшие отличия сводятся к отсутствию вспомогательных ребер у голотипа. От *Trachyscaphites pulcherrimus* (Roem.) [Schlüter, 1872, стр. 85, табл. 26, фиг. 1—6] описываемый вид отличается одинаковым характером ребристости от спиральной до устьевого части и меньшим числом рядов бугорков. От *Trachyscaphites spiniger* (Schlüter) [Schlüter, 1872, стр. 82, табл. 25, фиг. 1—7] — большим числом рядов бугорков.

¹ Измерение приближенные ввиду деформации экземпляра.

Описываемая форма отличается от *Trachyscaphites roemeri* (Orb.) var. *tuberculata* Giebel (Михайлов, 1951, стр. 99, табл. 16, фиг. 74—75) слабым развитием пупковых бугорков и тонкой ребристостью.

Геологическое и географическое распространение. Верхний кампан. Южная часть Русской платформы (Южный Донбасс), Таджикская депрессия. Вне СССР — Север ФРГ, Дания, Южная Швеция, Северные Альпы, Польша.

Материал. В коллекции имеется полный оборот деформированной раковины и часть оборота. Центральная часть Таджикской депрессии, хребет Арык-Тай, Ак-Джар, № 434/64 — колл. автора.

Trachyscaphites pulcherrimus (Roemer)

Табл. I, фиг. 3

Scaphites pulcherrimus: Roemer 1841, стр. 91 (non taf. 14 fig. 4—5); Schlüter, 1872, стр. 89, табл. 26, фиг. 1—5; Grossouvre, 1894, стр. 250, табл. 32, фиг. 6, 9.

Acanthoscaphites pulcherrimus: Nowak, 1916, стр. 63; Михайлов, 1951, стр. 96, табл. 18, фиг. 83 и 84.

Лектотип. *Scaphites pulcherrimus* выбран Schlüter, (1872, табл. 26, фиг. 1—5) на основании описания Roemer (1841, стр. 91, табл. 14, фиг. 4—5).

Описание. Раковина скафитообразная, с овальным очертанием. Поперечное сечение вытянуто в высоту. Боковая сторона уплощенная: пупок узкий. Поверхность раковины покрыта складкообразными ребрами и бугорками, напоминающими шипы. Нормальная часть раковины покрыта лучеобразно расходящимися от пупка ребрами, приобретающими извилистые очертания. У пупкового края расположены бугры, которые плохо развиты. Все бугры расположены по направлению роста раковины. На нижней трети боковой поверхности ребра бугорчатые, и здесь происходит их первое ветвление. Одновременно наблюдается вставные ребра, начинающиеся у сифонального края и затухающие примерно у середины боковой стороны.

Далее расположен второй ряд бугорков — внутрибоковой, развитый сильнее, чем пупковые бугорки. За внутрибоковыми бугорками идут боковые, верхнебоковые и краевые ряды бугорков. Из всех бугорков сильнее всего развиты боковые, верхнебоковые и краевые. Все бугорки расположены на ребрах. Сифональная сторона узкая и гладкая.

Размеры в мм:	№ 768/11
Диаметр раковины	66 (100)
Высота последнего оборота	30 (43)
Толщина последнего оборота	8 (12)
Ширина пупка	4 (6)

Сравнение. По характеру бугристости описываемый экземпляр отличается от формы, описанной Schlüter (1872, табл. 26, фиг. 1—3), отсутствием внутрибокового и верхнебокового ряда бугорков в начале жилой камеры. Наши образцы близки к экземпляру, изображенным Schlüter фиг. 4 (табл. 26). Судя по изображению, у этого экземпляра виден в начале жилой камеры верхнебоковой ряд бугорков. На наших экземплярах на всем протяжении жилой камеры развиты 5 рядов бугорков, хотя внутрибоковой, верхнебоковой и краевые бугорки развиты очень слабо в начале жилой камеры. Экземпляр, описанный Н. П. Михайловым (1951, стр. 96, табл. XVIII, фиг. 83 и 84) под названием *Acanthoscaphites pulcherrimus* (Roemer), обнаруживает значительное

сходство в скульптуре и облике формы с экземпляром, имеющимся в нашем распоряжении. Отличается слабым развитием пупковых бугорков. *Trachyscaphtes spiniger* Schlüter (Schlüter, 1872, табл. 25, фиг. 1—7) обнаруживает значительное сходство с описываемым видом по степени ребристости и ветвлению ребер, но отличается меньшим количеством пупковых бугорков.

Геологическое и географическое распространение. Верхний кампан; Донецкий бассейн, северное обрамление Таджикской депрессии (южный склон Гиссарского хребта). Вне СССР — Север ФРГ.

Материал. В коллекции имеется полный оборот раковины и половина оборота. Южный склон Гиссарского хребта, Санг-миля, № 786/11, колл. А. Я. Фроленковой.

ЛИТЕРАТУРА

Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Мания А. А. О находке *Discoscaphtes gibbus* (Schlüter) в кампанских отложениях Горного Бадхыза. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ. - техн. хим. и геол. наук, № 5, 1963.

Михайлов Н. П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 129, геол. сер. (№ 50), 1951.

Найдин Д. П. Головоногие моллюски. Надотряд *Ammonoidea*. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГАЗ, 1959.

Наливайко Л. Е. Макрофауна горшньокрейдових нівденной окраїни Донбасса, ч. II, Киев, 1936.

Cobban W. A. and Scott G. R. Multinodose Scaphitid Cephalopods from the Lower Part of the Pierre Shale and Equivalent Rocks in the Conterminous United States. Geological Survey Professional paper 483—E, 1964.

Grossouvre A. Recherches sur la craie superieure. Mem. pour servir à l'explication de la carte geologique detailee de la France, pt. 2. Les Ammonites de la craie superieure. Paris, 1894.

Nowak J. Zur Bedeutung von scaphites für Gliederung der Oberkreide. Verh. Geol. Reichsanst., 1916, N 3.

Orbigny A. Prodrome de paleontologie Stratigraphique universelle, v. 2, Paris, 1850.

Roemer A. Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirgers. Hannover, 1841.

Schlüter C. Cephalopoden der Oberen deutschen Kreide. I. Palaeontographica, 1872, 21; II. Palaeontographica, 1876, 24.

Ф. Х. ХАКИМОВ

SCAPHITIDAE AZ KAMPANI TOCHIKISTONI ЧАНУБУ ГАРБИ

Дар мақола тасвири се намуди скафитҳо аз кампани Тоҷикистони чанубу гарби оварда шудааст.

М. З. ПУЛАТОВА

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА ЮЖНОГО СКЛОНА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Стратиграфическое положение границы палеогена и неогена южного склона Гиссарского хребта, как и других частей Таджикской депрессии, до сих пор остается спорным. Это связано с неравномерной выдержанностью по площади пограничных слоев, отсутствием фауны и растительных остатков, что затрудняет их расчленение и сопоставление.

Континентальный режим на территории Таджикской депрессии существовал в разное время. В связи с этим остается неустановленной граница между морскими и континентальными образованиями третичного возраста. Поэтому различные исследователи, изучавшие эти отложения, не могут прийти к единому мнению о границе этих двух систем.

Наиболее распространенной для палеогеновых отложений Таджикской депрессии является схема О. С. Вялова (1937), а для неогеновых схема, рекомендованная Ташкентским совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии (1959). В основе этой схемы лежит деление, предложенное А. Р. Бурачком (1934).

В пограничных слоях неогена выделяется больджуанская свита, которая подразделяется на три пачки (снизу вверх) — шурысайскую, камолинскую и чильдаринскую. Возраст шурысайской пачки различными авторами определяется по-разному. Одни исследователи относят ее к сумсарским слоям, другие — включают в состав больджуанской свиты.

К. В. Бабков еще в 1949—1950 гг., изучая третичные отложения Таджикской депрессии в нижней части больджуанской свиты неогена, выделил переходную пачку и высказал мнение о ее палеогеновом возрасте.

Ташкентское совещание приняло решение проводить границу палеогена с неогеном по кровле шурысайской пачки.

В. Д. Босов (1957—1962 гг.) в результате детального литологического исследования третичных отложений Таджикской депрессии пришел к выводу об олигоцен-миоценовом возрасте шурысайской пачки. Однако другими исследователями (Меламед 1962; Крейденков 1964; Салибаев 1966 и др.) эта пачка полностью относится к олигоцену.

Палинологически третичные отложения Таджикистана мало изучены и по этому вопросу литература немногочисленна. Имеются некоторые сведения в статьях А. М. Давыдченко (1961), М. З. Пулатовой (1964, 1966). Материал, накопившийся к настоящему времени по третичным отложениям, в основном приводится в фондовых отчетах.

Несмотря на то, что в задачу нашего исследования входило изучение пограничных слоев палеогена и неогена, спорово-пыльцевому анализу были подвергнуты породы, подстилающие олигоценовые отложения. Это объясняется тем, что с запада на восток по южному склону Гиссарского хребта мощность олигоценовых отложений постепенно уменьшает-

ся и затем полностью выклинивается. В связи с этим, в ряде разрезов восточной части исследуемого района олигоцен отсутствует и красноцветные отложения больджуанской свиты непосредственно ложатся на отложения эоцена (туркестанские слои).

Методом спорово-пыльцевого анализа были изучены разрезы Гули-Об (на западе) и Бедак (на востоке). В результате послойного изучения (начиная с туркестанских слоев и кончая больджуанской свитой), выяснилось, что большинство из этих слоев насыщены ископаемыми микроскопическими растительными остатками и микрофитопланктона. Ниже приводится краткое литологическое описание и спорово-пыльцевая характеристика изученных разрезов.

Туркестанские слои (табл. I—VI) представлены серыми и зелеными глинами с редкими пропластками мергелей с фауной. Отложения данного возраста большинством исследователей отнесены к верхнему эоцену. Мощность колеблется от 35 до 70 м.

Спорово-пыльцевые комплексы изученных разрезов устанавливаются впервые. Выделенные спектры этого отрезка времени характеризуются богатым и разнообразным составом.

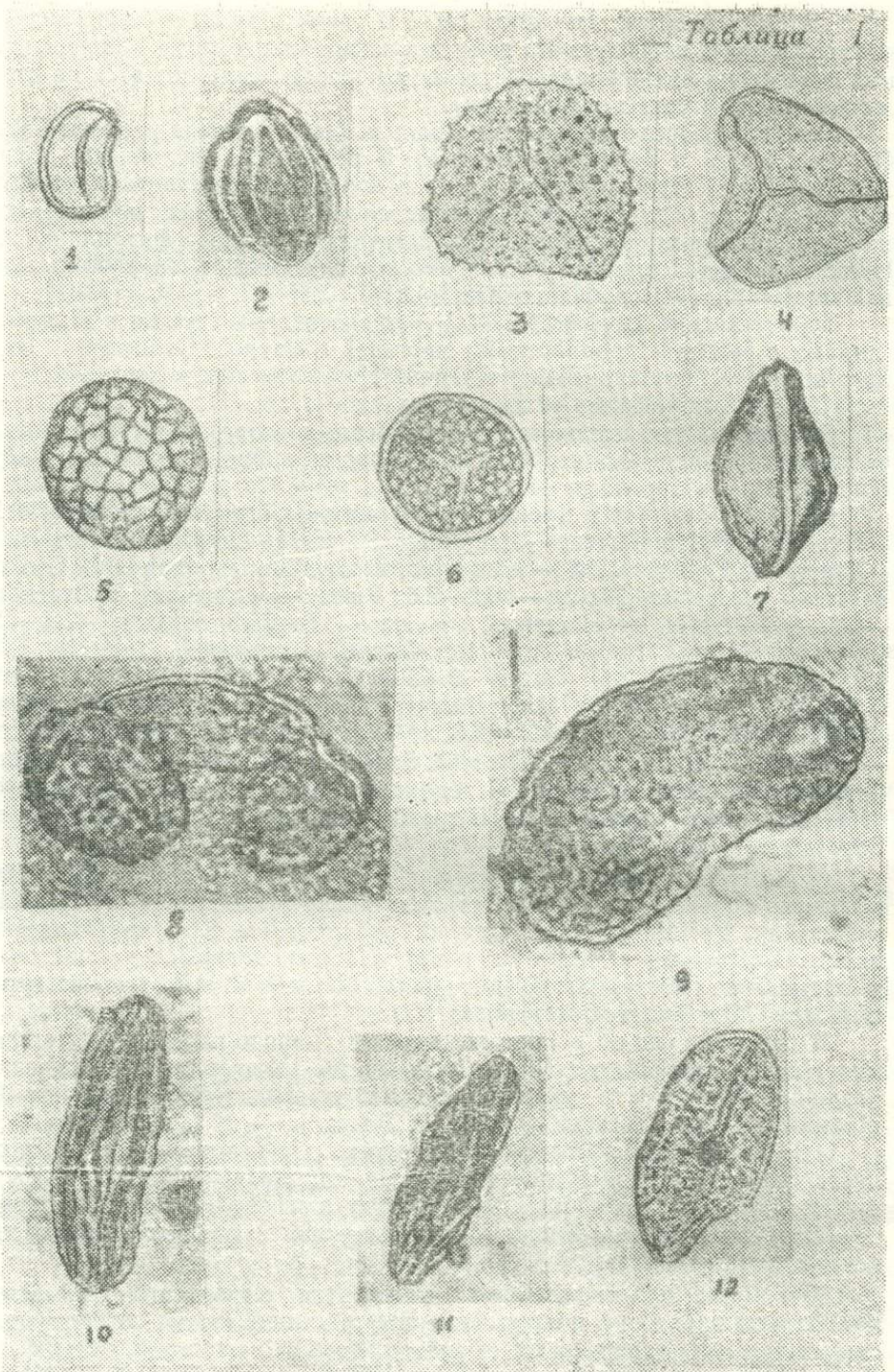
Состав комплекса в процентном отношении следующий: Selaginella — единично, Polypodiaceae — единично, Schizaea — единично, Osmundae — единично, Ophiglosum — единично, Lycopodium — единично, Ginkgoaceae — единично, Pinus — 0,3—2,6, Picea — единично, Ephedraceae — 2,6—30,2, Salix — единично, Myrica — 0—25,5 Juglans — 0—2,9, Carya — 0,4—1,3, Betula—0,5—1,4, Ostrya — единично, Corylus—1,9—6,2, Quercus—0,2—7,5, Fagus—0—3—3,8, Castanea—2,6—3,4 Ulmus — 1,7 Morus — 0,94, Cf. Magnolia—1,1—20,6, Rhus — 6,3—66, Palmae — единично, Sterculia — 0,5—10,3, Nyssa — 0,7—3,7, Hamamelidaceae — 0,3—12,6, Sapotaceae — 0,2—22,3, Euphorbiaceae — 0,2—15,4, Myrtaceae — единично, Chenopodiaceae — единично, Sparganiaceae — единично, неопределенная трехпоровая и трехбороздная пыльца типа Rhus и Sapotaceae — 3,4—75,5.

Совместно с комплексами спор и пыльцы в этих отложениях было встречено большое количество остатков микрофитопланктона: Hystrichosphaerida, Peridinea, Defflandrea cf. phosphorifica Eis., трехлопастная прозрачная форма и различные другие виды, которые до настоящего времени не определены. Выделенный комплекс характерен для туркестанских слоев Бедакского разреза.

В разрезе Гули-об в этих отложениях спорово-пыльцевой комплекс имеет почти такой же состав, но наблюдаются некоторые количественные различия. В частности, усиливается роль пыльцы Ephedraceae—до 48,4, а также пыльцы Castanea — 50,2, Cf. Magnolia — 29,1, из спор Schizaea — 14,3. Количество пыльцы тропических и субтропических, а также листопадных растений остается примерно одинаковым. Однако здесь появляется пыльца Castanopsis, что не было отмечено в отложениях туркестанских слоев разреза Бедак. Морские водоросли в обоих разрезах имеют одинаковый состав.

Как видно, для выделенных комплексов характерно преобладание пыльцы древесных покрытосеменных растений, среди которых доминирует пыльца тропических и субтропических растений, таких как Rhus и Castanae, при значительном участии пыльцы Myrica, Cf. Magnolia, Sterculia, Hamamelidaceae, Sapotaceae и Euphorbiaceae.

Довольно разнообразно, но немногочисленно представлена в комплексах пыльца влаго- и теплолюбивых листопадных пород, из них наибольший процент падает на пыльцу Quercus, Corylus, Fagus и Juglans. Встречены некоторые представители хвойных, среди них преобладает

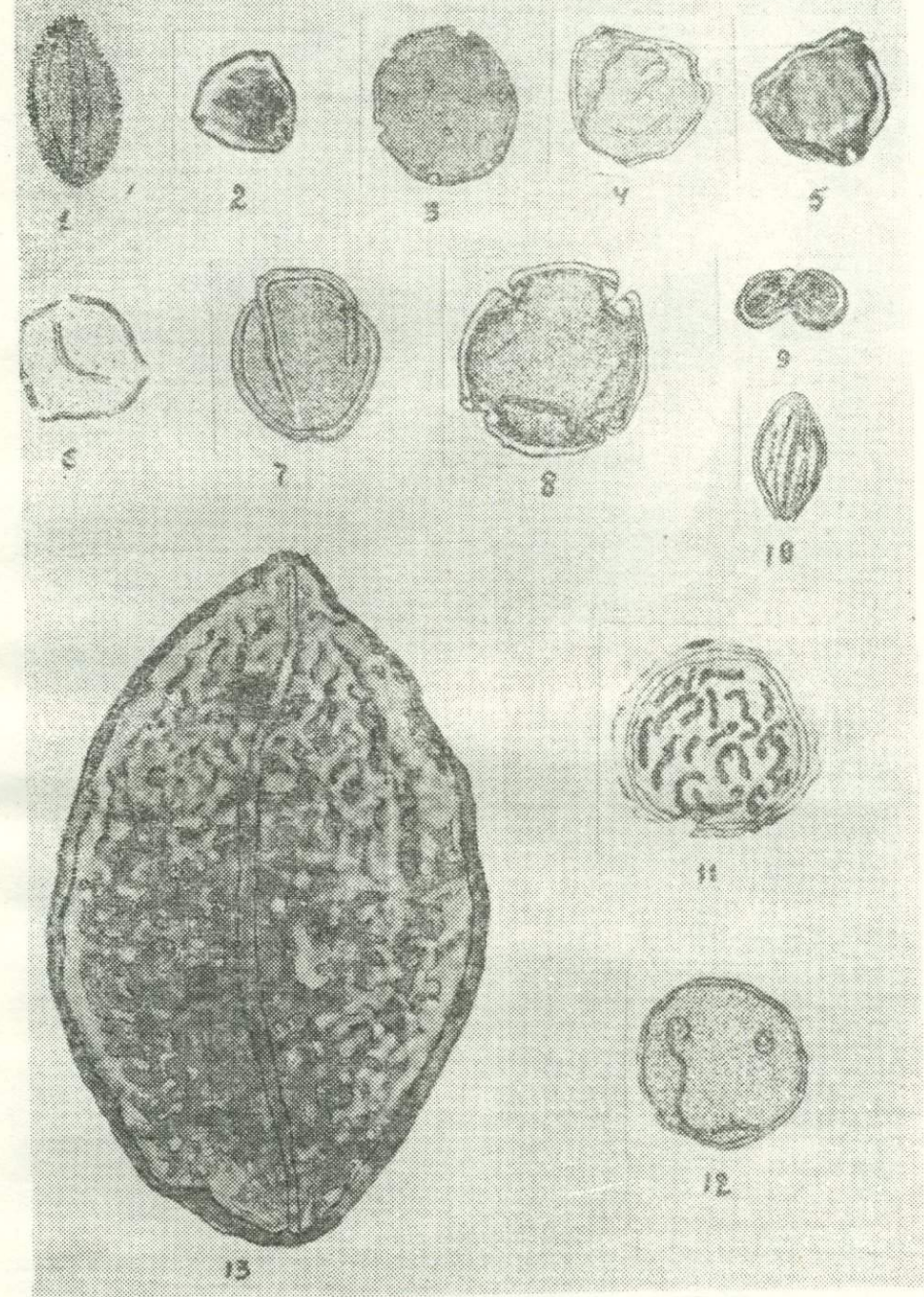


Верхний эоцен.

Туркестанские слои:

1—Polypodiaceae; 2—Schizaea; 3—Osmundae; 4—Ophioglossum; 5—6—Lycopodium;
7—Ginkgoaceae; 8—Pinus; 9—Picea; 10—12—Ephedraceae. (Увел. ×600).

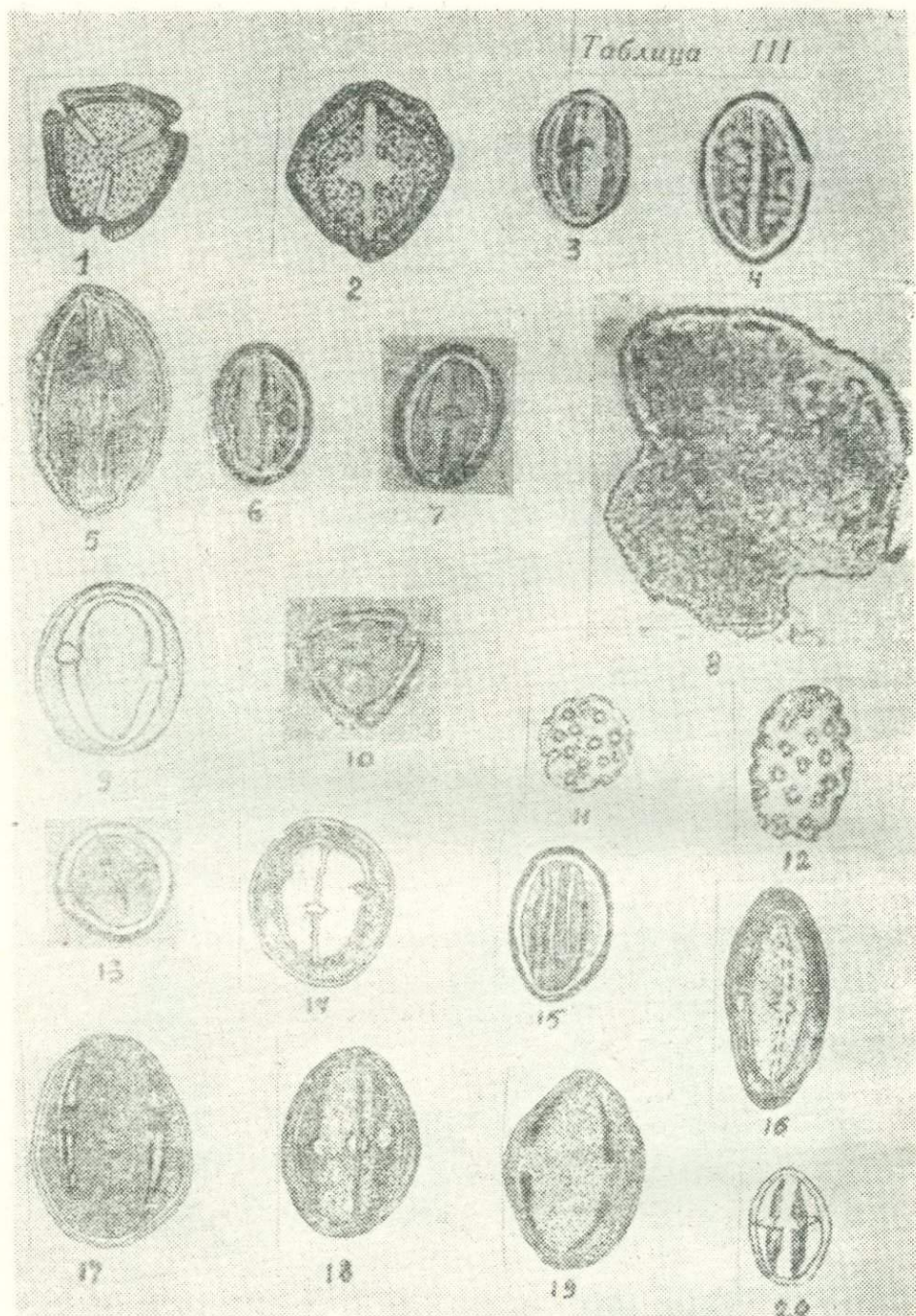
Таблица 11



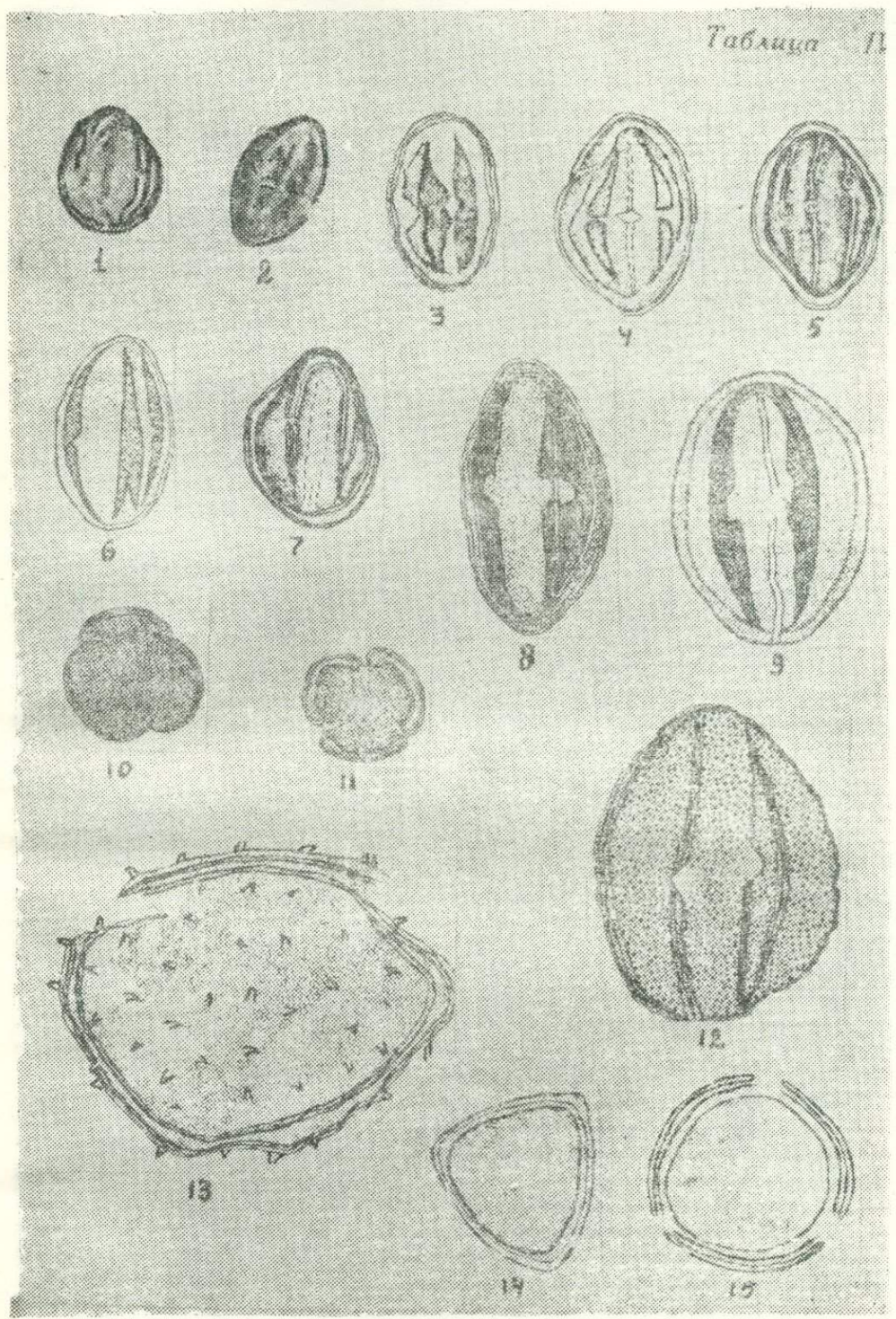
Туркестанские слои:

1—Salix; 2—Myrica; 3—Juglans; 4—Carya; 5—Betula; 6—Corylus; 7—Quercus;
8—Fagus; 9—Castanea; 10—Castanopsis; 11—Ulmus; 12—Morus; 13—Cf. Magnolia.
(Увел. ×600).

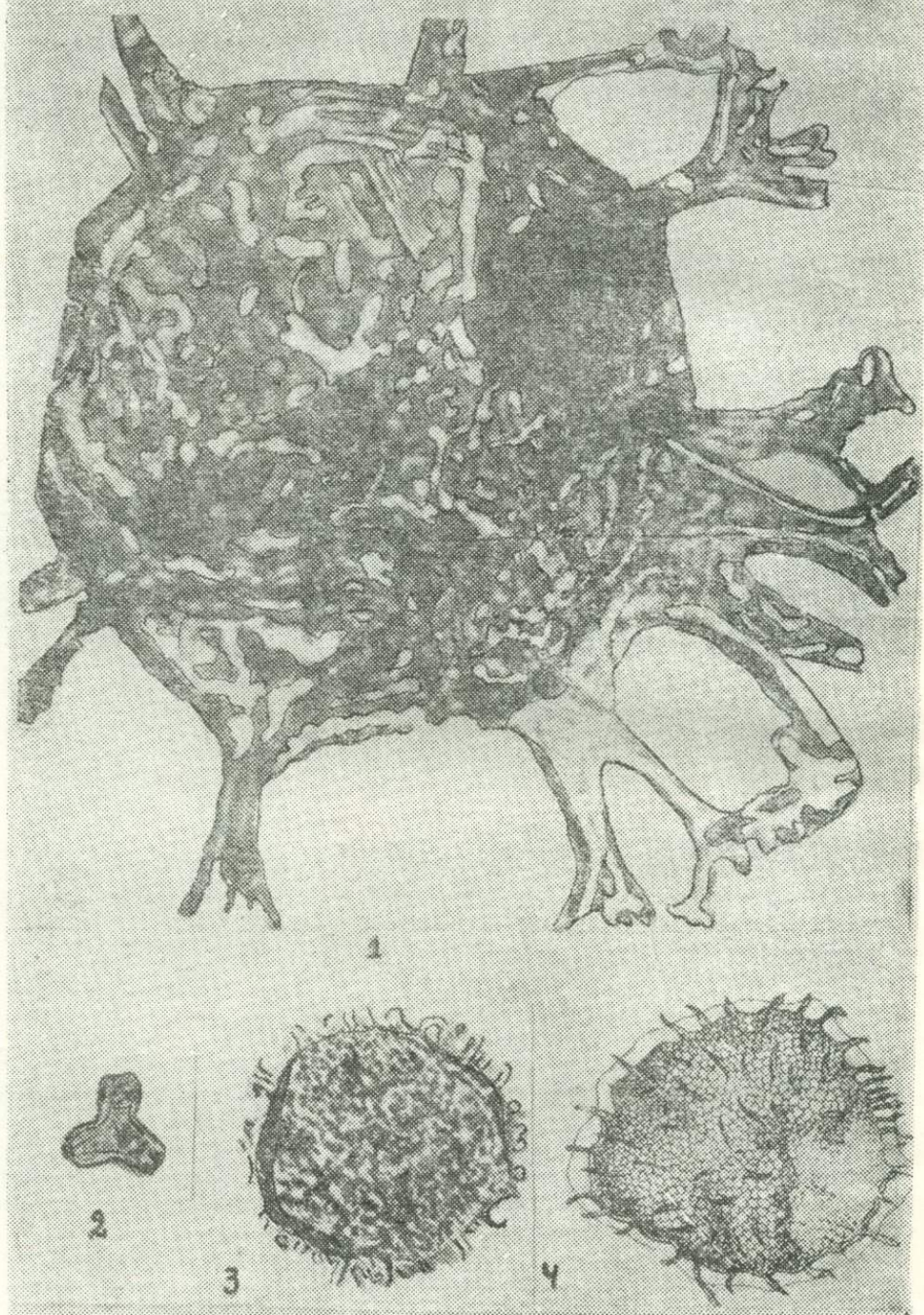
Таблица III



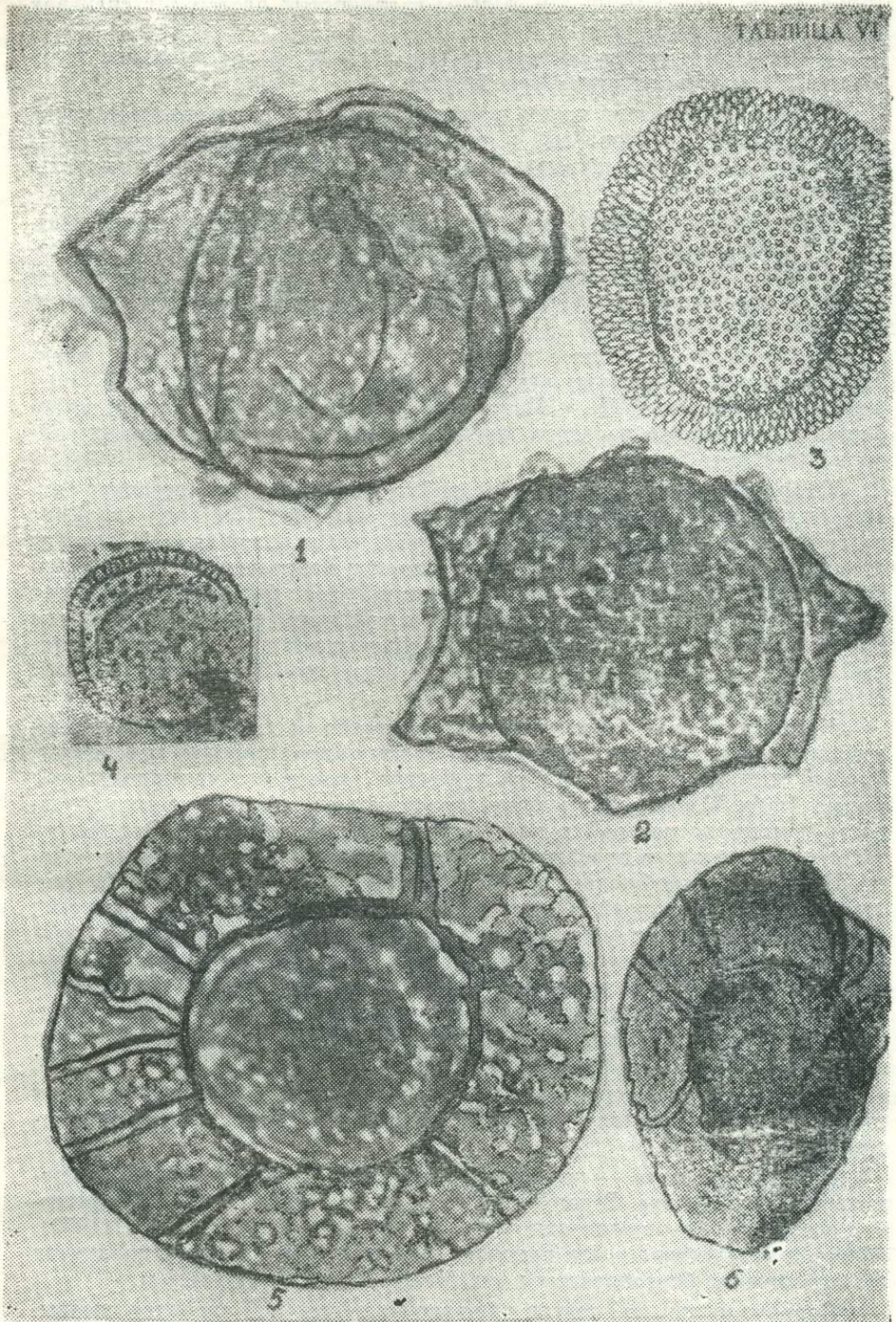
Туркестанские слои:
 1—3—Rhus; 4—Palmae; 5—Sterculia; 6—Nyssa; 7—Sapotaceae; 8—Euphorbiaceae;
 9—Hamamelidaceae; 10—Myrtaceae; 11—12—Chenopodiaceae; 13—20—неопределенная
 трехпоровая и трехбороздная пыльца. (Увел. $\times 600$).



Туркестанские слои:
1—15—неопределенная трехпорчатая и трехборздная пыльца. (Увел. $\times 600$).



Туркестанские слои:
1 — Hystrichosphaerida, 2 — трехлопастная прозрачная форма, 3 — 4 — разновидности Hystrichosphaerida (Фиг. 1— $\times 400$; Фиг. 2—4— $\times 600$).



Туркестанские слои;
 1—*Peridinea*; 2—*Deflandrea* cf. *phosphorifica* Eis; 3—6—неопределенный морской микрофитопланктон. (Увел. $\times 600$).

Pinus. Споры папоротников и пыльцы травянистых растений в спектрах играют подчиненную роль.

Интересно отметить постоянное присутствие и значительное количество пыльцы хвойниковых *Ephedraceae*.

Широко развита по всему вертикальному профилю туркестанских слоев пыльца трехпоровых и трехбороздовых трудно определяемых форм. Наиболее характерными для данных комплексов является пыльца *Rhus* и *Castanea*.

Выделенный комплекс имеет сходство со спорово-пыльцевыми спектрами тасаранской свиты Тургайского прогиба, выделенной Е. П. Бойцовой (1960). Сходные комплексы были установлены Е. Д. Заклинской (1954) в отложениях акчатской и низов саксаульской свит Тургайского прогиба и сев. Приаралья.

Имеет также сходство с нижними и средними комплексами верхне-люлинворской подсвиты верхнего эоцена Западно-Сибирской низменности, выделенной Л. А. Пановой (1966). Подобный комплекс встречается в отложениях верхнего эоцена Украины и некоторых других районов Советского Союза.

Сходство приведенных с комплексами вышеуказанных регионов заключается в наличии большого количества пыльцы *Castanea* и *Rhus* и дает возможность синхронизировать все эти отложения. Но следует отметить, что при общем сходстве имеются и некоторые отличия. Туркестанский комплекс содержит в своем составе большое количество пыльцы эфедры, тогда как в синхронных спектрах пыльца этого рода или отсутствует или присутствует в небольшом количестве. Однако данный факт, вероятно, обусловлен локальными условиями накопления и не связан с возрастными различиями.

Кроме того, как было отмечено, совместно со спорово-пыльцевыми комплексами встречаются остатки различных видов морских водорослей. Особый интерес среди них заслуживает трехлопастная прозрачная форма (табл. V, фиг. 2), имеющая узкую стратиграфическую приуроченность и природа которой в настоящее время не выяснена. Эта форма встречается только в отложениях туркестанских слоев изученного района. По устному сообщению Е. П. Бойцовой, Л. А. Пановой, К. К. Аристовой, С. М. Бляховой и других исследователей, данная форма ими обнаружена иногда в массовом скоплении в морских отложениях бодракского яруса верхнего эоцена Западно-Сибирской низменности, Тургайского прогиба, Северного Приаралья, Кызыл-Кумов и Украины.

Суммируя вышеприведенные факты, можно отметить, что выделенные спорово-пыльцевые комплексы позволяют отнести отложения туркестанских слоев к низам верхнего эоцена.

Ниже приводится спорово-пыльцевая характеристика вышележащих слоев палеогена разреза Гули-Об. В разрезе Бедак эти отложения отсутствуют.

Риштанские слои — песчаники с переслаиванием алевролитов кирпично-красного цвета. В верхних слоях присутствуют гипсы. Характерной особенностью риштанских слоев, по мнению К. В. Бабкова (1950), является присутствие в них прослоев вулканического пепла и продуктов его разложения бентонитовых глин. Мощность доходит до 20 м.

Спорово-пыльцевой состав риштанских отложений оказался чрезвычайно обедненным, но, судя по единичным находкам пыльцевых зерен, здесь также преобладает пыльца древесных покрытосеменных растений. Споры встречаются сравнительно меньше. Довольно много обнаружено пыльцы *Ephedra* и остатков микрофитопланктона. Состав следу-

ющий: *Polypodiaceae* — единично, *Picea* — единично, *Pinus* — единично, *Cedrus* — единично, *Ephedraceae* — много, *Quercus* — единично, *Castanea* — единично, *Carpinus* — единично, *Rhus* — единично и различные виды морских водорослей: *Hystrichosphaeriday*, *Peridinea* и неопределенный микрофитопланктон.

Обнаруженный спорово-пыльцевой состав от предыдущих спектров отличается резким обеднением всех видов, кроме эфедры и морских водорослей, которые встречаются в том же количестве, особенно в нижних слоях и полным выпадением трехлопастной прозрачной формы из морских водорослей.

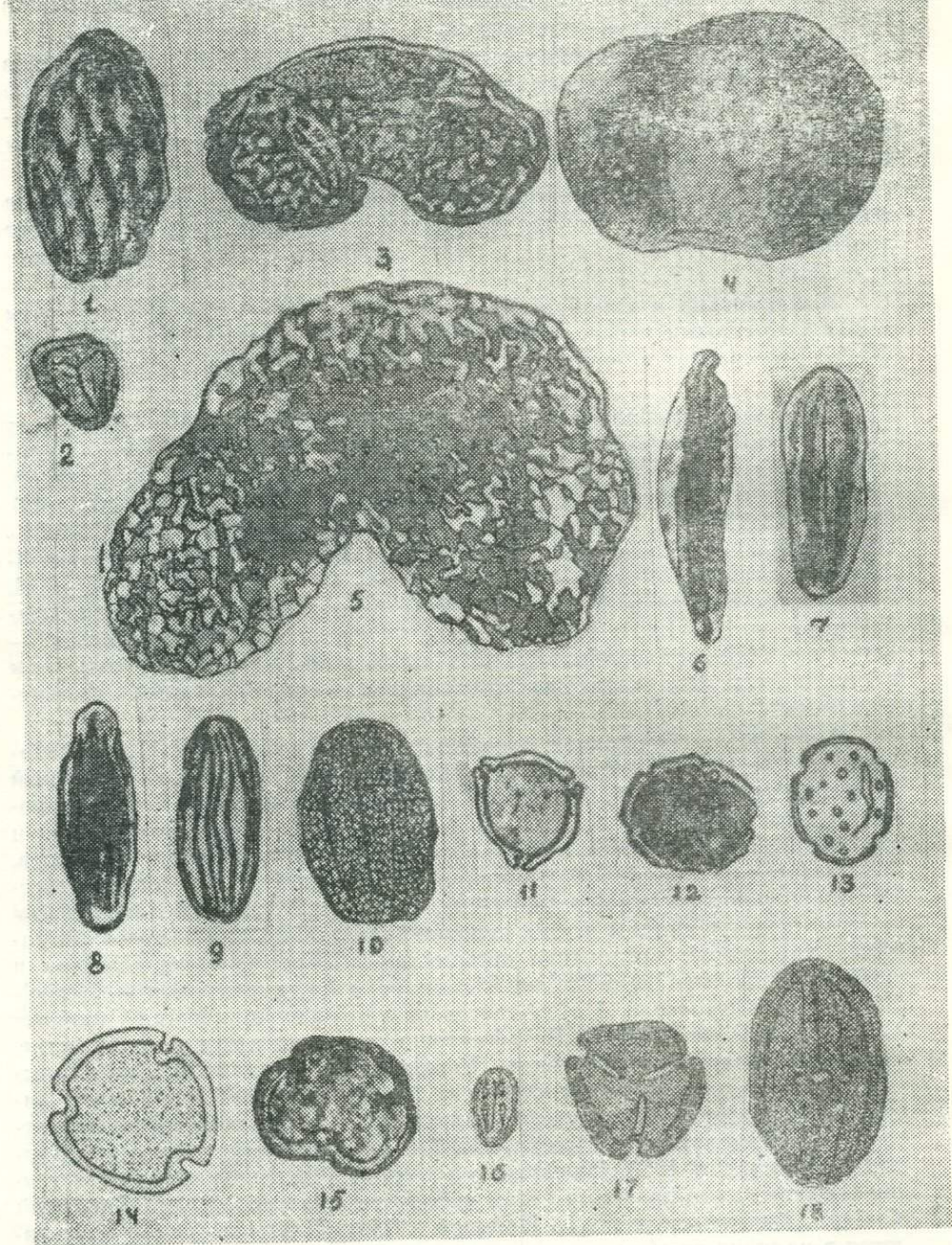
Бедность флористического состава риштанских слоев создает разрыв в прослеживании смен спорово-пыльцевых комплексов от низов верхнего эоцена (туркестанских слоев) к более молодым и затрудняет их сопоставление.

Исфаринские и ханабадские слои (табл. VII—VIII) представлены зеленовато-серыми и известковистыми глинами с прослоями мергелей. Фауна встречается в большом количестве и имеет верхнеэоценовый возраст.

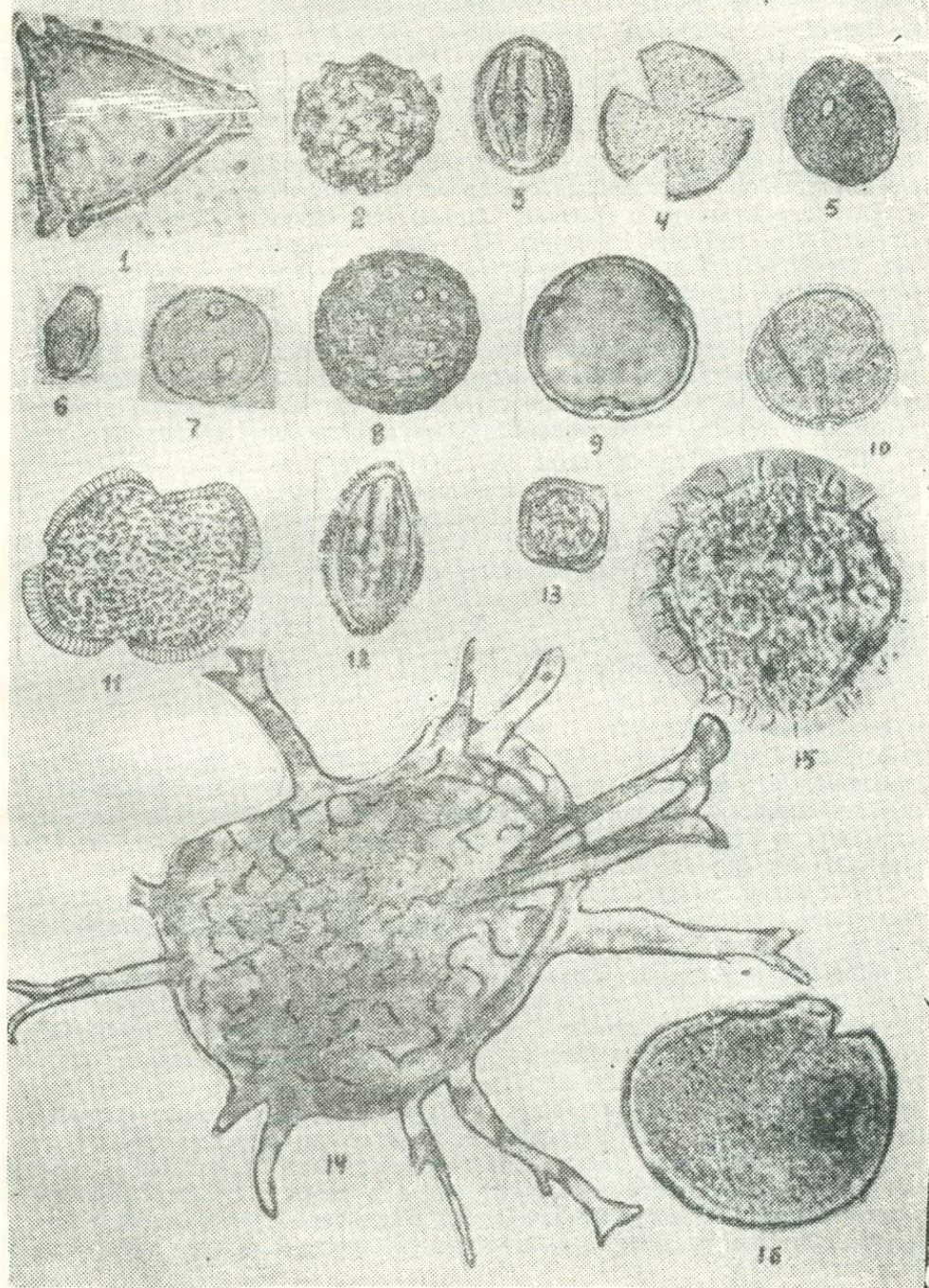
Мощность колеблется от 15 до 35 м. Здесь определены: *Licopodium* — единично, *Schizaea* — единично, *Sphagnum* — единично, *Picea* — единично, *Cedrus* — единично, *Pinus* — 4,82—12,14, *Ephedraceae* — 4,82—66,68, *Salix* — 0,5—4,16, *Myrica* — 4,82—20, *Juglans* — 0,2—27,2, *Tilia* — 0,3—4,6, *Quercus* — 3,66—35,5, *Castanea* — 0,3—18,16, *Rhus* — 4,82—55,88, *Sterculiaceae* — единично, *Elaeagnus* — 1,3—6,71, *Liquidambar* — 0—6,25, *Hamamelidaceae* — единично, *Nyssa* — 4,85—7,14, *Acer* — 1,84—2,2, *Betula* — 0—7,14, *Sapotaceae* — единично, *Fagus* — 0,3—2,12, *Sparganiaceae* — единично, *Umbelliferae* — 1,4—13,51, *Plantaginaceae* — единично, *Chenopodiaceae* — единично. Менее разнообразны, но в достаточном количестве отмечены представители неопределенных трехпоровых и трехбороздных пыльцевых зерен.

В том же многообразии отмечены морские водоросли: *Hystrichosphaeriday*, *Peridinea*, *Deflandrea* cf. *phosphorifica* Eis. и неопределенный микрофитопланктон. Приведенный комплекс отличается от спорово-пыльцевого состава нижележащих (риштанских) слоев богатством и разнообразием, но имеет сходство со спектрами туркестанских слоев. Как видно, еще продолжает доминировать в комплексе пыльца тропических и субтропических растений: *Rhus*, *Castanea*, *Myrica*, но с некоторым количественным спадом в этих отложениях. Однако для данного комплекса характерно увеличение количества пыльцы *Quercus*, *Juglans* и появление пыльцы *Liquidambar*, *Elaeagnus*, а из травянистых — *Umbelliferae*, *Plantaginaceae*. Наблюдается возрастание количества хвойных за счет рода *Pinus*. Пыльца *Ephedraceae* встречается в том же количестве, что и в предыдущих отложениях. Приведенный комплекс характеризуется усилением роли широколиственных бореальных (дуб, орех, клен, липа) пород и имеет сходство с комплексами саксаульской свиты верхнего эоцена Казахстана (Бойцова, 1956) и других районов этого же региона (Заклинская, 1954; Полумискова и др., 1966). Устанавливается также сходство с комплексами чеганской свиты верхнего эоцена Западной Сибири, выделенными Л. А. Пановой (1960). Черты сходства выражаются в наличии во всех случаях довольно значительного процента пыльцы эоценовых субтропических форм и возрастанием роли группы широколиственных умеренных пород.

Результаты сопоставления свидетельствуют о близости наших комплексов с комплексами вышеуказанных регионов, что позволяет выска-



Исфаринские и ханабадские слои:
 1—Schizaea; 2—Sphagnum; 3—Pinus; 4—Picea; 5—Cedrus; 6—9—Ephedraceae; 10—Salix; 11—Myrica; 12—13—Juglans; 14—Tilia; 15—Quercus; 16—Castanea; 17—Rhus; 18—Sterculia. (Увел. ×600).



Исфаринские и ханабадские слои:

1—*Elaeagnus*; 2—*Liquidambar*; 3—*Nyssa*; 4—*Acer*; 5—*Sparganium*; 6—*Umbelliferae*,
 7—*Plantaginaceae*; 8—*Chenopodiaceae*; 9—13—неопределенная трех- и четырехпоровая
 и бороздная пыльца; 14—*Huysrichosphaerida*; 15—разновидности *Huysrichosphaerida*;
 16—неопределенный морской микрофитопланктон.

(Все фиг. $\times 600$, кроме фиг. 14— $\times 400$).

зать о верхнеэоценовом возрасте исфаринских и хамабадских слоёв изучения района.

Сумсарские слои — коричнево-красные глины, алевролиты и реже песчаники. Мощность от нескольких метров до 30 м. Спорово-пыльцевой состав, к сожалению, оказался обедненным. Спор нет. Состав пыльцы следующий: *Picea* — единично, *Pinus* — единично, *Taxodiaceae* — единично, *Pinaceae* — больше; *Ephedraceae* — единично, *Rhus* — единично; *Quercus* — единично; *Juglans* — единично, *Salix* — единично; *Carpinus* — единично, *Artemisia* — единично, *Graminea* — единично, *Cyperaceae* — единично и неопределенный морской микрофитопланктон. Полученный состав не позволяет судить о характере растительности данного времени. Однако наблюдается существенное отличие от предыдущих комплексов. Здесь уменьшается количество пыльцы *Ephedraceae*, отсутствуют многие виды морских водорослей, таких как *Huysrichosphaeridax*, *Peridinea*, *Deflandra cf. phosphorifica* Eis, кроме некоторых других неопределенных видов микрофитопланктона с небольшими размерами. Характерно появление здесь пыльцы *Taxodiaceae*, отсутствующих в нижележащих слоях и пыльцы травянистых растений *Artemisia*. Отсутствие достаточного количества спор и пыльцы затрудняет сопоставление с аналогичными комплексами других регионов.

Шурьсайская пачка (табл. IX—XI) на территории южного склона Гиссарского хребта представлена переслаиванием тонких пластов светло-красных глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников.

За последнее время некоторыми исследователями в этих отложениях найдены остатки позднеолигоценовых пелеципод и гастропод. Мощность колеблется от нескольких метров до 200 м. Здесь определены: *Polypodiaceae* — единично, *Pinus* — 0,6—12,5; *Picea* — 2,5; *Pinaceae* — 2,2—14,3; *Taxodiaceae* — 1,5—8,4; *Ephedraceae* — 0,2—12,5; *Salix* — 0,7—6,4; *Juglans* — единично; *Fagus* — 1,3—5,4; *Ulmus* — 0,7—11,5; *Quercus* — 1,3—4,5; *Castanae* — единично; *Rhus* — 0,6—6,3; *Liquidambar* — 0,3—4,6; *Chenopodiaceae* — 4,5—17,5; *Artemisia* — 2,2—16,3; *Graminea* — 3,3 — 13,5; *Umbelliferae* — 1,4—5,1; *Sparganium* — 0,2—11,5, неопределенные трахпоровые и трехбороздные формы — единично и неопределенный морской микрофитопланктон. Выделенный комплекс больше характерен для разреза Гули-Об, так как в разрезе Бедак процентное участие вышеуказанных форм намного ниже.

Как видно, по сравнению с сумсарским спорово-пыльцевым составом данный комплекс количественно больше и более разнообразен. Наблюдается дальнейшее увеличение пыльцы хвойных за счет *Pinus*, *Taxodiaceae* и *Pinaceae*. Кроме того, несколько увеличивается пыльца травянистых и кустарниковых растений. Среди них наибольший процент падает на пыльцу степных формаций — *Chenopodiaceae*, *Artemisia* и *Ephedraceae*, а из водолюбивых — *Sparganium*. Покрытосеменные влаго-теплолюбивые листопадные породы немногочисленны, из них наиболее часто встречается пыльца *Ulmus*. Наблюдается значительное сокращение пыльцы тропических растений, которые имели широкое развитие в эоценовых отложениях. Здесь встречены всего *Rhus* и *Liquidambar*. Морской микрофитопланктон встречен только в разрезе Гули-об. Сравнительная спорово-пыльцевые комплексы этих отложений изученных разрезов, можно отметить их общие и отличительные черты. Сходство заключается в следующем:

1. Для обоих комплексов свойственны увеличение количества пыльцы хвойных и травянистых форм.

2. Древесная растительность, сохраняя свое разнообразие, менее распространена.

3. Постоянное присутствие пыльцы водолюбивых растений в том и другом разрезе.

Отличие заключается в следующем:

1. В разрезе Гули-об отмечено присутствие типичных морских водорослей в шурысайской пачке, что не характерно для отложений разреза Бедак.

2. Присутствие в комплексе пыльцы субтропических растений в разрезе Гули-об, тогда как в отложениях разреза Бедак участие этих форм намного ниже.

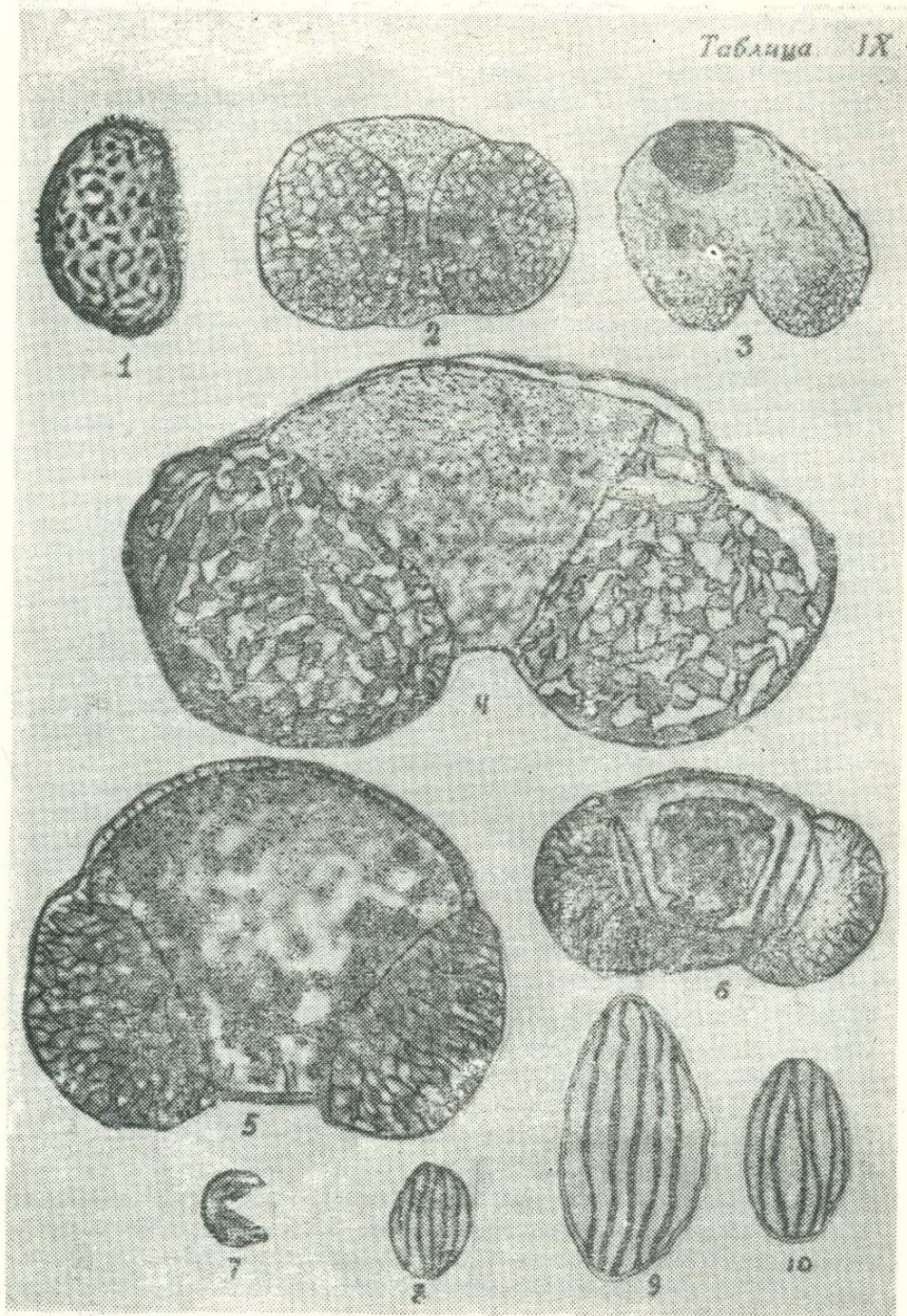
3. Наличие пыльцы таксодиевых в отложениях шурысайской пачки разреза Гули-об.

Результаты сопоставления позволили высказать предположение о палеогеновом возрасте шурысайской пачки разреза Гули-об. Основанием для этого послужило наличие морских водорослей и значительное участие пыльцы таксодиевых, характерных для олигоцена Средней Азии (Коровина, 1961), а также участие в комплексе пыльцы тропических растений. Следовательно, можно предположить, что шурысайская пачка в разных участках исследуемого района имеет разный возраст. Выделенный комплекс из этих отложений имеет общие черты со спорово-пыльцевыми комплексами индрикотериевых слоев среднего олигоцена жиланчикского бассейна юго-восточной части Тургайского прогиба (Ржаникова, 1956), средне- и верхнеолигоценовых отложений нижнего Приобья, выделенными Бойцовой и др., (1956), и с комплексами соленосностей и гипсоносной свит среднего и верхнего олигоцена Северо-Западной Ферганы (Садовская, 1954). Сходство нашего комплекса с первыми двумя районами выражается в обоих случаях в преобладании пыльцы хвойных *Pinus* и *Taxodiaceae*, а сходство с комплексами верхнего олигоцена Ферганы заключается в значительном участии травянистых ксерофитов *Artemisia* и *Chenopodiaceae*.

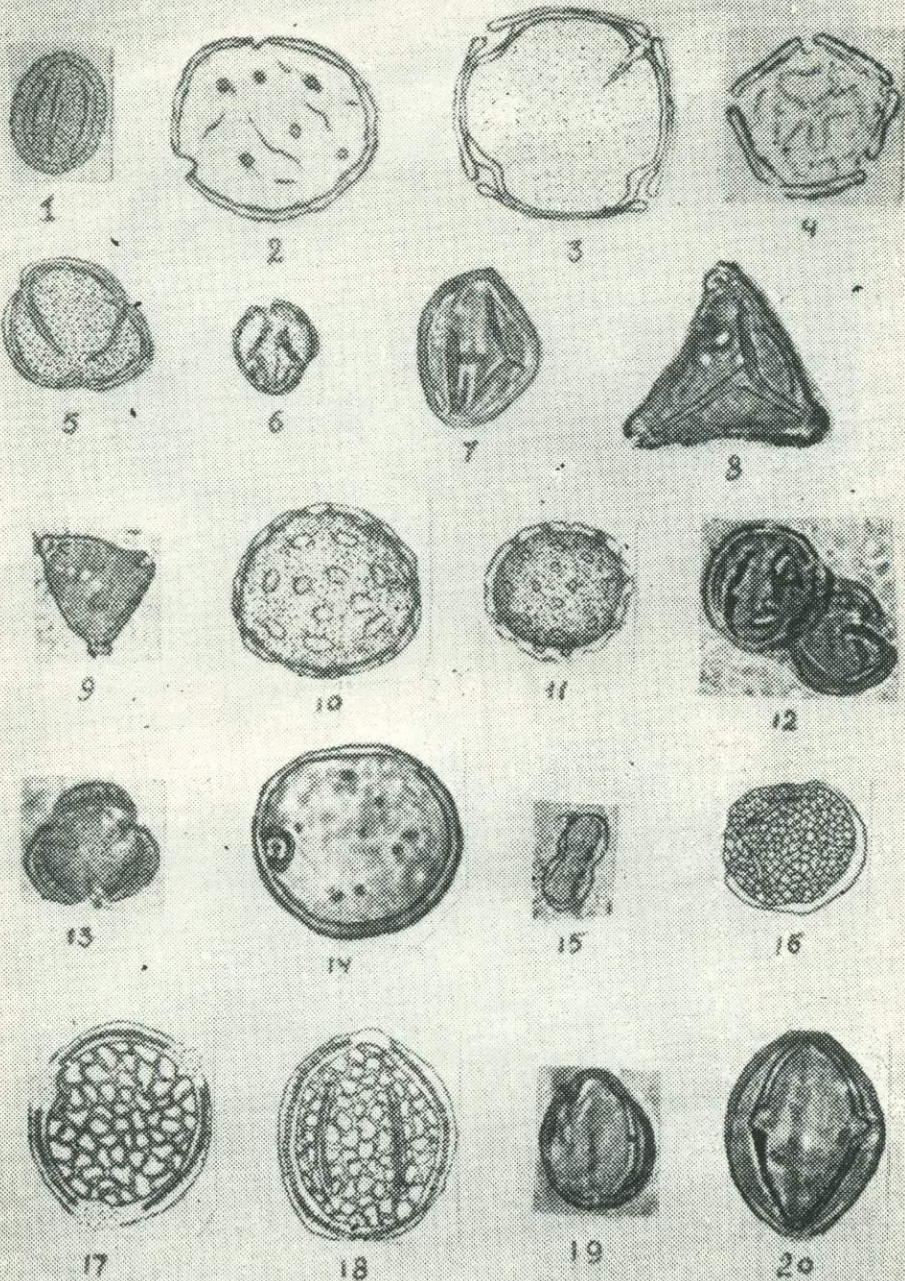
Результаты сопоставления данного комплекса с синхронными комплексами вышеуказанных регионов и присутствие значительного количества пыльцы травянистых ксерофитов, которые получили широкое развитие в более поздний период (нижний миоцен), позволили отнести шурысайские отложения разреза Гули-об к верхнему олигоцену.

Камолинская и Чильдаринская пачки (табл. XII—XIII) представлены массивными, плотными среднезернистыми, в кровле — крупнозернистыми песчаниками с переслаиванием алевролитов и реже глин кирпично-красного цвета. Редко встречаются следы ходов червей. Фауна отсутствует. Возраст, по литологическим данным, определяется как нижнемиоценовый. Мощность доходит до 200 м. Здесь определены: *Polypodiaceae* — 0,1 — 1,6; *Osmunda* — единично; *Picea* — 0,5—69,4; *Cedrus* — 0,1, 0,3; *Pinus* — 0,3—9,5; *Taxodiaceae* — 0,5—70—3; *Ephedraceae* — 1,1—22,4; *Salicaceae* — 0,2—6,2; *Juglans* — 0,4—1,4; *Betula* — 1,4—13,4; *Corylus* — единично; *Carya* — единично; *Alnus* — 0,5—0,47; *Castanea* — 1,9—17,7; *Ulmus* — единично; *Rhus* — 0,6—5,6; *Plex* — единично; *Nyssa* — единично; *Chenopodiaceae* — 7,1—71,3; *Graminea* — 1,2—16,3; *Artemisia* — 0,2—8; *Superaceae* — единично; *Alismataceae* — 0,3—2,1; *Rosaceae* — 0,1—4,5.

Комплекс отличается более богатым составом и насыщен количественно. Господствует пыльца хвойных, в основном за счет *Picea* и *Taxodiaceae*. Почти с равным количеством с хвойными в комплексе присутст-

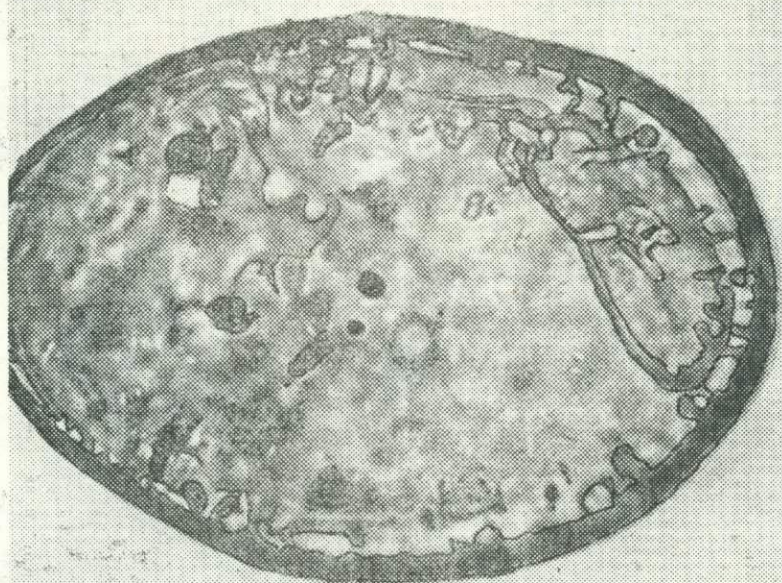


Верхний олигоцен. Шурысайская пачка:
 1—Polypodiaceae; 2—Pinus; 3—Picea; 4—6—Pinaceae; 7—Taxodiaceae; 8—10—Eredra-
 ceae. (Увел. $\times 600$).

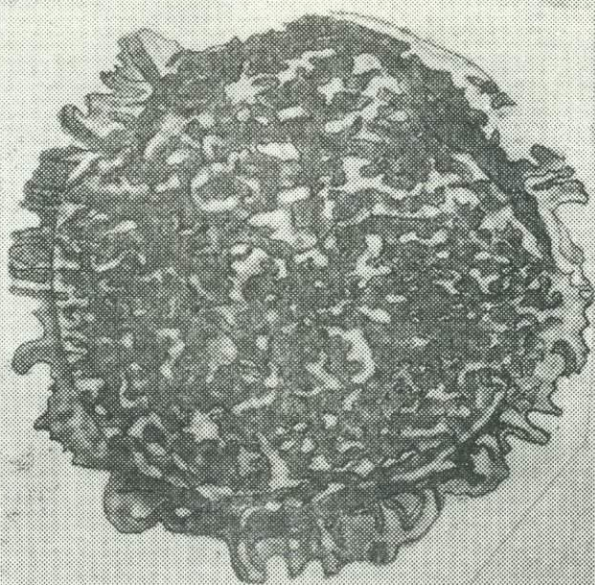


Шурьсайская пачка:

1—Salix; 2—Juglans; 3—Fagus; 4—Ulmus; 5—Quercus; 6—Castanea; 7—Rhus; 8—9—Elaeagnus; 10—11—Chenopodiaceae; 12—13—Artemisia; 14—Graminea; 15—Umbelliferae; 16—Sparganiaceae; 17—20—неопределенная трехпоровая и трехбороздная пыльца. (Увел. $\times 600$).



1



2

Шурысайская пачка:
1—2—неопределенный микрофитопланктон.

вует пыльца травянистых растений, среди которой преобладает пыльца *Cheporodiaceae*, а из водолюбивых — *Sparangiaceae*.

Различные широколиственные тепло- и влаголюбивые породы, представлены большим разнообразием, но пыльца их немногочисленна. Очень характерно присутствие в спектре реликтов древней флоры: *Rhus* и *Liquidambar*. Споры единичные. Морские водоросли здесь полностью отсутствуют. Аналогичный комплекс с преобладанием пыльцы *Taxodiaceae*, присущий олигоцену Средней Азии и другим районам Советского Союза, встречен в отложениях олигоцена и нижнего миоцена Казахстана, Украины, Кавказа и др. Но следует отметить, что пыльца *Taxodiaceae* и единичные зерна тропических растений встречены в отложениях камолинской пачки только разреза Гули-об. Поэтому, по данным спорово-пыльцевого анализа, эти отложения должны быть отнесены к верхам верхнего олигоцена. Граница палеогена с неогеном в исследуемом районе проводится по кровле камолинской пачки, тогда как в разрезе Бедак эту же границу считаем возможным проводить по подошве шурьсайской пачки.

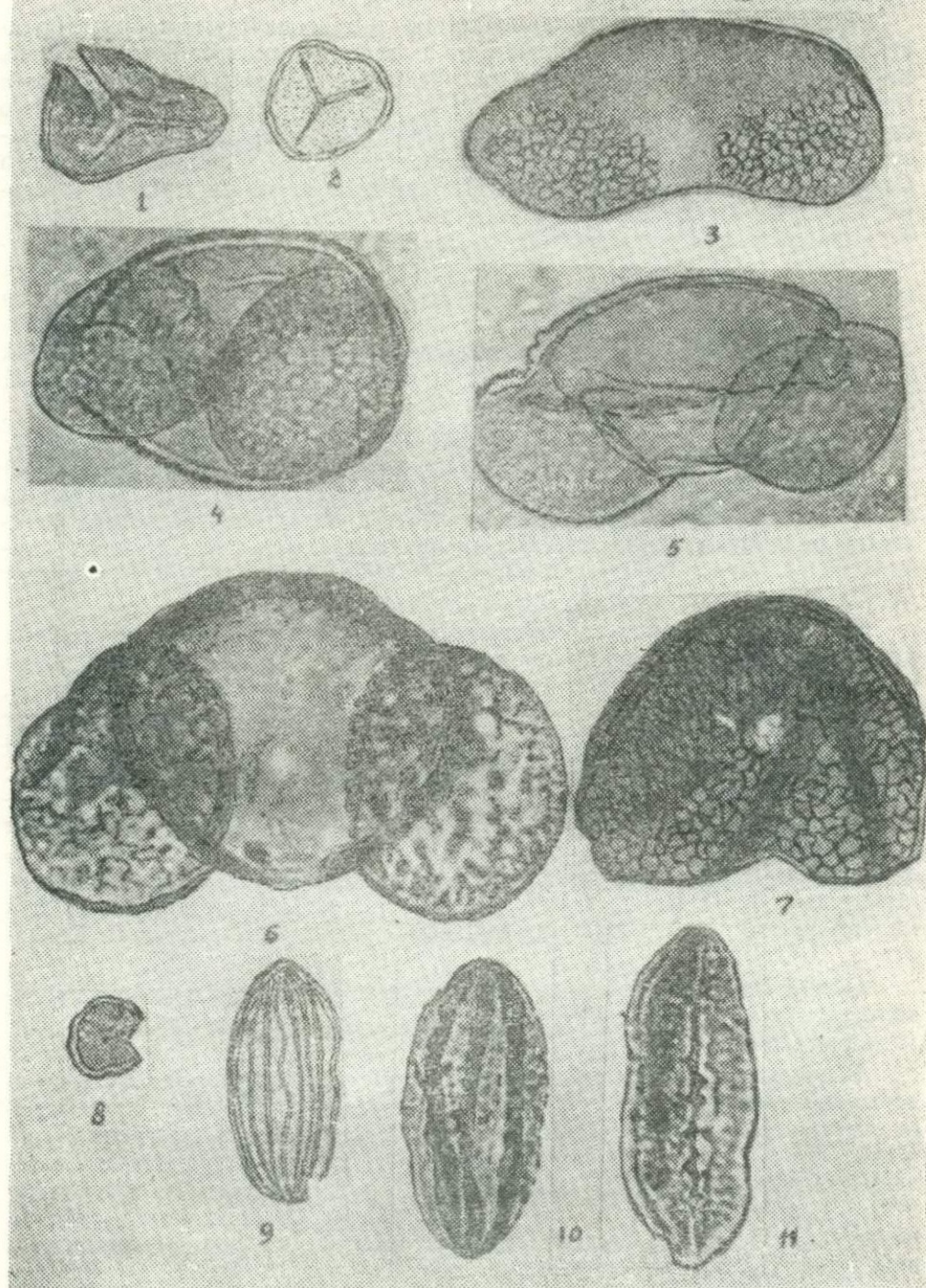
По выделенным комплексам можно предполагать, что в конце эоцена (туркестанское, риштанское, исфаринское и ханабадское время) на западе исследуемого района существовал нормальный морской режим осадконакопления, о чем свидетельствует присутствие большого количества различных видов морских водорослей. Однако в восточных районах на границе туркестанских слоев с красноцветными отложениями полностью исчезает морской микрофитопланктон.

Следовательно, можно сделать вывод о том, что поднятие района произошло раньше на востоке южного склона Гиссарского хребта. Судя по спорово-пыльцевым спектрам изученных слоев палеогена и неогена, можно предполагать, что в течение верхнего эоцена в прибрежной зоне палеогенового моря господствовали лесные и лесостепные ландшафты. В лесные формации входили тропические и субтропические растения с участием широколиственных бореальных пород. К лесостепным формациям относились, главным образом, ксерофиты с преобладанием пыльцы эфедры. По всей вероятности, эоценовая флора Юго-Западного Таджикистана относилась к туркменской ботанико-географической провинции, выделенной Е. П. Коровиным (1961), по анализам флоры Бадхыза, для палеогенового времени на территории Туркмении и южной части Казахстана.

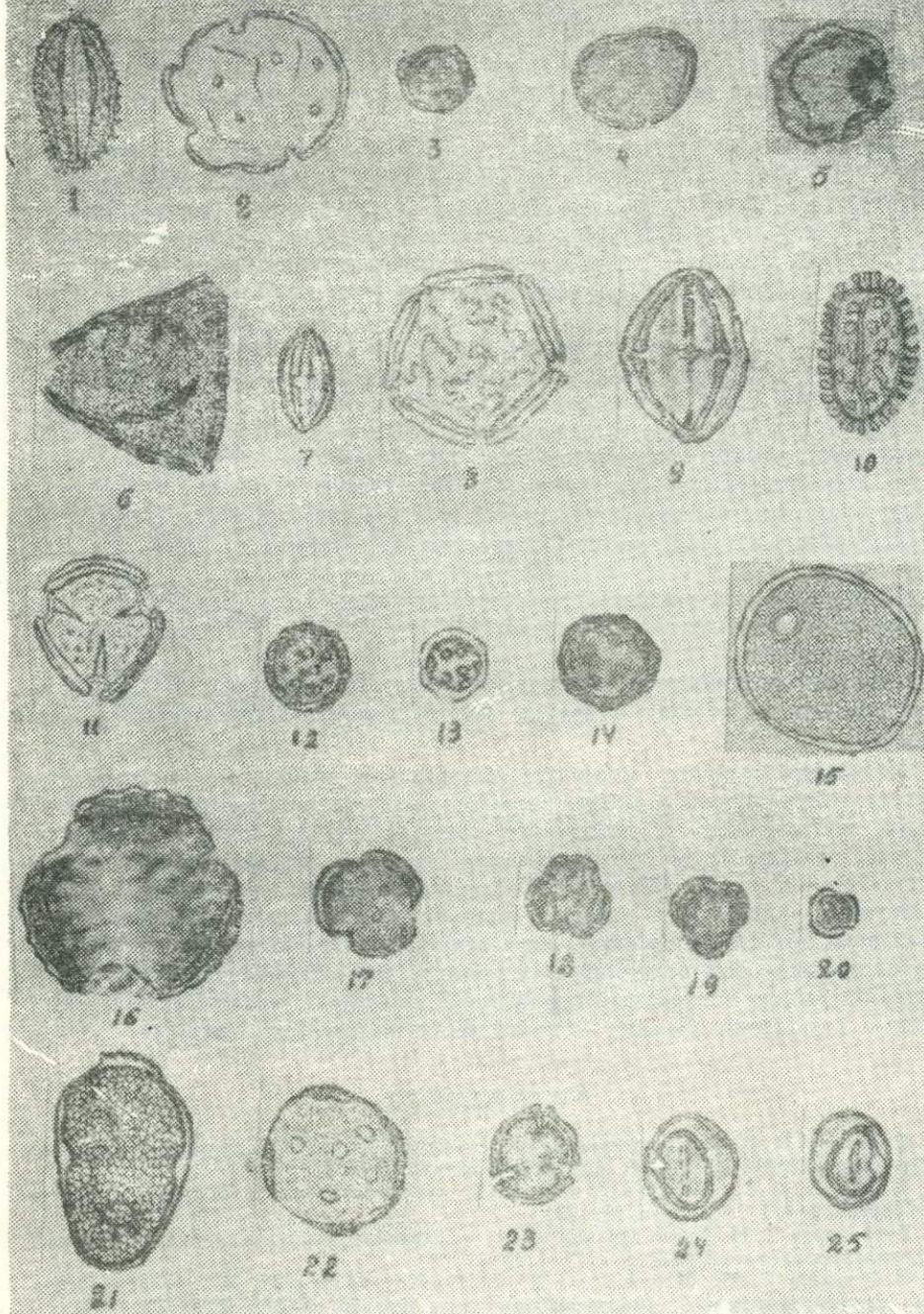
Общий характер растительности в конце эоценового времени свидетельствует о теплом климате, близком к субтропическому, видимо, с чертами аридности.

В начале олигоцена на исследованной территории происходят некоторые изменения в составе растительности. Ландшафт района приобретает смешанный хвойно-широколиственный облик с участием тропических и субтропических элементов, но уже с открытыми пространствами, заселенными лугово-степными растительными сообществами (шурьсайский век). Единичные находки морского микрофитопланктона в шурьсайской пачке свидетельствует о существовании мелководных водоемов морского побережья. Климат в олигоценовое время, по-видимому, был теплым и умеренно влажным, но по сравнению с эоценом меняется уже в сторону жаркого континентального, засушливого.

В конце олигоцена и начале миоцена на фоне общего преобладания травянистого покрова хвойные и широколиственные породы все же образывали леса. Большое место, особенно в конце бальджуанского времени, в ландшафте южного склона Гиссарского хребта занимали внут-



Нижний мезозой. Камолинская и чильдаринская пачки:
 1—Cyatheaceae; 2—Sphagnum; 3—Picea; 4—6—Pinus; 7—Pinaceae; 8—Taxodiaceae;
 9—11—Ephedraceae. (Увел. $\times 600$).



Камолинская и чильдаринская пачки:

1—Salix, 2—Juglans; 3—Betula; 4—Corylus; 5—Alnus; 6—Carpinus; 7—Castanea; 8—Ulmus; 9—Rhus; 10—Ilex; 11—Nyssa; 12—14—Chenopodiacea; 15—Graminea; 16—20—Artemisia; 21—Cyperaceae; 22—Alismataceae; 23—Rosaceae; 24—25 Leguminosae, (Увел. $\times 600$).

ренные водсе́мы с большим количеством прибрежно-водных растений (ежеголовниковых).

В целом флора олигоцена и нижнего миоцена исследуемого района характеризует тургайскую флору (Криштофович, 1957).

Подводя итоги, можно сказать, что выделенные спорово-пыльцевые комплексы хорошо укладываются в рамки каждой стратиграфической единицы региональной стратиграфической схемы, принятой нами в настоящей работе.

Для верхнего эоцена выделены комплексы туркестанских слоев, которые сопоставляются с комплексами верхнего эоцена близлежащих регионов к Средней Азии и вполне могут характеризовать низы верхнего эоцена, и комплексы исфаринских и ханабадских слоев, по многим родовым формам сходные с комплексами туркестанских слоев, но отличающиеся количественным изменением отдельных родовых или видовых типов.

Результаты сопоставления данных спектров с синхронными комплексами других регионов позволили подтвердить верхнеэоценовый возраст исфаринских и ханабадских слоев. Границу эоцена с олигоценом, согласно данным спорово-пыльцевого анализа, предлагаем провести: по уменьшению тропических и субтропических растений, сокращение некоторых видов морских водорослей, таких как *Hystrichosphaerida*, *Peridinea*, а также появлением пыльцы таксодиевых и увеличение пыльцы хвойных: *Picea*, *Pinus* и др. Эта граница совпадает на западе с кровлей ханабадских слоев.

Для олигоцена выделен всего один комплекс из шурьсайских слоев, а споры и пыльца сумсарских слоев характеризуются бедным флористическим составом.

Результаты сопоставления показали, что шурьсайская пачка изученных разрезов в разных участках исследуемого района имеет разный возраст.

Учитывая наличие морских водорослей и большого количества пыльцы таксодиевых, а также значительное участие реликтов древней флоры тропических и субтропических растений, можно предполагать о палеогеновом возрасте шурьсайской и, возможно, камолинской пачек разреза Гули-об. Границу олигоцена и миоцена можно провести по слоям, где исчезает пыльца таксодиевых, уменьшается и почти исчезает пыльца тропических вечнозеленых пород и преобладает пыльца травянистых растений. Эту границу мы считаем возможным проводить на западе исследуемого района (Гули-об) по кровле камолинской пачки, а на востоке (Бедак) — по подошве шурьсайской пачки.

ЛИТЕРАТУРА

Бабков К. В. О распространении некоторых устриц в Таджикской депрессии. *Сообщ. тадж. ТФАН АН СССР*, вып. 27, Сталинабад, 1950.

Бабков К. В., Кухмазов У. Ф. Остатки мастодонта в Таджикской депрессии. *Сообщ. ТФАН СССР*, вып. 26, 1950.

Бойцова Е. П. Атлас верхнемеловых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. ВСЕГЕИ, 1956.

Бойцова Е. П., Малясова Е. С., Покровская И. М. Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. ВСЕГЕИ, 1956.

Босов В. Д. К стратиграфии верхнетретичных отложений южного склона Гиссарского хребта. *Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР*, вып. 2, 1957.

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии. *Канд. дисс.*, Душанбе, 1962.

Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. *ТКЭ*, вып. 4, 1934.

Вялов О. С. Палеоген Таджикской депрессии. ВСЕГЕИ, 1937.

- Давидченко А. М. К вопросу о климате и растительности неогеновых отложений в Таджикской депрессии. Уч. Зап. Тадж. гос. ун-та, № 2, 1961.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего эоцена Северного Приаралья. ДАН СССР, т. 99, № 4, 1954.
- Заклинская Е. Д. Пыльца подритосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии мела и палеогена М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коровина Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1961.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника, 1957.
- Крейленков Г. П. О верхней границе палеогеновых отложений в Таджикской депрессии. ДАН СССР, т. 159, № 4, 1964.
- Меламед Я. Р. К вопросу о границе между палеогеном и неогеном в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, 1962.
- Панова Л. А. Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности, южной и центральной части. (Мат-лы к 2-й Междунар. палинолог. конф. Голландия, сентябрь, 1960).
- Полуминскова Л. Ш., Терехова Е. К., Бляхова С. Н., Пономаренко З. К. Смена флор в верхнемеловое и палеогеновое время на территории Казахстана. (Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеогеографии). Ин-т географии, Геолог. ин-т АН СССР, М., Изд-во «Наука», 1966.
- Пулатова М. З., Бабкова К. В., Васильев И. В. О находке остатков растений в неогеновых отложениях южного склона Гиссарского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, т. 6, № 7, 1964.
- Пулатова М. З. К палинологической характеристике неогеновых отложений Южного склона Гиссарского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, т. 9, № 5, 1966.
- Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1959.
- Ржаникова Я. Н. Петрография углей и спорово-пыльцевой состав третичной континентальной толщи Жиланчикского бассейна. (Ю.—В часть Тургайской впадины), вып. 1. геол. сер., № 1, Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1956.
- Садовская Н. А. Распространение и стратиграфическое значение пыльцы и спор в кайнозойских отложениях северо-западной Ферганы. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1954.
- Салибаев Г. Х. Стратиграфия верхних горизонтов палеогена Ферганы Таджикской депрессии и Гиссарского хребта на основании изучения комплексов видов моллюсков. Автореф. канд. дисс. ЛГУ, 1966.

М. З. ПУЛАНОВА

ХИСЛАТИ СПОРА ВА ГАРДИ ГУЛҲО АЗ САРҲАДИ
ТАҲНИШИНҲОИ ПАЛЕОГЕН ВА НЕОГЕНИ ДОМАНАИ
ҶАНУБИИ ҚАТОРҚҲИИ ХИСОР

Дар натиҷаи омӯхтани таҳнишинҳои давраҳои палеогени боло ва неогени поёни доманаи ҷанубии қаторқӯҳи Хисор, комплексҳои спора ва гарди гулҳо ёфта шудаанд. Ба воситаи ин комплексҳо олами наботот ва иқлими ҳамон давраҳо муайян карда шудааст.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Карнев. Типы терригенных меловых пород Кулябской зоны и некоторые вопросы их происхождения.	3
А. Карнев. Малые химические элементы в меловых отложениях Кулябской зоны.	16
К. В. Бабков, В. С. Бабаева, С. Н. Алиев, Б. Ниязов, А. Н. Мамонтов. Петрографическая и минералогическая характеристика терригенных отложений палеогена Таджикской депрессии	26
К. В. Бабков, А. Н. Мамонтов. Петрография и условия образования отложений бухарских слоев Дарваза.	44
В. Д. Босов. Корреляция верхнетретичных отложений Таджикской депрессии по данным спектрального анализа.	50
В. С. Бабаева, К. В. Бабков. Минералогические коррелятивы отложений кулябской свиты Вахшской долины.	66
В. С. Бабаева. Литолого-минералогические особенности кулябских отложений Юго-Западного Таджикистана.	73
А. Г. Косенкова, Б. В. Полянский. Зависимость содержания спор и пыльцы от фациального состава юрских отложений.	89
Б. В. Полянский, Д. Д. Погорелая. О вторичных изменениях юрских отложений Центрального Таджикистана.	100
М. Р. Джалилов, Ф. Х. Хакимов. О границе туронских и коньякских отложений Таджикской депрессии.	108
В. Д. Босов. О возрасте верхнетретичной континентальной толщи Таджикской депрессии.	116
Ю. Н. Андреев, М. Р. Джалилов, А. Н. Мамонтов, В. И. Корчагин. Меловые отложения южной части Юго-Западного Таджикистана (по данным глубокого бурения)	121
М. Р. Джалилов, А. Л. Арустамов. Сеноманские брюхоногие Таджикской депрессии	135
М. Р. Джалилов. Кампанские брюхоногие Таджикской депрессии и сопредельных районов.	144
Ф. Х. Хакимов. Кампанские Scarphitidae из Юго-Западного Таджикистана.	156
М. З. Пулатова. Спорово-пыльцевая характеристика пограничных слоев палеогена и неогена южного склона Гиссарского хребта.	162

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
АН Таджикской ССР

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Ответственный редактор **К. В. Бабков.**

Редактор издательства **Л. П. Бухтоярова**
Техн. редактор **З. С. Одегова**
Корректоры **Л. Д. Полисская, Л. Н. Крелина**

КЛ 02744. Сдано в набор 15 VI 1972 г. Подписано в печать 30 X 1972 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. 11,5 л. Приведено к формату 10,7 л. Уч.-изд. 15,0 л.

Бум. тип. № 2, Сорт. 2. Тир. 1280. Зак. 531. Цена 1 р. 60 к.

Типография изд-ва «Дониш», г. Душанбе, ул. Айни 121, корп. 2.

Цена 1 руб. 60 коп.

2663