

В. А. ПРОЗОРОВСКИЙ



**ВЕРХНЯЯ ЮРА
И НИЖНИЙ МЕЛ
Запада Средней Азии**

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

В. А. ПРОЗОРОВСКИЙ

ВЕРХНЯЯ ЮРА И НИЖНИЙ МЕЛ
ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Стратиграфия и история
геологического развития



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1991

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук М.С.Месежников
(ВНИГРИ), канд. геол.-минер. наук Т.Н.Богданова (ВСЕГЕИ)

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 551.762.3/763.1(573-15)

Прозоровский В.А.

Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии: Стратиграфия и история геологического развития. - Л.: Издательство Ленинградского университета. 1991 - 256 с.

ISBN 5-288-00173-1

Монография представляет собой фундаментальное исследование, всесторонне рассматривающее стратиграфию и историю геологического развития территории Запада Средней Азии в указанный период. Дана основа для геологического картирования в пределах названного региона и сформулированы основные положения в отношении его геологической структуры. Ряд оригинальных методических разработок, подход к типизации разрезов при составлении стратиграфических схем имеет значение, далеко выходящее за пределы рассматриваемой территории.

Книга предназначена для геологов. Библиогр. 225 назв.
Ил. 52. Табл. 4.

П 1804040000 -019 Без объявл.
076(02) - 91

ISBN 5-288-00173-1

© В.А.Прозоровский, 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Практические нужды страны требуют постоянного увеличения объема добываемых полезных ископаемых. Наиболее действенным методом прогноза, поисков новых месторождений и доиспользования старых является геологическая съемка. В настоящее время геологическая служба Советского Союза переходит на новую методику ее проведения, которая заключается в резком увеличении масштаба картирования (основным становится 25 000 и 50 000), повышении надежности и достоверности геолого-картографических построений.

Преобладающие ранее мелко- и среднemasштабные исследования заменяются комплексными крупномасштабными, обобщенными в принятом к исполнению в начале 1980-х годов проекту "Госгеол-карта-50". При этом роль стратиграфии еще более возрастает. Она, как и ранее, отвечает за создание легенд геологических карт, детальность расчленения горных пород в которых должна существенно возрасти, а обоснованность корреляции их стать более строгой. Главным объектом картирования становятся конкретные геологические тела, выделяемые по разным признакам, т.е. местные и региональные стратоны (единицы легенд отдельных листов и их серий). Для выяснения же общих закономерностей строения земной коры необходимо как можно точнее сопоставлять их с международной стратиграфической шкалой (МСШ). При таком подходе стратиграфия становится не только основой съемки, предваряющей ее, но и одним из полноправных методов картирования и поисков полезных ископаемых, связанных с седиментологическими процессами (нефть, газ, уголь, соли, россыпи и т.п.). Таким образом, переход на указанный проект требует создания новых стратиграфических схем, имеющих наряду с теоретическим и важное практическое значение. Поэтому при их составлении необходим более тщательный анализ всех геофизических и геологических данных, что неизбежно приведет к изменению методики построения схем, ранее

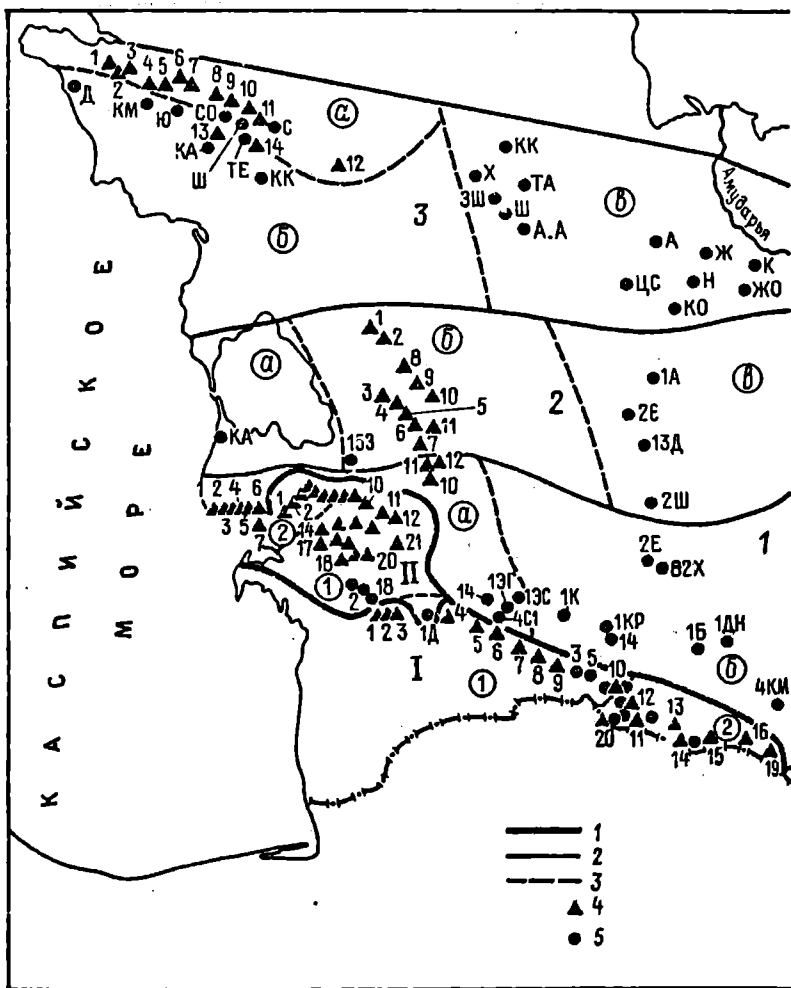
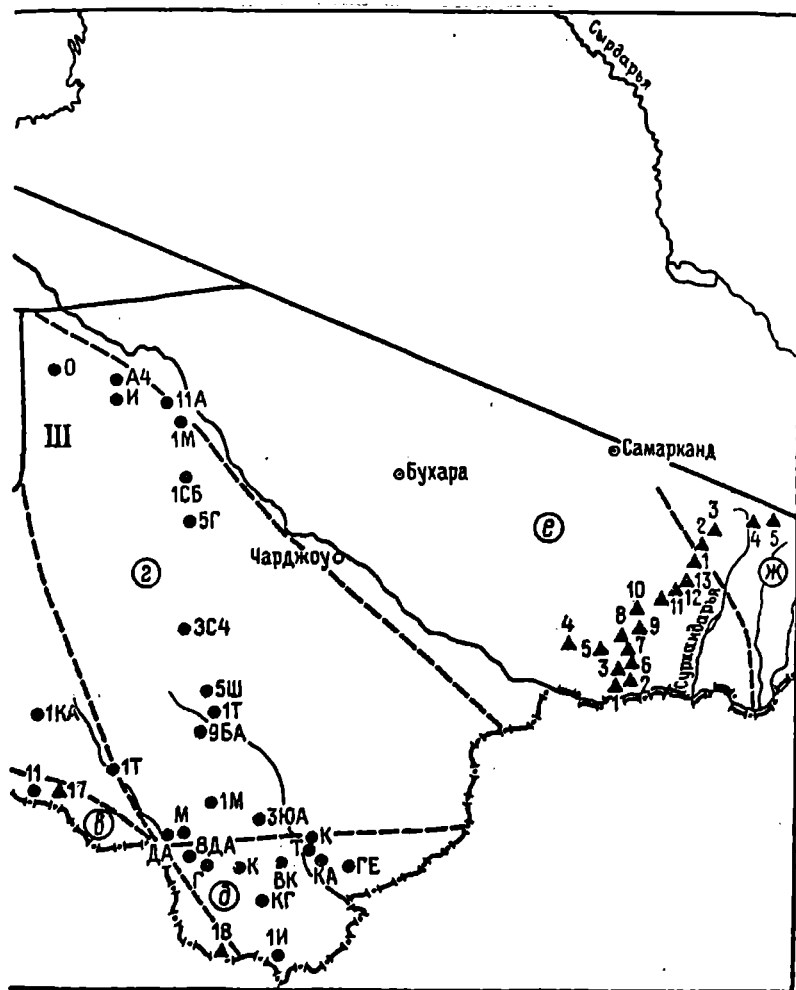


Рис.1. Районирование верхнеюрско-нижнемеловых (давитских)

1-3 - границы: 1 - надтипов разреза, 2 - типов разреза, 3 - кокетдагский надтип: I - кизыл-арватский тип, 2 - ашхабадский тип, 2 - западнобольшебалханский тип. Ш - туранский наднокаракумский подтип, 8 - мургабский подтип, 2 - гаурдак-кугитский подтип, ж - восточнококетдагский подтип; 2 - каракумский рально-каракумский подтип; 3 - мангышлакский тип: а - горно-ский подтип.



отложений Запада Средней Азии по типам разреза.

подтипов разреза; 4 - геологические разрез; 5 - скважины. I - тип. II - большебалханский подтип: I - восточнобольшебалханский тип. I - кубадаг-гиссарский тип: а - кубадагский подтип, б - кж-тангский подтип, в - кж-тангский подтип, г - кж-тангский подтип, д - кж-тангский подтип, е - карабиль-балхистип: а - карабогазский подтип, б - туаркирский подтип, в - центмангышлакский подтип, г - южномангышлакский подтип, д - устюрт-

основанной главным образом лишь на учете положения стратона в разрезе.

Средняя Азия представляет собой территорию, обладающую чрезвычайно полным разрезом фанерозоя, образованном породами самого различного генезиса, которые претерпели сложную геологическую историю, обусловленную сочетанием разных тектонических и палеогеографических режимов. Изучением строения этого региона занимались многие поколения отечественных геологов. Фундаментальные результаты, полученные ими, сохранили свою актуальность до настоящего времени. Особенности структуры Средней Азии позволяют разделить ее на 2 самостоятельных региона: Запад Средней Азии, где преимущественно развиты отложения мезозоя и кайнозоя, и Восток Средней Азии, в разрезе которого преобладают палеозойские образования. Первый распространен на площади, простирающейся от восточного берега Каспия на западе до Душанбе на востоке и от северных предгорий Горного Мангышлака на севере до государственной границы Советского Союза на юге (рис. 1). Здесь и проводились наши исследования.

Среди мезозойских пород, слагающих Западно-Среднеазиатский регион, почти повсеместно развиты отложения верхней юры и нижнего мела. С ними связаны многие месторождения и проявления различных полезных ископаемых (нефть и газ, калийные и каменная соли, целестин и барит, ртуть, железо и молибден, питьевые, технические и лечебные воды и др.). Описанию стратиграфии и истории геологического развития этого региона в позднеюрскую и раннемеловую эпохи и посвящается предлагаемая работа. Целью ее являются: 1. Создание теоретических основ региональных стратиграфических схем и разработка их на примере верхнеюрских и нижнемеловых (доаптских) отложений территории Запада Средней Азии. 2. Освещение геологической истории Запада Средней Азии в конце юрского — начале мелового периодов. 3. Установление места Западно-Среднеазиатского региона в геологической структуре и истории Средиземного* складчатого пояса и его северной периферии.

Материалом для написания работы послужили результаты 30-летних полевых наблюдений автора в обнажениях практически всех

* Мы, вслед за Г. Я. Крымгольцем [102], под этим названием понимаем зону, разделяющую Лавразийский и Гондванский ряды континентов.

горных сооружений региона, полученные при исследованиях группы сотрудников Института земной коры Ленинградского университета. Используются также данные геологических съемок, бурения, геофизики и тематических работ, проводившихся на данной территории. Многие сведения почерпнуты из публикаций и фондовых отчетов.

Ограниченность объема предлагаемой книги не позволила подробно остановиться на характеристике местных стратиграфических подразделений. Трактовка выделения и особенно датировка многих из них часто дискуссионны. В книге очень кратко (без развернутого обоснования) излагается точка зрения автора на выделение местных стратонаов и их возраст с необходимыми ссылками на опубликованные источники, отстаивавшие другие позиции. Доказательства принимаемых положений, по возможности, дополнены данными, изображенными на рисунках, в которых использованы, кроме собственных, сведения других исследователей. В работе учтены материалы, в основном полученные до 1986 г.

Автор считает своим долгом поблагодарить широкий круг коллег, прежде всего сотрудников и студентов геологического факультета, а также специалистов из ВСЕГЕИ, производственного Геологического объединения Туркмении и Института геологии Академии наук Туркменской ССР, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ИГиРГИ, Института геологии зарубежных стран за помощь в сборе материала и советах при его совместном изучении. Особую признательность автор испытывает к профессорам Г.Я.Крымгольцу и Н.П.Дупшову, которых он считает своими учителями.

I. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАБОТЕ

Несмотря на то, что стратиграфия является одной из старейших в комплексе геологических наук, многие ее общие положения, принципы, термины и т.п. понимаются различными стратиграфами крайне неоднозначно. Особую дискуссионность они получили в последние десятилетия, когда во многих странах были разработаны стратиграфические кодексы, существенно отличающиеся друг от друга. Непримируемый характер споров может быть прекрасно проиллюстрирован, в частности, ходом обсуждения и подготовки стратиграфического кодекса СССР (СК), который содержится в многочисленных публикациях специалистов в области стратиграфии (Л.Л. Халфин, С.В.Мейен, В.Л.Зубаков, В.Е.Савицкий, В.Л.Егоян, Г.П. Леонов и др.). В настоящее время острота поднятых проблем ни в коем случае не уменьшилась. Поэтому прежде чем перейти к изложению основного содержания книги, представляется целесообразным изложить точку зрения автора на принципы расчленения и корреляции разрезов, а также рассмотреть ряд стратиграфических терминов в понимании автора. При этом мы не претендуем на ревизию основ стратиграфии или даже на полный обзор проведенных специальных исследований.

Итак, стратиграфия — наука, призванная изучать первичные пространственные взаимоотношения горных пород и периодизацию этапов геологической истории. Принимаемое определение близко к предложенному 2-м проектом СК [154] и к пониманию объема науки, который признан "европейской" стратиграфической школой. В то же время мы считаем, в отличие от О.Шиндевольфа [207], что вторая его часть не только имеет отношение к выделению этапов геологической истории Земли в целом, но и к истории развития отдельных регионов, структурно-фациальных зон, структур и т.д. Причем количество, продолжительность и значение этапов формирования различных участков земной коры могут не совпадать друг с другом (обычно различаются).

Основными задачами стратиграфии являются расчленение разреза и корреляция отложений. Последнюю следует понимать только как прослеживание одновозрастных (однообъемных) образований в пределах интересующего исследователя пространства при избранном масштабе работ.

Стратиграфия — единая наука. Нет самостоятельных хроно-, лито-, био-, сейсмо- и так далее стратиграфий (здесь мы солидарны с О.Шиндевольфом). Указанные приставки отражают различные равноправные методы изучения последовательности формирования пород. В зависимости от характера разреза и целей исследования они все могут и должны применяться без какой-либо дискриминации. Представляется, что эти методы одинаково стратиграфически, а не прото- или истинно стратиграфические [207]. При этом подразделения, выделяемые одним методом, полностью независимы от определяемых другими приемами. В этом, вероятно, более правы представители американской стратиграфической школы и авторы современного СК.

Основным инструментом стратиграфии, с помощью которого она решает свои задачи, является стратиграфическое подразделение (стратон). В предлагаемой работе под стратоном понимается часть разреза литосферы, характеризующаяся определенным положением в разрезе, седиментологическим или палеонтологическим признаком (одним или их сочетанием), отличающим ее от других вмещающих пород. В стратоне в общем случае следует различать главное (ведущее) его качество, составляющее содержание подразделения, и границы — уровни, ограничивающие распространение в пространстве данного признака (-ов). Последние соответствуют конкретным поверхностям изменения качества разреза. Вблизи границ стратонов основное их содержание может быть выражено слабее.

В понимании сущности стратиграфических подразделений, выделяемых разными методами, в настоящее время нет единства. Особые споры вызывают хроно- и биостратиграфические стратоны и их соотношения. О.Шиндевольф [207] подчеркивал биостратиграфический характер "истинно стратиграфических подразделений", отмечая само наличие хроностратиграфических единиц, так как это, во-первых, неправильное словосочетание, а во-вторых, последние представляют собой в общем случае зоны, т.е. породы, накопившиеся за время жизни определенного таксона. На близких пози-

циях стоят Д.Л.Степанов и М.С.Месежников [188]. Они, хотя и употребляют термин "хроностратиграфическое подразделение", но считают его биостратиграфическим по сути. Такой позиции придерживаются и многие другие авторы.

Не оспаривая первое замечание О.Шиндewolfа, мы все же считаем возможным употребление данного термина, так как до сих пор в отечественной специальной литературе нет другого понятия, которое определяет стратоны, выделенные по признаку одновозрастности (однообъемности). Что же касается второго тезиса О.Шиндewolfа, то здесь есть ряд возражений. Они отрицают не саму трактовку этого положения, а возможность установления одновозрастности отложений, развитых в областях, удаленных от района, в котором обосновывается положение данного таксона в геологическом разрезе.

Время жизни любого сообщества, даже самого ортостратиграфического для данного временного интервала, ограничено, с одной стороны, ходом эволюционного процесса, а с другой — фациальными особенностями осадконакопления*. Поэтому даже в пределах своего, почти всегда ограниченного ареала представители одного таксона будут появляться и исчезать не в одно и то же время. В ряде случаев эта одновременность обнаруживается обычными геологическими методами (распространение рода *Colchidites*, см. с.251). При этом во многих местах, особенно в тех, где остатки организмов встречаются сравнительно редко, далеко не всегда можно установить, отвечает ли положение находки окаменелости интервалу распространения этого вида (рода) в стратотипической области или выходит за его пределы и какому другому таксону следует отдать предпочтение вне границ ареала? Как определить, совпадает ли время их жизни в разных местах и, наконец, каким образом доказать совпадение темпов эволюции различных групп органического мира?

М.С.Месежников [127], используя факт непостоянства границ палеозоохорий во времени, показал пути определения объема биостратиграфических зон при межпровинциальных и даже межконтинентальных корреляциях. Однако только присутствие биофоссилий в пре-

* Мы относим к таким особенностям все экологические, абиотические и биотические факторы.

делах нескольких провинций еще не доказывает синхронность положения границ этих зон и соответственно однообъемность одной зоны как в пределах всей провинции, так и в нескольких разных провинциях. Этот метод с успехом можно использовать при мелко-масштабных корреляциях, но при крупномасштабных он обычно не достаточен для обоснования однообъемности стратона (-ов). К тому же таким путем можно установить адекватность подобных биостратонов только в областях, насыщенных остатками зональных форм. А как же выделять соответствующие им по стратиграфическому объему интервалы разреза в толщах, не содержащих остатков зонального комплекса или "немых"? Они характерны для геосинклинальных областей с молодых платформ и, в частности, большими мощностями отложений и спорадическим распределением органических остатков.

Исходя из сказанного, мы считаем, что биостратиграфические подразделения могут выделяться только по присутствию соответствующего палеонтологического материала. Они в большинстве случаев не однообъемны в пределах площади распространения (присутствие типичных биофоссилий контролируется фаціальным составом отложений) и могут быть представлены прерывисто (рис.2). Типичными биостратонами являются биостратиграфические зоны [187], слои с фауной (флорой) и т.п. Основным их признаком служит сходство палеонтологической характеристики.

Хроностратиграфические подразделения могут быть установлены любым методом, хотя наиболее широко сейчас применяется биостратиграфический. Это однообъемные (одновозрастные) части разреза в пределах распространения данного стратона. Основным критерием такого подразделения является доказательство одновозрастности (однообъемности) пород. Границы хроностратиграфических подразделений геологически изохронны^{*.} Типичными хроностратонами являются система, ярус, хронозона, горизонт с географическим названием и др.

* Под изохронностью границ мы в данном случае понимаем соответствие поверхностей ограничений стратона в конкретном разрезе их положению в стереотипе, вне зависимости от состава пород и наличия биофоссилий.

Что касается подразделений, выделяемых другими методами: лито-, фацио-, ритмо-, тектоностратиграфическими, геофизическими и пр., то характер распространения их в пространстве более или менее одинаков, сходен с особенностями биостратонов. Выде-

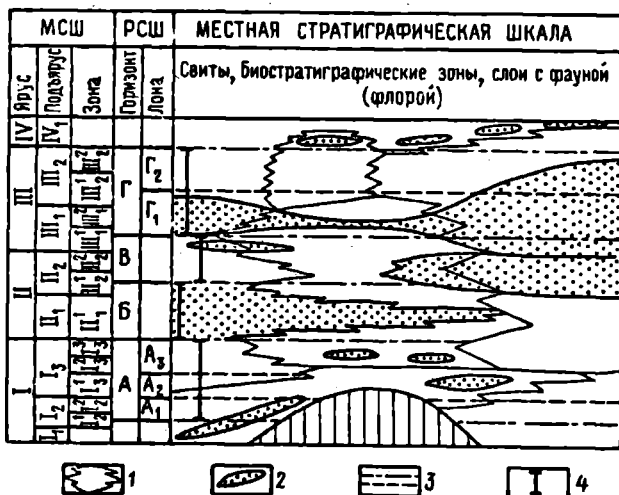


Рис.2. Соотношения стратонов различных стратиграфических шкал.

1 - литостратоны, 2 - биостратоны, 3 - границы хроностратонов, 4 - стратотипы горизонтов.

ление каждой категории единиц определяется наличием конкретного качества (состав, последовательность пород, степень дислоцированности и др.) в пределах какого-либо района. В рамках его подразделения обычно имеют разный стратиграфический объем, а положение их границ зависит от изменения данного свойства (по которому выбран стратон) в разрезе и на площади и обычно не совпадает с временными уровнями. Наиболее распространенными сейчас являются литостратиграфические и геофизические подразделения. Главный принцип выделения - общность вещественного состава или физических свойств. Типичным примером таких подразделений могут служить свиты, зоны определенных значений ПС, КС, сейсмосвиты и т.п.

Качественная природа стратиграфических подразделений требует при их выделении обязательного сравнения выбранной особенности отложений с эталоном данного качества, роль которого играет стратотип единицы. Однако значение стратотипа не одинаково в обосновании принадлежности стратонов разного типа.

Для хроностратиграфических подразделений стратотип является прежде всего эталоном их объема. Следовательно, любое хроностратиграфическое подразделение — это горные породы, образовавшиеся за период накопления отложений его в соответствующем стратотипическом разрезе (или сумма стратотипов хроностратиграфических подразделений более мелкого ранга). Хроностратиграфические подразделения объединяют в себе породы различных характеристик, пределы их распространения не зависят от конкретных условий осадконакопления и ограничиваются возможностью корреляции, устанавливающей временную однообъемность геологических образований в пределах всей поверхности Земли (в идеале).

Для всех остальных типов подразделений (био-, лито-, тектоно- и др.) стратотип в первую очередь служит эталоном проявления основного критерия их выделения (типичный комплекс органических остатков, состав отложений, характер деформаций и т.п.). Поэтому данные подразделения можно определить как первично непрерывные толщи, обладающие теми же породными особенностями, что и образования старотипа. Однако нельзя не согласиться с В.Л.Егояном [81], что описание стратотипа обязательно должно содержать четкую характеристику критериев, по которым данное подразделение следует отличать от вмещающих (особенно от подстилающих) отложений. Палеонтологические или литологические критерии обязаны позволять проводить линейные, а не интервальные границы, указывающие точно, с какой поверхности и почему (на основании каких конкретных признаков разреза стратотипа) начинается данный стратон. В противном случае всегда остается опасность неоднозначного понимания положения границы. Предложенные В.Л.Егояном палеонтологические обоснования границ МСШ по изменению комплекса руководящих ископаемых [82] безусловно убедительны, но они все же не обеспечивают возможности проведения линейных разделов и потому затрудняют единообразное установление стратиграфических рубежей в областях развития соответ-

ствующих отложений при исследованиях крупного масштаба. Поэтому наряду с использованием стратотипов стратонов очень полезным может быть определение эталонов положения в разрезе их границ ("золотые гвозди").

Био-, лито- и другие подразделения всегда ограничены пространством проявления данного качества в ходе развития конкретного бассейна осадконакопления, биогеографического района и т.п. Они в большинстве случаев отражают определенную этапность в истории геологического развития ограниченной территории и в общем случае образуют местную стратиграфическую шкалу.

Проблема самостоятельности или взаимозависимости стратиграфических подразделений разных типов неотделима от вопроса о количестве стратиграфических шкал. Представляется вполне справедливым предложение СК СССР о необходимости использования трех категорий шкал. Общая шкала* служит масштабом проявления общепланетарных геологических событий, процессов порообразования и развития органического мира. Местная стратиграфическая шкала отражает особенности геологической истории конкретной территории.

Вопрос о необходимости третьей, региональной шкалы наиболее дискуссионный. Есть приверженцы ее, есть и противники. Противоречия между ними особенно проявились при обсуждении 2-го проекта СК. Автор настоящей книги является безусловно сторонником региональной стратиграфической шкалы в связи с тем, что в пределах отдельных, часто крупных регионов (континенты или их большие части), особенности разреза не позволяют (может быть временно) обнаружить или доказать наличие уровней, соответствующих границам стратонов МСН и тем самым определить положение и роль последних.

* Вероятно, удачнее было бы называть ее международной или стандартной, так как разрабатываемые в настоящее время общие шкалы систем фанерозой СССР часто состоят из подразделений, отличающихся от международных. Первое из указанных названий (принятое в данной работе) подчеркивает роль соглашений, договоренности специалистов разных стран о применении определенной последовательности конкретных стратонов и их стратиграфических объемов, второе обуславливает эталонность ранговых единиц данной категории, с которыми должны сравниваться все остальные подразделения, что необходимо для выяснения их стратиграфического положения в общем разрезе земной коры.

В то же время предпосылкой для обобщения данных геологического строения, построения региональных геологических карт, для проектирования региональных поисковых работ и так далее служат стратиграфические схемы, в основе которых и должны лежать региональные стратоны. В практике составления унифицированных стратиграфических схем именно они в большинстве случаев играют объединяющую роль. Однако все же следует признать, что употребление региональной шкалы ограничивается областями или частями земной коры, особенности большей части разреза которых не позволяют провести его достаточно обоснованное сравнение с МСШ. Если же корреляция уверенная, то функцию региональной с успехом будет выполнять МСШ (например, апт - верхний мел Запада Средней Азии).

В настоящее время проблема выделения региональной стратиграфической шкалы еще более усложнилась в связи с разработкой общих шкал систем фанерозоя СССР [147-152]. По сути дела, наряду с МСШ и местной шкалой используются подразделения, площади распространения которых не совпадают. К подобным подразделениям относятся, во-первых, стратоны более или менее ограниченного развития: горизонты ордовика и силура Прибалтики [69], девона и карбона центральных районов Русской плиты [171], мела Средней Азии [180] и др., во-вторых, стратоны, характеризующие целые континенты или их крупные части: миссисипская, пенсильванская [226], команчская [218] системы Северной Америки, волжский ярус [136], рязанский горизонт Бореальной палеобиогеографической области [43], палеогеновые ярусы или горизонты Средней Азии [62] и др. Юрско-палеогеновые подразделения нашли свое место в стратиграфических шкалах систем фанерозоя СССР, недавно утвержденных МСК. В каждом из них содержатся особенности, позволяющие удобнее или надежнее использовать их в пределах Советского Союза и отличающие от международных. В данных шкалах выделяются свои ярусы (для карбона даже отделы), объемы традиционных ярусов изменяются, предлагаются новые зональные единицы. При этом если в большинстве случаев и сохраняются названия международных подразделений, то далеко не всегда содер-

жание (прежде всего объемы) их остаются идентичными или их тождество удаётся доказать*.

Конечно, подразделения собственно региональные (палеозойские горизонты Европейской части СССР) и более крупные – межрегиональные (регионалы палеогена Средней Азии) существенно различаются. Первые отражают конкретные особенности строения участков земной коры, характеризующиеся общностью геологического разреза. Вторые выражают прежде всего сходство развития органического мира в палеобиохориях крупного ранга. Объединять их в одну категорию шкал вряд ли целесообразно, так же как называть одними и теми же терминами слагающих их подразделений.

Существующая сейчас путаница в толковании одних и тех же ранговых терминов для различных подразделений и наоборот разных терминов для близких стратон, а также неоднозначность понимания роли этих "промежуточных" (между международными и местными) подразделений во многом отражает недостаточную четкость определения региональных стратон в СК ([189], ст. IV.1). Там региональные единицы – горизонты с географическим названием, и лонны (провинциальные зоны) объединяют одновозрастные местные стратон или их части в пределах геологического региона, палеобассейна седиментации или палеобиогеографической области. Но ведь геологический регион, палеобассейн и палеобиогеографическая область в абсолютном большинстве случаев представляют собой несравнимые по площади участки земной поверхности (лишь первые два иногда могут соответствовать друг другу) и не совсем удобно для их характеристики пользоваться одной категорией стратон.

Поэтому при современном состоянии стратиграфии, вероятно, целесообразно было бы третью категорию стратиграфических шкал разделить на две подкатегории: региональную с единицами "гори-

* Введение в шкалу карбона серпуховского яруса вместо намура сократило стратиграфический объем нижнекаменноугольного отдела в СССР по сравнению с западноевропейским. Расширение принятого для нашей шкалы рэтского подъяруса (вместо яруса) привело к изменению содержания термина [150]. Включение в состав аптского яруса в СССР зоны *Turkmeniceras turcmenicum* [149] усложнило его сопоставление с одновозрастными отложениями Западной Европы. Перечисление подобных примеров можно продолжить.

зонт и лона" и межрегиональную (или областную) с регионарусами и ренами [142, 153]. Необходимость использования последней возможно в будущем отпадет. Ведь она в некоторой степени отражает представления прошлого (А.П.Карпинский, А.Н.Криштофович и др.) об ограниченном распространении ярусов. Однако успехи в корреляции обосновали планетарный характер этих стратиграфических единиц. Что же касается собственно региональных стратон, то практические нужды и впредь заставят использовать их при геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, система стратиграфической классификации, состоящая из трех категорий шкал, позволяет проводить стратиграфические построения на любых объектах, от частного разреза до всей Земли в целом.

Подразделения каждой из шкал самостоятельны, ибо отвечают разным задачам исследования.

Стратоны местной шкалы служат для разделения разреза конкретной территории на толщи, отвечающие определенным этапам ее литологической или палеонтологической эволюции. Они выражаются лито- и биостратиграфическими подразделениями. Литостратиграфические единицы представляют собой материализованные отрезки времени, соответствующие изменению процессов седиментации при палеогеографических переменах, проявлениях тектонической деятельности и т.д. С ними связаны залежи полезных ископаемых, они обычно изображаются на крупномасштабных картах и поэтому являются первоочередным объектом исследования при геолого-съемочных работах. Все перечисленные особенности делают эти подразделения самостоятельными, не зависящими от изменений наших воззрений на время или продолжительность формирования толщ в масштабе направленного изменения планеты.

Основной литостратон - свита, представляющая собой конкретное, первично непрерывное геологическое тело, распространенное в пределах определенного района и характеризующееся только отчетливой однородностью вещественного состава слагающих ее пород. Границы свиты проводится на уровнях завершения данной однородности. Они в большинстве своем выражены хорошо опознаваемой в поле сменой состава или облика пород. Основные породные

критерии подразделения запечатлены в стратотипе слиты, который, кроме того, является носителем имени последней. Однако типовой разрез не определяет стратиграфического положения свиты и временных уровней проведения границ в пределах площади ее распространения. Он должен обладать типичным для данной свиты набором литологических признаков, позволяющих фиксировать ее в разрезе. Стратиграфический объем свиты в большинстве случаев претерпевает значительные колебания в пределах ее ареала.

Биостратиграфические подразделения выражают конкретные закономерности расселения (или тафономии) организмов на ограниченном пространстве. Их распространение контролируется фациальными условиями, диа- и эпигенетическими признаками. В отличие от литостратонов эти единицы могут иметь и региональное значение. Под биостратонами мы понимаем интервалы геологического разреза, в которых распространены определенные таксоны или комплексы биофоссилий. Естественно, что выделение их возможно только в породах, содержащих органические остатки.

Площадь распространения биостратиграфических подразделений и положение их в разрезе устанавливаются по наличию представителей данного таксона или комплекса таксонов (обычно большого количества экземпляров). Границы представляют собой поверхности или зоны, очертанивающие местонахождения данных палеонтологических объектов. В отличие от свитных разделов, ограничения биостратонов часто менее определены. Это объясняется тем, что, во-первых, соседние биоподразделения не всегда смыкаются и фиксируются тогда только с "одной стороны", а во-вторых, тем, что появиться или исчезнуть тот или иной комплекс органических остатков может постепенно или путем уменьшения количества форм или путем объединения сообщества. Поэтому изменение положения границ биостратонов по сравнению с положением границ свит происходит чаще и больше зависит от масштаба и тщательности исследований. Пространство, занимаемое биостратиграфическим подразделением, обычно существенно не совпадает с таковым литостратона, прямой связи между ними нет, хотя иногда они могут и совпадать. Стратиграфический объем биостратонов, так же как и объем литостратонов, обычно изменчив в пределах своего развития, причем их распространение в пространстве может носить прерыви-

ственный характер. Стратотипы биостратиграфических единиц определяют состав типичного комплекса биофоссилий и критерии их выделения. Основными подразделениями являются разные виды биостратиграфических зон [187], а также слои с фауной (флорой).

Таким образом, сочетание местных стратонов дает наиболее полную характеристику территории общего (однообразного) геологического строения, и в силу объективности и конкретности критериев выделения этих единиц их сочетания должны составлять легенду отдельных листов крупномасштабных геологических карт. Они являются основой поясков полезных ископаемых, расчленения буровых скважин и т.п.

Для сопоставления местных стратиграфических единиц, для унификации представлений о закономерностях седиментации, тектоники, палеогеографии, расселения и связей организмов прошлого и др. в пределах крупной неоднородно построенной территории используется региональная стратиграфическая шкала [189]. Как указано выше, эта категория в настоящее время распадается на 2 подкатегории. Здесь будет рассмотрен вопрос лишь о собственно региональных подразделениях^{**}. Они предназначены для обобщения геологических данных в границах геологического региона, бассейна осадконакопления или их частей. Единицы этой шкалы также самостоятельны и не зависят от подразделений других шкал. Основная роль их сводится к корреляции разновозрастных отложений в пределах рассматриваемой площади. Поэтому главным требованием к региональным стратонам являются однообъемность входящих в них отложений и практическая изохронность их границ. В силу такой специфики данные стратоны должны служить унифицирующими, корреляционными подразделениями региональных стратиграфических схем и основой среднемасштабных геологических исследований, или составлять легенды серий листов крупномасштабных карт.

Подразделениями региональной шкалы считаются горизонт и лона. Горизонт - совокупность горных пород, стратиграфический объем которых устанавливается лимитированием границ в стратотипах, выбираемых по признаку обладания наибольшим корреляцион-

^{**} Межрегиональные подразделения отражают главным образом палеобиногеографические связи, традиции. Часто они играют лишь служебную роль, объединяя отложения в пределах административных районов.

ным потенциалом в пределах региона. Единственным критерием отнесения отложений к данному горизонту является их хронологическое соответствие между собой [72].

Площадь распространения горизонта определяется возможностью прямой или последовательной корреляции рассматриваемых горных пород с его стратотипом. Даже в пределах одного региона размеры разных горизонтов могут быть различны. Установление đồngовозрастности в объединяемых горизонтом отложениях теоретически возможно любыми стратиграфическими методами, однако ведущим среди них остается биостратиграфический. Так, выделение копетдагского горизонта основывается главным образом на присутствии в латеральном ряду свит берриас-валанжинских органических остатков. В кумдагский же горизонт наряду с толщами, содержащими типично барремские биофоссилии, входит верхняя часть кызылкирской свиты Туаркыра, соответствие которой горизонту доказано анализом цикличности отложений [53], не содержащих остатков фауны.

Лона — часть горизонта, хроностратиграфическое корреляционное подразделение региональной шкалы, выделяемое на основе анализа распределения органических остатков. В силу того, что биофоссилии обычно встречаются спорадически, к лоне следует относить также породы, не содержащие остатки организмов, если их стратиграфический объем не превышает распространение лонального комплекса в стратотипе лоны. В этом заключается главное отличие лоны от биостратиграфических зон. Так как задачей данного стратона является главным образом корреляция отложений, то основой лонального комплекса должны быть представители групп, слабо связанные с фациями. Наиболее приемлемы здесь таксоны ортостратиграфических фаун (для мезозоя — аммониты). Как и для горизонта, для лоны стратотип прежде всего играет роль эталона ее стратиграфического объема, а также характера распределения в нем руководящих форм. Он же должен четко охарактеризовать биостратиграфические критерии границ подразделения. Размеры пространства, в пределах которого установлены лоны, зависят от специфики распространения представителей лонального комплекса и от возможности строгой корреляции пород.

В формулировке региональных подразделений в СК указывается, что время их формирования "определяется этапами геологической истории крупного участка земной коры, отражающими закономерности осадконакопления и последовательность комплексов фаун и флор, населивших данный участок" ([189], ст. IV. I, с. 23). Мы считаем, что требование определения подобных этапов в большинстве случаев выполнено быть не может, поскольку региональные стратоны — хроностратиграфические, а этапы геологической и биологической истории в разных частях региона проявляются неодновременно. Обычно в стратотипическом районе горизонт соответствует свите или биостратиграфической зоне (т.е. этапу осадконакопления или эволюции фауны), но за пределами стратотипа к нему могут быть отнесены образования других этапов.

Лоны также не всегда "отражают определенный этап развития фауны (флоры) в пределах ее географического распространения" ([189], ст. IV. 5). Рассматриваемый далее материал свидетельствует, что смена лональных комплексов лишь в единичных случаях имеет генетическую природу. Чаще это отражение характера изменения биогеографических связей, последовательности смены фаций и других явлений.

В связи с более общим характером региональных подразделений по отношению к местным границы их вряд ли могут определяться точно на местности во время полевых геологических исследований. Обычно они устанавливаются после камерального анализа собранного материала. Такое положение не влияет на результат решения задачи, так как сводные документы составляются при обобщении частных данных, а не непосредственно полевыми методами.

Как видно из рис. 2, подразделения местной и региональной стратиграфических шкал достаточно самостоятельны. Их объемы и границы совпадают только в местах наличия общих стратотипов. Во всех остальных районах положения границ стратонов разных категорий в большей или меньшей степени расходятся. Что касается подразделений международной (общей по СК) шкалы, то они выражают последовательность формирования геологических образований в процессе развития земной коры в целом. Данная шкала является инструментом широких корреляций, необходимых при мелкомасштабных (вплоть до всей поверхности Земли) исследованиях. Она не

отражает этапы геологической истории планеты, а служит масштабом происходящих событий и явлений. Естественно, что единицы МСШ не зависимы от подразделений региональной и местной шкал.

Итак, использование стратоснов перечисленных трех категорий шкал необходимо и вполне достаточно для решения любых вопросов геологической практики [189]. Все категории шкал находят свое место в стратиграфических построениях, каждая из них играет свою роль и в большинстве случаев единицы одной шкалы не могут быть заменены подразделениями других.

Вместе с тем особенности геологического разреза в первую очередь определяют значение той или иной категории для стратиграфии конкретного интервала в пределах изучаемого региона. Так, в областях преимущественного развития морских отложений, содержащих многочисленные остатки ортостратиграфических групп фауны (например, апт - верхний мел в Средней Азии), основное значение имеет МСШ, которая выполняет и собственные функции, и играет роль региональной и даже местной шкалы. В районах же преобладания разнофациональных образований, в которых остатки ортостратиграфических групп встречаются редко, наиболее важны подразделения местной и региональной шкал. Международная шкала здесь применяется обычно ограничено и может быть использована лишь при мелкомасштабных обобщениях (келловей-баррем Средней Азии).

Стратиграфические подразделения в СК делятся на 3 группы: основные комплексного обоснования, частичного обоснования и вспомогательные. При этом из текста СК (ст.18, 19) не ясно, в чем же состоит комплексность критериев выделения первой группы?* Ведь стратосны МСШ и РСШ не отражают этапы геологического развития Земли и региона, а служат масштабом процессов осадконакопления в пределах изучаемой площади. Задачей подразделений этих двух категорий является установление одновозрастности образования горных пород, накопившихся в различных участках планеты (региона). Этапы же осадконакопления, тектонической активности, существование определенных сообществ органического

* На этот факт обращали внимание Д.Л.Степанов и М.С.Месечников [188].

мира и др. всегда будут охватывать несовпадающие интервалы времени или будут проявляться с разной степенью интенсивности в течение одного интервала на разных площадях. Недаром большинство современных стратиграфов при разработке МСШ отрицает ведущее значение (во всяком случае для фанерозоя) диастрофических эпох. Поэтому пункты "а" и "б" ст.П.3 СК для категорий МСШ и РСШ содержат противоречия: если в качестве основного критерия выделения избирается "единство времени формирования горных пород ... на всей площади его распространения" (пункт "а"), то оно никак не может соответствовать "самостоятельности этапа геологического развития земной коры" или ее части (пункт "б"). Признавая в качестве ведущего критерия пункт "а", мы тем самым должны признать, что основой выделения стратонов МСШ и РСШ является только продолжительность, т.е. время накопления пород в стратотипе. Таким образом, единицы МСШ и РСШ имеют частное обоснование, базирующееся только на одном признаке. Использование же различных корреляционных критериев при выделении их в пространстве не является обоснованием стратона, а лишь средством его установления. В этом заключается основное отличие стратонов МСШ и РСШ от местных, выделение которых, так же как и обоснование, обеспечивается одним главным признаком.

Конкретная последовательность расположений толщ и сообществ органических остатков, обусловленная реальным ходом геолого-исторического процесса, выражается подразделениями местной шкалы. Они по сути своей геоисторические, особенно такие, как серия, комплекс [32]. Но, как указывалось выше, местные стратоны имеют неодинаковый стратиграфический объем в пределах распространения, и границы их обычно в большей или меньшей степени меняют свое стратиграфическое положение [65]. Эта мысль, правда в завуалированной форме, отражена и в СК (ст.У.4). Однако и данная категория стратиграфических единиц не может считаться комплексной. Основой их выделения является обладание части разреза материальным признаком (литолого-фациальным, тектоническим, палеонтологическим, геофизическим), типично выраженным в стратотипе. Эти признаки могут быть представлены сочетанием нескольких качеств, например, составом и цветом пород, характером дислоцированности отложений и степенью их ме-

таморфизма и т.п., причем чем меньше их количество, тем более определенно фиксируется подразделение. Однако главным является какой-то один, ведущий признак (состав, цвет, текстура и т.п.). Поэтому и местные подразделения имеют частное обоснование, обычно литологическое или палеонтологическое. Таким образом, вряд ли необходимо выделять 3 группы стратонов, достаточно двух: основные (частного обоснования) и вспомогательные.

II. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО ТИПАМ РАЗРЕЗОВ СРЕДНЕКЕЛЛОВЕЙСКО-БАРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основой любых местных стратиграфических схем, отраженной в легендах крупномасштабных геологических карт, служат особенности разреза, определяющие распространение специфических вертикальных наборов свит в пределах отдельных частей региона. Эти особенности проявляются в полноте стратиграфической колонки, генезисе отложений, их литологическом составе, во взаимоотношении толщ, порядке значений мощностей и в палеонтологической характеристике разреза. Другими словами, указанные особенности отражают формационные признаки, зависящие от конкретных проявлений тектонических процессов и палеогеографических условий в ходе осадконакопления в пределах исследуемой территории. Возможность выделения районов, обладающих сходством перечисленных признаков, обуславливает, кроме построения местной стратиграфии, раскрытие закономерностей осадкообразования, направленность изменения палеогеографических обстановок, тектонического режима и размещения полезных ископаемых. Сопоставление участков с различным строением разреза (различный набор свит) позволяет получить общую картину геологического строения и истории развития всего интересующего нас региона для избранного отрезка времени.

Как правило, степень различий в характере разреза отдельных частей рассматриваемой территории не одинакова. Выделяются сравнительно крупные области земной коры, объединенные общностью тектонического режима в пределах рассматриваемого временного интервала. Принципиальное сходство их геологического строения выражается, в первую очередь, в одинаковой полноте стратиграфического разреза, в близких взаимоотношениях составляющих этот разрез структурно-формационных комплексов, а также в преобладании пород определенного генезиса.

Эти крупные области разделяются, в свою очередь, на зоны, различающиеся менее принципиально, но обладающие большим сходством образующих их толщ. Близость геологического строения зон объясняется появлением конкретной направленности тектонических движений в пределах обособленного бассейна осадконакопления, обладающего внутренним сходством палеогеографических условий. Признаками, передавшими указанные особенности, можно считать распространение в пределах зон одних и тех же или постепенно замещающих друг друга по латерали формаций, близкие значения мощностей всего разреза и отдельных его отрезков, количество и характер несогласий.

В пределах зон наблюдаются неоднородности меньшего порядка. Они составляют районы, характеризующиеся еще более частными признаками и объединяющие участки развития интересующих исследователя отложений, которые обладают единством особенностей. Последнее определяется в основном однообразием палеогеографической обстановки в пределах участка осадконакопления. Признаки, позволяющие выделять подобные районы: тождество литологического состава пород, палеонтологическая характеристика отложений. В меньшей степени для объединения в один район могут быть использованы конкретные значения мощностей литологически однообразных толщ.

Проведенное на изложенной основе районирование территории позволяет расчленить ее на надтипы, типы и подтипы разрезов. Лито- и биостратоны, характерные для каждого подтипа или типа, и их вертикальные наборы отличаются от таковых в других подразделениях региона и являются единицами легенды крупномасштабных геологических карт.

Площади развития того или иного подразделения разреза во времени не остаются постоянными: они то расширяются, то сужаются в ходе геологической истории. Поэтому границы надтипов, типов и подтипов разреза, т.е. зоны замещения одних отложений другими, обычно представляют собой более или менее широкие площади, в пределах которых происходит взаимное проникновение отдельных толщ или комплексов биофоссилий в краевые участки распространения смежных, но разных подразделений разрезов. Указанная особенность и создает условия для корреляции местных стра-

тонов различных подразделений разреза между собой. Резкие границы между совмещенными в современной структуре разными типами (над-, под-) разрезов встречаются редко и обусловлены они более молодыми, чем рассматриваемые толщи, тектоническими перемещениями, или существованием на границе разрезов долгоживущих тектонических нарушений.

Среднекелловейско-барремские отложения Запада Средней Азии разделяются нами на три надтипа разреза: копетдагский, большебалханский и туранский. Первый распространен в пределах Советского Копетдага и хребта Малый Балхан. Для него характерны толщи, сформировавшиеся в условиях миогеосинклинального режима. В структурном отношении первый надтип представляет собой единый этаж, разделенный на два структурных яруса.

Большебалханский надтип разреза охватывает площадь мегантиклинали Большой Балхан и прилежащие к ней с юга и востока районы. Он отличается от предыдущего наличием двух структурных этажей – геосинклинального внизу (киммерийского) и платформенного сверху. Туранский надтип распространяется почти на всю территорию Туранской платформы и на востоке частично захватывает краевую часть Центрально-Азиатского орогена. Надтип характеризуется типично платформенными комплексами, образующими смежные структурные ярусы в чехле Туранской платформы. Все надтипы в свою очередь делятся на соответствующие типы и подтипы разрезов (см. рис.1).

На территории Запада Средней Азии рассматриваемые отложения развиты почти повсеместно и включают четыре последовательных формационных комплекса (рис.3). Два средних представлены целиком, нижний – своей верхней, а верхний – своей нижней частями. Для обозначения формационных комплексов нами используются названия, ранее употреблявшиеся как стратиграфические и основанные на характеристике вещественного состава, но позже не оправдавшие себя в связи с непостоянством объема отложений и не отвечающие придаваемому им хроностратиграфическому содержанию.

Нижний формационный комплекс – верхнедоггерский, от доггера [221], который завершается в келловее и характеризуется преобладанием песчано-глинистых пород. Второй – мальмский комп-

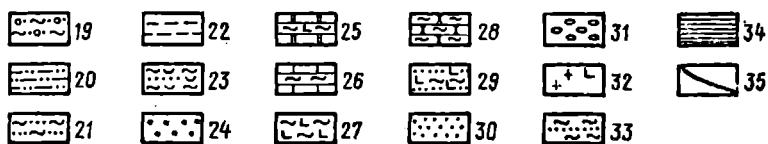
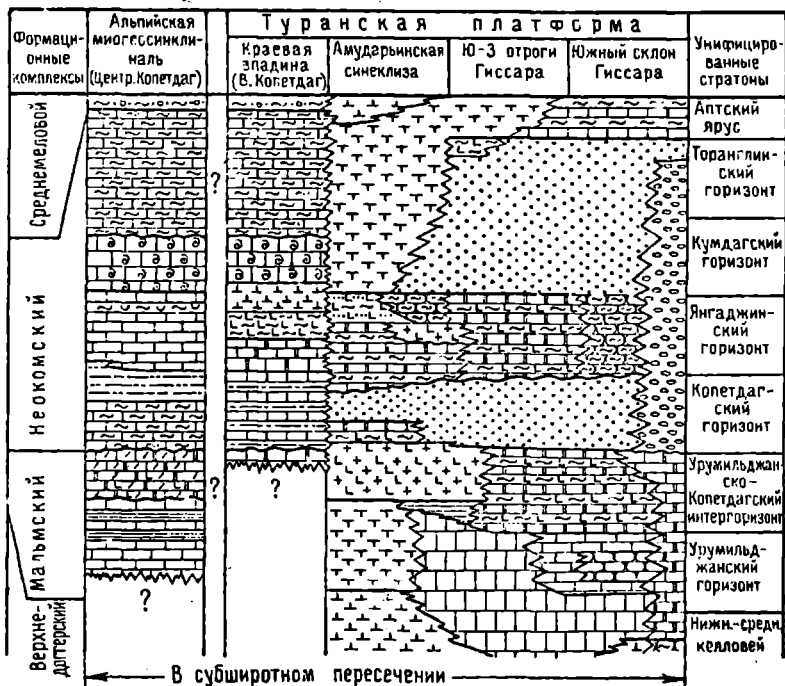
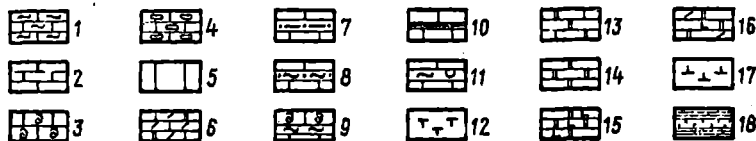
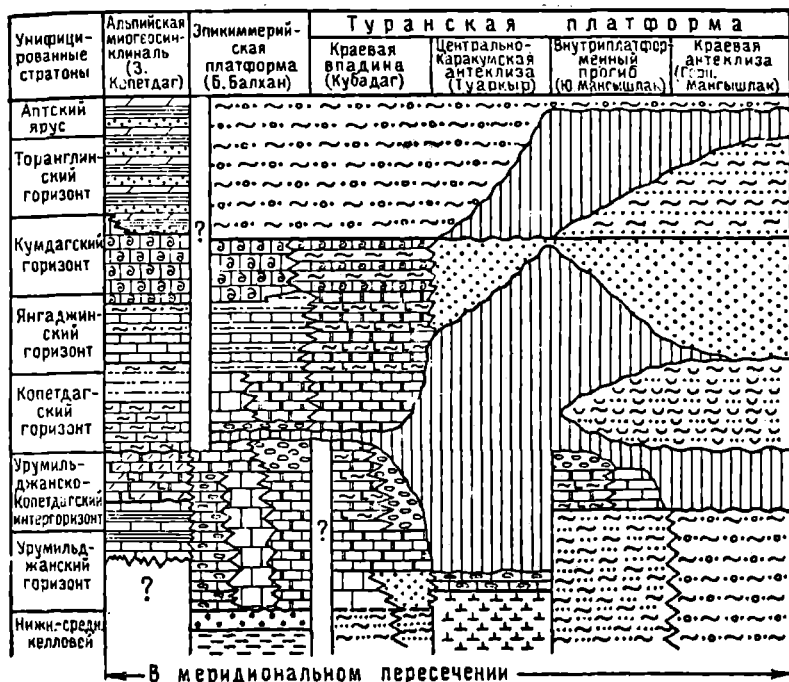


Рис.3. Формационные ряды и формационные комплексы среднеформации: 1 - глубоководная глинисто-карбонатная, 2 - из кремнистая, 5 - рифовая, 6 - кальционелловая и известково-доломитовая флишодная, 9 - органогенная известняково-глинистая, ильково-глинисто-ракушняковая турбидитная, 12 - мелководная карбонатно-доломитовая, 15 - доломито-гипсовая, 16 - мергельно-доломитовая конитовая глинисто-песчано-мергельная, 19 - песчано-глинистая морская песчано-глинистая, 22 - глубоководная глинистая, 23 - пестроцветная доломито-глинистая гипсоносная, 26 - пестроцветная, 28 - пестроцветная песчано-глинистая, 29 - красноцветная цветная, 31 - молассовая, 32 - ангидритно-соленосная, 33 - консланцев; 35 - границы формационных комплексов.



келловей - баррема на территории Запада Средней Азии.

вестняковая, 3 - органогенно-известняковая, 4 - известняково-ломитовая, 7 - карбонатно-терригенная, 8 - карбонатно-алевро-10 - известняково-сланцево-кремнистая турбидитная, 11 - извест-обонатно-глинистая, 13 - известняково-доломитовая, 14 - лагунная гипсоносная, 17 - мелководная глинисто-карбонатная, 18-глау-глауконитовая фосфоритносная, 20 - песчано-глинистая, 21 - песчано-глинистая ракушечковая, 24 - гравелито-песчаная, 25 - ная глинисто-карбонатная, 27 - пестроцветная глинисто-гипсо-песчано-глинистая гипсоносная, 30 - континентальная красно-тинентальная сероцветная песчано-глинистая, 34 - битуминозных

лекс [221], охватывает карбонатные толщи и замещающие их формации преимущественно верхней юры. Третий – неокомский – от неомом [222], приурочен главным образом к нижней части мела и выражен карбонатной формацией, переходящей в пестроцветную и красноцветную. Четвертый среднемиеловой комплекс назван по преимущественному распространению в средней части меловой системы и представлен в основном терригенной глауконитово-фосфоритовой формацией. Границы указанных комплексов определяются только поверхностями несогласия или по изменению литологического состава пород. В большинстве случаев они не совпадают с границами стратонев международной и региональной шкал и их стратиграфический объем претерпевает значительные изменения по площади. Верхнедоггерский и среднемиеловой комплексы сравнительно однообразны по составу, мальмский и неомомский очень сложны, сильно изменчивы.

Предлагаемое расчленение территории Запада Средней Азии для среднекемловейских – барремских отложений по подразделениям разреза развивает представления автора, изложенные ранее [158, 159]. И хотя оно не лишено недостатков, связанных с неодинаковой информативностью сведений по отдельным районам, использование данного районирования существенно облегчает стратиграфические исследования.

1. Копетдагский надтип разреза

Копетдагский надтип разреза характеризуется преобладанием морских, преимущественно карбонатных отложений большой мощности (до 3500 м), а также отсутствием структурных несогласий внутри комплекса. Надтип распространен на территории советской части Копетдага (за исключением самого востока), на большей, южной части Западно-Туркменской низменности и, в виде обособленного участка, на площади хребта Малый Балхан (рис.4). Толщи горных пород, образующие данный разрез, хорошо обнажаются в горных районах, они вскрыты также глубокими, главным образом гидрогеологическими, скважинами, бурение которых началось в 60-х годах нашего столетия.

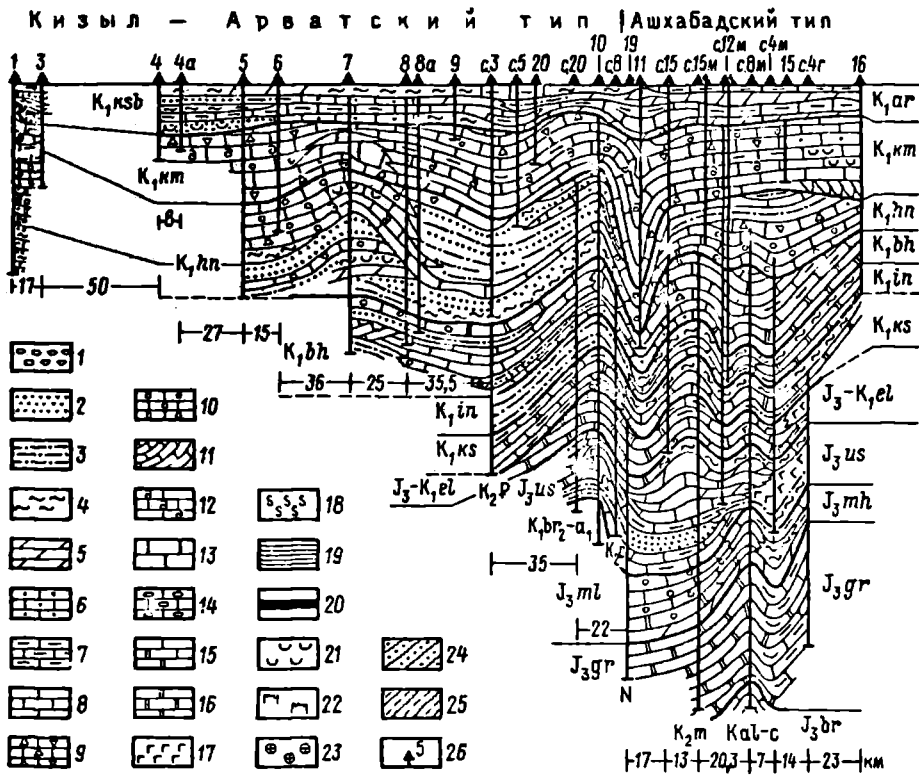
В.А.Прозоровский [164], вслед за В.И.Марченко, распространял копетдагский надтип разреза на всю советскую часть Копетдага и даже, условно, на Горный Бадхыз, и разделял его на западно- и восточнокопетдагский типы. Однако формационные особенности последнего заставили отнести его к туранскому надтипу. Таким образом, в предлагаемой работе копетдагский надтип соответствует только бывшему западнокопетдагскому типу. Выделенные же ранее кизыл-арватский и ашхабадский подтипы переводятся здесь в ранг типов разреза. Различия в них проявляются, начиная с уровня мехинсуской свиты, что объясняется, возможно, фрагментарностью наших знаний о строении наиболее древних толщ, составляющих копетдагский надтип разреза. Поэтому описание разреза до мехинсуской свиты приводится для обоих типов совместно. Являясь в настоящее время наиболее хорошо изученными, объединяя породы, более или менее равномерно насыщенные органическими остатками, копетдагский надтип разреза служит эталоном стратиграфических построений для мезозоя Средней Азии. Именно в Копетдаге была создана схема деления берриас-барремских образований В.И.Марченко [122], наиболее детальная и обоснованная для нижнемеловых доаптских образований.

В то же время наблюдается значительная разница в составе нижнемеловых отложений западных и восточных районов копетдагского надтипа разреза. Поэтому вслед за В.И.Марченко мы выделяем в нем два типа: кизыл-арватский на западе и ашхабадский на востоке. Граница между ними проводится в районе бассейна р. Секиз-Яб, между обнажениями у подземного озера Коу и горой Душак.

Кизыл-Арватский тип разреза*

Данный тип изучен преимущественно по обнажениям передовых цепей Копетдага и Малого Балхана. Основной особенностью его является наличие мощных терригенных и терригенно-карбонатных

* При характеристике надтипов, типов и подтипов разреза составляющие их местные подразделения описаны нами крайне кратко с соответствующими ссылками на опубликованные источники. Лишь новые, слабо освещенные в литературе стратона, а также новые данные для них приводятся более подробно.



толщ в средней части рассматриваемого здесь нижнемелового разреза. В верхней части комплекса существенное развитие имеют также обломочные песчано-глинистые породы. Следует подчеркнуть, что разрез у подземного озера Коу служит стратотипом всех стратиграфических подразделений, по В.И.Марченко, и поэтому играет очень важную роль при анализе особенностей стратиграфии нижней части мела для всей Средней Азии.

В строении кызыл-арватского типа разреза принимают участие мальмский, неокомский и среднемеловой формационные комплексы.

Мальмский формационный комплекс обнажается в Копетдаге лишь вблизи подземного озера Коу и у железнодорожной станции

· Рис.4. Схематический профиль через копетдагский надтип разреза.

Разрезы: 1-3 - Малый Балхан, 4, 4а - Западный Кюрендаг, 5 - Парсуундаг, 6 - Секизхан, 7 - Пырнуар, 8, 8а - Кодж, 9 - Сунча, 10 - Кафанское ущелье, 11 - Коу, 12 - Кельата, 13 - Душак, 14 - Фирюза, 15 - Хендывар, 16 - Большие Каранки, 17 - Ассельмянское ущелье, 18 - Гяурсдаг, 19 - Сунча; 20 - глубокие гидрогеологические скважины: 3, 4г, 4п, 5, 8, 8м, 12, 15, 15м, 20.

1 - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - алевролиты, 4 - глины, 5 - мергели, 6 - песчанистые известняки, 7 - глинистые известняки, 8 - известняки, 9 - обломочные известняки, 10 - оолитовые известняки, 11 - косослоистые известняки, 12 - органогенные известняки, 13 - рифовые известняки, 14 - известняки с кремневыми включениями, 15 - доломитовые известняки, 16 - доломиты, 17 - гипсы, ангидриты, 18 - каменная и калийные соли, 19 - аргиллиты, 20 - угли, 21 - скопления раковин устриц, 22 - скопления раковин лоф, 23 - конкреции целестина, барита и др., 24 - кварциты, 25 - метаморфические сланцы, 26 - геологический разрез.

Келлята, он вскрыт также рядом гидрогеологических скважин (см. рис.4). Разрез образован согласно сменяющимися друг друга пятью свитами. Берзегинская выделена Г.Г.Мирзоевым в 1978 г. в интервала глубин 2440-2640 м, скв. 8 м. Темно-серые плотные известняки с 10-метровой известняковой брекчией в основании. Бидимая мощность 200 м. Условно относится к верхней части среднего келловея - нижней части оксфорда. Гараджагинская свита [16] сложена темно-серыми доломитами с прослоями известняков и кремневыми стяжениями. Мощность ее - 530 м. Условно ее возраст - нижняя часть оксфорда. Мехинсуская свита [16] представляет собой чередование серых массивных известняков и черных аргиллитов с кремневыми стяжениями. Мощность достигает 270 м. Она относится к среднему - верхнему (?) оксфорду. Узинсиртская свита [16] - это светло-серые известняки с прослоями доломитов и мергелей. Мощность - 430-180 м. У озера Коу в нижней части зафиксирован массив кораллового рифа. Свита относится к верхней части оксфорда - нижней части кимериджа. Пятая, еллідеринская свита [16] состоит из переслаивающихся доломитов и доломитовых известняков. Мощность ее - 170-135 м. Она сопоставляется с верхней частью кимериджа - низами берриаса. Мальмский формационный комплекс по тектоническому контакту перекрывает верхнемеловые или кайнозойские породы (рис.5).

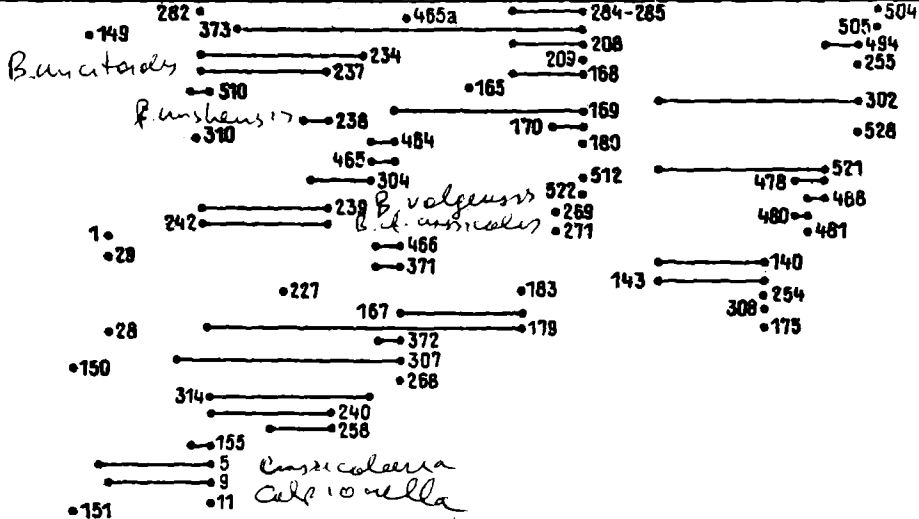
Неокомский формационный комплекс прекрасно обнажен в передовых хребтах Копетдага и вскрыт рядом гидрогеологических скважин (см. рис.4). Он с отчетливым размывом залегает на мальмском и начинается коуской свитой [122]. Она состоит из черных и темно-серых мергелей и глинистых известняков. Мощность 160-120 м. Свита относится к верхней части барриасского яруса. Верхняя часть 1-я, 2-я, 3-я, 4-я пачки в стратотипе объединены слоями с *Argoutilus couloni* [42]. Выше согласно залегает инджеревская свита [122]: черные и темно-серые глауконитовые алевролиты и песчаники с прослоями ракушечников. Мощность ее - 145-120 м. Свита относится к валанжинскому - низам готерива. В стратотипе пачки IV и V составляют слои с *Lima dubivievici*, смежные части пачек VI и VII - слои с *Echoceras* и *Lima*, а пачка VII примерно соответствует слою с *inola-*

дошу *minuta* и *Ph. gillieronii* [42]. Выше согласно или с перерывом лежит бахарденская свита [122]: известняки и доломиты. Мощность — 360–260 м. Свита соответствует нижней части готеривского яруса. Средняя часть XI пачки стратотипа выделена как слой с *Cyclothyris irregularis* [42].

Далее согласно или с перерывом располагается ханкеризская свита [122]: закономерное чередование песчано-алевролитовых и карбонатных пород. Мощность ее — 540–400 м. Свита относится к верхней части готеривского и, возможно, низам барремского ярусов. В средней части свиты выделены слой с *Eudesia semistriata* и слой с *Toxaster tetusus* [42]. На ханкеризской согласно или с перерывом залегает кумдагская свита [8]: различные известняки, образующие коралловые рифовые массивы, и орбитолиновые известняки. Мощность свиты меняется от 350 до 120 м. Относится к нижней части барремского яруса. Нижняя часть свиты (пачка ХУП) соответствует слоям с *Dictyosopas*, средняя часть в восточных районах кизиларватского типа — слоям с *Praelongithyris kentugajensis minor* [42]. На Малом Балхане в верхней части выделены слой с *Lopha rectangularis*, кораллами и рудистами [56].

Среднемеловой формационный комплекс резко трансгрессивно и обычно с отчетливым перерывом залегает на неокомском. К поверхности несогласия верхний комплекс примыкает разными слоями. Кроме того, в основании разреза отдельные слои среднемеловых формаций по простиранию замещаются слоями неокомских формаций (см. рис.3). Среднемеловой формационный комплекс начинается казанджикской свитой [10], первоначально неверно названной кюрендагской [8]. Свита образована двойным чередованием зеленовато-черных алевролитов и песчаников с серыми глинами, мергелями и известняками. Нижняя часть казанджикской свиты на Малом Балхане замещается кумдагской [56]. Мощность — 200–70 м. Казанджикская свита относится к верхней части барремского яруса, иногда и к самым низам апта. В район восточного погружения Малого Балхана и Кюрендага в нижнюю часть свиты (XXI пачка) протягиваются слои с *Lopha rectangularis*, кораллами и рудистами из верхов кумдагской свиты. Вышележащие отложения казанджикской свиты соответствуют лонам *Imeri-*

J ₃ mh	J ₃ us	K ₇ ca	K ₇ ka	K ₇ ln	K ₇ bh	K ₇ hn	K ₇ km	K ₇ ksn	Свита
II	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
181	62	120	165	90	71	49	74	37	38
180	120	165	90	71	49	74	37	38	48



К ₁ ln		К ₁ bh	К ₁ hn	К ₁ km				К ₁ ar		Сайта		
VI	VII			XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV	Папка
>30	26	714	147	105	103	47	101	27	38	31		22

•173

•271

•343

•140

•254

•512

•272

•263

•260

•176

•181

•516-520

•453

•454

•168

•171

•165

•166

•15

•7

•21

•452

•289

б

Рис.5. Распределение основных органических остатков в породах кизыл-арватского (а) и ашхабадского (б) типов разреза**.

* Здесь и на рис.8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 23, 24, 26, 28, 30, 32, 34 номерами обозначены названия палеонтологических таксонов, приведенных в списке на с.245-252.

tes и Colchidites внизу и Turkmeniceras turkmenicum сверху [8, 10, 56, 172], граница между которыми проходит в середине пачки XXIII.

Ашхабадский тип разреза

Отложения ашхабадского типа разреза распространены в Центральном Копетдаге. Главной их особенностью является абсолютное преобладание карбонатных пород (см. рис.4). В.И.Марченко и Г.Г.Мирзоев используют для данного типа те же местные стратона, что и для разрезов западных районов Копетдага. Однако часто существенные различия в породном составе свит от кизыл-арватского типа разреза потребуют, вероятно, хотя бы частичного выделения новых литостратонов.

Разрез мадымского формационного комплекса этого типа разреза, в отличие от кизыл-арватского типа, характеризуется возрастанием содержания доломитов, гипс-ангидритов, относительно малой мощностью свит и наличием глубокого размыва внутри узунсыртской свиты (см. рис.4). Он представлен м е х и н с у с - к о й (200 м), у з н я с ы р т с к о й (200 м) и е л ь м - д е р и н о к о й (136 м) с в и т а м и. Возраст подразделений принимается по аналогии с более западным типом разреза.

Неокомский формационный комплекс начинается трансгрессивной "к о у с к о й свитой"* для которой типичны доломиты и известняки (до 160 м). Определения остатков кальпиевелл Р.Б.Вронской позволяют отнести коускую свиту здесь к верхней части берриаса - валанжину. И н д ж е р е в с к а я с в и т а в общем сохраняет свой облик. Однако в слоях с фоладомиями, как и на западе завершающими ее разрез, встречены валанжинские аммониты. Следовательно, в ашхабадском типе она не поднимается выше валанжина. Б а х а р д е н с к а я с в и т а, сохраняя общие особенности разреза, как и западнее, отличается возрастанием содержания доломитов и присутствием в верхней части прослоев ангидритов. Мощность свиты 200-220 м. Она относится также к нижней части готерива, причем подошва примерно соответствует основанию яруса.

* Названия свит, наиболее отличающихся по составу составляющих их пород от типичных, заключены в тексте в кавчки.

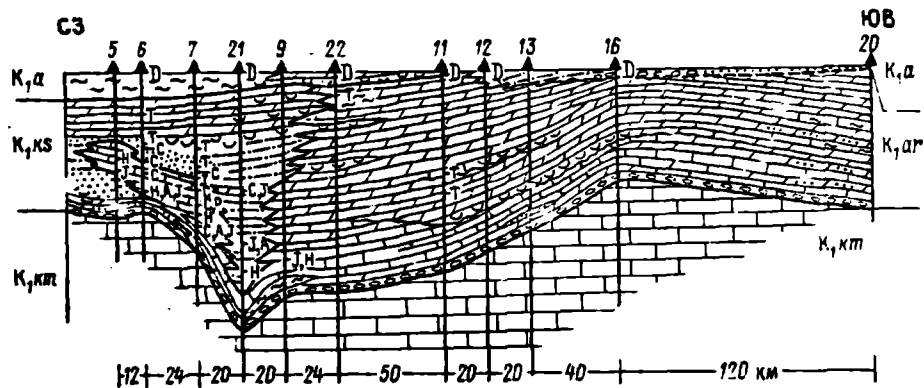


Рис.6. Соотношение арвазской свиты с вмещающими стратонами.

Разрезы: 21 - Бабасен, 22 - Арваз (Ипайдере), 20 - Келятачай, остальные разрезы, а также условные обозначения см. на рис.4. Места находок: В - *Heterocerat*, А - *Argvetites*, I - *Imerites*, Р - *Paraimerites*, С - *Colchidites*, Т - *Turkmeniceras*, D - *Dechayesites*.

"Х а н к е р д з с к а я с в и т а" представляет собой цикличное чередование известняков и ракушняковых мергелей мощностью 200–250 м. В нижней части свиты встречены слои с *Suclothyris irregularis*. К у м д а г с к а я с в и т а по своему облику наиболее устойчива и практически не отличается от западных районов. Ее мощность достигает 750 м. А р в а з с к а я с в и т а, замещая к востоку казанджикскую, залегает на кумдагской с разрывом и завершает неокомский формационный комплекс (рис.6). Название "арвазская" предлагается вместо обозначения И.И.Никшича "свита Б" [138]. Оно образовано от р.Арваз, где расположен ее стратотип, заимствованный из работы В.Ф.Пчелинцева и Г.Я.Крымгольца [169, с.70–74, слои 8–86]. Свита состоит из темно-черных, черных и серых мергелей с прослоями глинистых известняков, в основании известняковые конгломераты. Делится на 2 подсвиты [92]. Мощность свиты 288–35 м. Объем меняется от равного лоне *Imerites* и *Colchidites* до верхней части барремского и нижней части аптского ярусов. Выше с разрывом залегает среднемереловой формационный комплекс.

2. Большебалханский надтип разреза

Большебалханский надтип разреза объединяет два структурно-формационных комплекса – тектонических этажа, разделенных поверхностью резкого несогласия в основании арланской свиты. Нижний – мальмский – образован мощной серией преимущественно морских пород мощностью до 1200 м, собранных в складки разного порядка. Породы накапливались в геосинклинальных условиях на заключительных стадиях развития данного режима. Верхний, платформенный, этаж представлен также главным образом морскими отложениями, залегающими на нижнем плащеобразно и достигающими мощности 700 м.

Большебалханский надтип разреза, изучавшийся с начала прошлого века [196], охватывает территорию одноименной мегантиклиналя, площади, расположенные южнее, в северной части Западно-Туркменской низменности, вплоть до Данатинской антиклинали (рис.7), и, возможно, продолжается восточнее под передовыми структурами советского Копетдага. Характер и положение границ

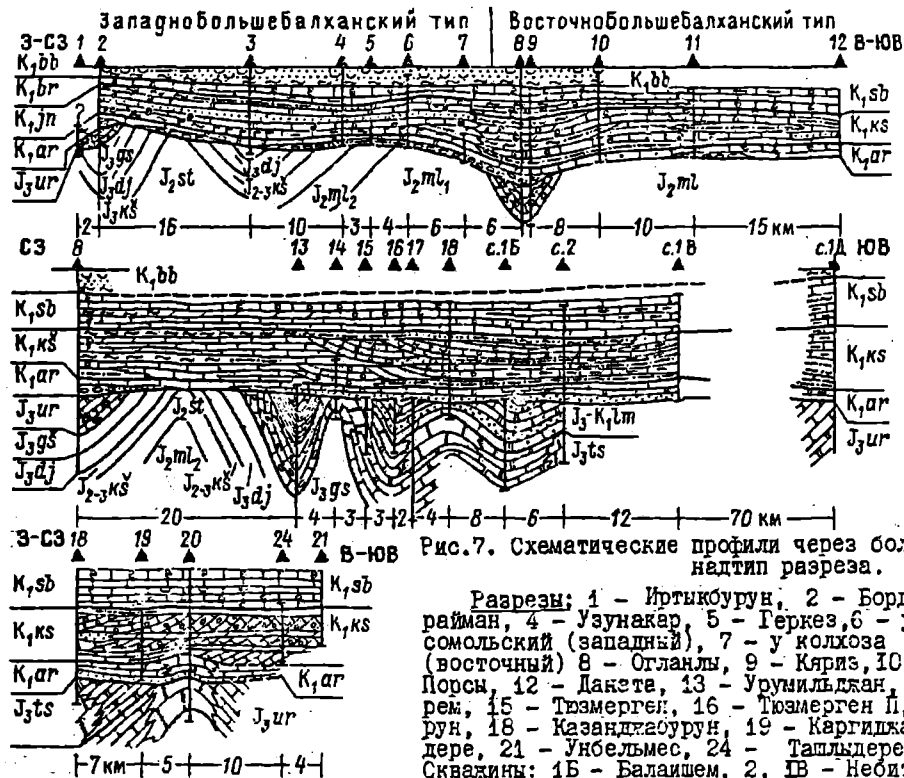


Рис.7. Схематические профили через большебалханский надтип разреза.

Разрезы: 1 - Иртыкбурун, 2 - Борджоклы, 3 - Караيمان, 4 - Узунакар, 5 - Геркез, 6 - у колхоза Комсомольский (западный), 7 - у колхоза Комсомольский (восточный) 8 - Огланлы, 9 - Кяриз, 10 - Каразлеи, 11 - Порсы, 12 - Данета, 13 - Урумилджан, 14 - Назар-Экерем, 15 - Тюзмерген, 16 - Тюзмерген II, 17 - Лямжабурун, 18 - Казанджабурун, 19 - Каргиджак, 20 - Ташлыдере, 21 - Унбельмес, 24 - Ташлыдере (восточный). Скважины: 1Б - Балайшем, 2, 1В - Небитдагские, 1Д - Данатинская. Условные обозначения см. на рис.4.

данного подтипа с копетдагским надтипом разреза в настоящее время не известны. Вероятно, граница тектоническая, соответствующая "главной системе разломов" [19], которая протгивается от севе́ро-восточной периклинали Малобалханской антиклинали на юго-восток, параллельно северному ограничению Копетдага. В современной структуре она, скорее всего, выражена системой надвигов, по которым толщи копетдагского надтипа разреза надвинуты на большебалханский. Определенным подтверждением высказанной точки зрения служат данные о характере разреза, вскрытого Данатинской скв.1. Этот разрез близок по облику к большебалханскому и резко отличается от копетдагского, хотя географически располагается между Малым Балханом и Кюрендагом (см. рис.1) с типично кизыл-арватским типом разреза. Такое положение может быть объяснено лишь вторичным перекрытием большебалханского разреза копетдагским [10].

Северная граница с туранским надтипом разреза также почти не известна. Лишь на северо-западе Большебалханской мегантиклинали установлено тектоническое перекрытие большебалханским надтипом разреза толщ, аналогичных Кубадагу [162].

Породы рассматриваемого надтипа разреза обнажаются в обрывах хребта Большой Балхан, Огланлинской гряды и вскрыты несколькими скважинами между г.Небит-Даг и Казанджик. Различие в строении главным образом нижнемеловых отложений позволяет выделить два типа разреза: восточнобольшебалханский и западнобольшебалханский, граница между которыми проходит в полосе, расположенной между вершинами Огланлы на востоке и Геркез на западе, и представляет собой зону замещения нижнемеловых свит.

Восточнобольшебалханский тип разреза

Данный тип разреза распространен на площади центральной и восточной частей Большебалханской структуры и вскрыт скважинами к югу от г.Небит-Дага. В рассматриваемом стратиграфическом интервале он характеризуется преимущественным развитием морских отложений, максимальной полнотой разреза и хорошей палеонтологической характеристикой. Для него типичны наибольшие мощности выделенных стратонов. Указанные особенности обусловили

размещение в данном районе стратотипов юрских и отдельных меловых свит.

Мальмский формационный комплекс начинается у р у м и л ь д ж а н с к о й с в и т о й [59], залегающей с перерывом или согласно на верхнедоггерском. Она сложена разнообразными известняками, представляющими горизонтальный ряд рифовых фаций ст массивов на юге до внешних бортов зарифовых лагун на севере [36]. Свита делится на 2 подсвиты, а ее мощность достигает 300 м. Свита относится к верхам верхней зоны среднего келловей-среднеоксфордскому подъярсу. Согласно или с перерывом на уру-милъджанской расположена д а г д и р и м с к а я с в и т а [59], образованная строматолитовыми известняками, которые замещаются к северу брекчиевидными доломитами. Мощность - 135-0 м. По положению в разрезе - это верхний оксфорд - низы титона. Т ю з м е р г е н с к а я с в и т а [36] замещает даг-диримскую на юге. Сложена она массивными кораллово-водорослевыми известняками. Мощность - до 300 м. Вероятно, ее можно считать стратиграфическим аналогом дагдиримской свиты. Выше согласно залегает л я м м а б у р у н с к а я с в и т а [16], представленная чередованием яснослоистых известняков, доломитов, мергелей, песчаников, а также двумя прослоями кислых туфов. К северу глинисто-карбонатные породы замещаются красноцветными алевролитами, песчаниками, конгломератами. Мощность - 185-0 м. Свита относится к титону - нижней части берриасского яруса [168].

Неокомский формационный комплекс резко несогласно залегает на складчатом основании, образованном различными толщами от чалойской (верхний байос) до ляммабурунской свиты. В отличие от мальмского, он распространен практически повсеместно на крыльях Большебалханской мегантиклинали, слагая верхние части обрывов хребта Большой Балхан и склоны Огланлинской гряды.

Неокомский комплекс начинается а р л а н с к о й с в и т о й [159], которая представляет собой трансгрессивную, преимущественно карбонатную толщу с базальными терригенными отложениями. Она разделяется на две подсвиты общей мощностью 110-40 м. Считалось, что арланская свита охватывает верхи берриаса и валанджанский ярус. М.Б.Преображенский в последние годы доказал,

что арланская свита соответствует полному фашиальному ряду незрелой системы (см. рис.7). У г.Небит-Дага распространены фашии предрифа, в ущелье Ташлы-Дере и западнее — фашии рифового массива и его склонов [47], а в северном обрыве хребта Большой Балхан и в Огланлинской гряде обнажаются фашии зарифовой лагуны и прибрежной зоны. Одновременно М.Б.Преображенским было установлено, что на значительной площади своего развития арланская свита соответствует нижней части готеривского яруса и, возможно, лишь самым верхам валанжина. Она в западном обрыве Большого Балхана замещает нижнюю казанджабурунскую подсвиту. Таким образом, арланская свита должна сейчас относиться к верхнему берриасу — нижнему готериву. Однако ни в одном конкретном разрезе весь стратиграфический объем свиты не известен, омоложение ее пород происходит в общем о юга на север.

Казанджабурунская свита [60] относится к готеривскому ярусу и, возможно, к нижней части баррема. В основании третьей казанджабурунской подсвиты проходит граница двух фаунистических комплексов (рис.8): нижнего, образованного преимущественно нижнеготеривскими таксонами, и верхнего, в котором преобладают верхнеготеривско-нижнебарремские формы. Для первой и третьей казанджабурунских подсвит характерны остатки крупных *Rhynchostreon*. С третьей казанджабурунской подсвиты начинаются слои с *Echogya turkmenica*, охватывающие и вышележащую сабатанскую свиту. Первой подсвите на горе Казанджабурун соответствуют слои с *Endemocerat*.

Сабатанская свита [60] согласно залегает выше. Она сложена известняками различного генезиса и структуры. Среди них наиболее типичны орбитолиновые, а в верхней части прослой устричников и зеленых алевролитов. Мощность свиты меняется от 80 до 300 м, увеличиваясь на юг. Сабатанская свита относится к барремскому ярусу, не исключено также, что и к верхам готерива. Большой верхней части свиты соответствует слой и *Orbitolina*. Основание последних отчетливо выделяется, кроме того, как слой с *Balkhania balkhanica*. Верхней части свиты (с прослоями зеленых алевролитов) в Огланлинской гряде отвечают слои с *Rugaulus* sp.

Среднемеловой формационный комплекс начинается большой балханской свитой [8]. Распространена она на площади

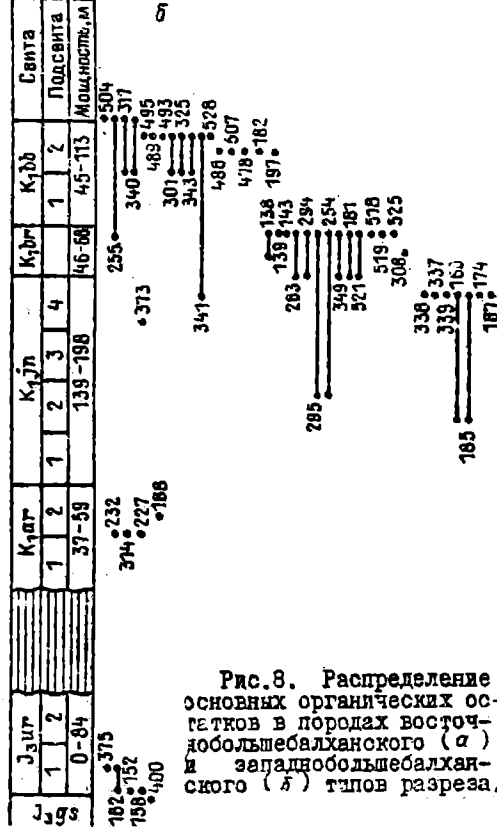
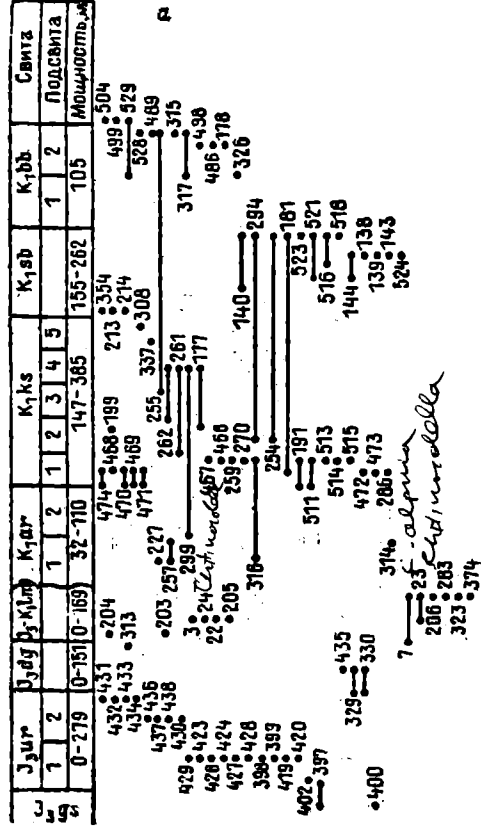


Рис. 8. Распределение основных органических остатков в породах восточнобольшебалханского (а) и западнобольшебалханского (б) типов разреза.

большебалханского надтипа разреза, кубадагского, карабогазского и туаркирского подтипов туранского надтипа. Согласно или с перерывом залегает на неокомском или даже мальмском формационных комплексах. Свита представлена чередованием глауконитовых алевролитов, глин, песчаников серо-зеленого цвета с прослоями ракушняка. В пределах большебалханского надтипа и кубадагского подтипа она делится на 2 подсвиты. Мощность — 120 — 5 м. Свита охватывает верхнюю часть барремского яруса, иногда и низы апта. Верхняя половина второй большебалханской подсвиты объединяет лонны *Imerites* и *Colchidites*, *Turkmeniceras turkmenicum* [110, 195], а иногда и *Dehayesites tuarcuricus* [41]. Верхняя подсвита на юге соответствует слоям с *Litschkovitrigonia inguschensis alta*, ее верхняя часть — слоям с *Epiaster toxasteroides*. Вышележащие отложения аптского яруса светлее, окрашены в желтоватый, табачный цвета.

Западнобольшебалханский тип разреза

Западнобольшебалханский тип разреза занимает площадь северо-западной части Большебалханской мегантиглиналы, обнажаясь в пределах северного ее крыла, к западу от горы Огланлы. Основные отличия данного типа разреза от восточнобольшебалханского проявляются в строении средней части неокомского формационного комплекса, ограниченной относительно устойчивыми арланской и большебалханской свитами. Вместо серии преимущественно морских отложений здесь распространены лагунно-морские осадки, выраженные чередованием серо- и красноцветных карбонатных, терригенных и эвапоритовых образований, в которых доля красноцветов постепенно возрастает к западу. Замещение казанджабурунской и сабатанской свит пестроокрашенными слоями происходит довольно медленно, на участке между возвышенностями Огланлы и у колхоза Комсомольский.

Мальмский формационный комплекс в западнобольшебалханском разрезе отличается от восточнобольшебалханского менее значительно. Однако и в нем наблюдается тенденция к увеличению роли лагунных фаций в западном направлении. Существенные различия состава пород ощущаются начиная с участка между вершина-

ми Карайман и Борджоклы, т.е. значительно западнее, чем в неокомском комплексе. Широкое развитие здесь красноцветных пород и присутствие эвапоритов делает его похожим на туранский надтип разреза, определяя его как бы промежуточное (или переходное) положение между туранским и большебалханским надтипами.

Мальский комплекс начинается у румильджанской свитой, залегающей трансгрессивно на гузвашской или кошаджубинской свитах [33]. Она представлена светлыми известняками с кремневыми стяжениями, сменяемыми выше зелеными и красными глинами с прослоями гипсов. Восточнее встречается много прослоев песчаников, гравелитов, конгломератов. Мощность свиты достигает 120 м. По аналогии с восточными районами она относится к стратиграфическому интервалу: верхи среднекелловейского подъяруса — средний оксфорд.

Резко несогласно на урумилджанской и подстилающих ее свитах, вплоть до нижеуламской, залегают неокомский формационный комплекс, начинающийся арланской свитой (см. выше). Она согласно сменяется вверх по разрезу янгаджинской свитой [60], распространенной также в Кубадаге, на юге Туаркырского района и в скважинах Предкопетдагского прогиба. Это сложное переслаивание пестроцветных терригенных пород и карбонатов. Для нее характерны прослой целестина, гипсов и ангидритов. Свита делится на 4 подсвиты. Мощность ее, вероятно, не превышает 300 м. По положению в разрезе свита относится к готеривскому ярусу [4]. Борджоклинская свита [60] развита в тех же районах, что и согласно подстилающие ее отложения. Она представлена чередованием различных известняков, мергелей-ракушечников (типичны орбитолиновые образования), зеленых алевролитов и глин. Мощность — 50-12 м. Свита относится к барремскому ярусу. Слои с *Orbitolina* соответствуют всей свите; средняя и верхняя части, особенно на севере, — сл. 1 с *Echoguga turkmenica*. В Туаркырском районе олои с *Pseudoneginea ornata* завершают борджоклинскую свиту.

Среднемеловой формационный комплекс начинается большебалханской свитой (см. выше).

3. Туранский надтип разреза

Туранский надтип разреза распространен на большей части территории Запада Средней Азии (см. рис.1). Он охватывает площади равнинных пространств Закаспия, Каракумов и Таджикской орогенной области. Отложения в низкогорных районах выходят на поверхность, в равнинных – вскрыты также многочисленными скважинами. Южная граница данной территории совпадает в современной структуре с надвиговыми зонами, обрамляющими копетдагский и большебалханский надтипы, западная – условно соответствует восточному берегу Каспия. Северная граница вновь тектоническая, отвечает субширотной зоне крупных разломов, проходящей вдоль северных склонов Горного Мангышлака до Южного Приаралья. На востоке и юго-востоке туранский надтип продолжается за пределами рассматриваемой территории в Таджикистан и Северный Афганистан, или ограничен выходами складчатого палеозоя Кызылкумов и Гиссарского хребта.

Туранский надтип разреза объединяет площади развития мальмского и неокомского формационных комплексов, образованных толщами, которые накапливались в условиях платформенного режима и слагали сопряженные структурные ярусы чехла Туранской плиты, повсеместно разделенные поверхностью несогласия. Последнее выражено стратиграфическим перерывом разной продолжительности, подчеркивается небольшой разницей в углах залегания пород. Соответственно полнота туранского надтипа разреза существенно различается в разных участках его распространения. Отложения представлены осадками разнообразного генезиса. Мальмский комплекс характеризуется преобладанием морских и лагунных образований, неокомский – наиболее широким распространением континентальных осадков и подчиненным значением лагунных и морских.

Туранский надтип отчетливо разделяется на кубадаг-гиссарский, каракумский и мангышлакский типы разрезов (см. рис.1).

Кубадаг – Гиссарский тип разреза

Данный тип разреза для рассматриваемого стратиграфического интервала был впервые выделен В.А.Прозоровским с сбавт. как область развития краевых впадин Туранской платформы [55]. Он

имеет относительно полный разрез, слои которого обладают большими мощностями, сопоставимыми с мощностями разреза копетдагского и большебалханского надтипов. Разрез представлен закономерным чередованием морской, эвапоритовой и красноцветно-континентальной формаций, доля последней существенно возрастает к востоку. Несогласие между мальмским и неокомским формационными комплексами выражено более или менее крупным перерывом в осадконакоплении.

Кубадаг-Гиссарский тип разреза распространен в пределах субширотной полосы разной ширины, протягивающейся от восточного берега Каспия до южного склона Гиссарского хребта и горных сооружений Западного Таджикистана. Южная граница совпадает с границей туранского надтипа разреза, северная представляет собой довольно широкую полосу относительно постепенных замещений отложений кубадаг-гиссарского типа образованиями каракумского типа разреза, располагающегося севернее, или совпадает с подножиями склонов возвышенностей (на поверхности или погребенных), которые сложены складчатым палеозоем (Красноводское плато, Гиссарский хребет и др.). Ширина зоны перехода определялась размерами участков относительно стабильной области развития каракумского типа разреза, неоднократно перекрываемых трансгрессиями морских вод с юга. Поэтому северная периферия распространения кубадаг-гиссарского разреза характеризуется меньшей полнотой отложений, что объясняется присутствием здесь лишь образований трансгрессивных элементов колебательных циклов формирования последовательности пород.

В структурно-геоморфологическом отношении зона кубадаг-гиссарского типа разреза представляет собой систему более или менее изолированных широтно вытянутых и изометричных, разделенных поднятиями впадин, каждая из которых или их сочетание объединяются общим обликом слагающих пород, несколько отличающихся от соседних. Данное обстоятельство обусловило деление кубадаг-гиссарского типа разреза на ряд подтипов (см. рис.1).

Кубадагский подтип разреза распространен в пределах одноименного хребта, в пустыне Чильмамедкум, на юге Туаркюрского района и на территории Предкопетдагского прогиба, к западу от г.Кизил-Арват. Он характеризуется чередованием морских и лагун-

ных — эвапоритовых — отложений с преобладанием первых в нижней и верхней частях. Облик органических остатков, приуроченных главным образом к морским прослоям, типично средиземный, в котором существенную роль играют представители эндемичной фауны, свойственные и для большебалханского надтипа. На площади развития данного подтипа полнота слагающего его разреза неодинаковая в связи с существованием нескольких полуизолированных впадин, разделенных выступами герцинского фундамента. В пределах последних, а также на севере (Юг Туаркырского района, современный южный склон Каракумского свода) отсутствуют или нижние части кубадагского подтипа разреза или смежные ярусы юрской и меловой систем (кимеридж — валанжин), на время формирования которых приходится стратиграфический перерыв, разделяющий мальмский и неокомский формационные комплексы. Своеобразие данного надтипа заключается также в сочетании в колонке местных стратонев и подразделений, развитых главным образом за пределами распространения кубадагского подтипа (рис. 9, 10).

Отложения кубадагского подтипа обнажаются на северном склоне хребта Кубадаг, в тектонических окнах Отгланлинской гряды, на юге Туаркырского района, в возвышенностях Кельдже и Бейнеу и вскрыты скважинами 153 (Кашоба), 1 (Черкизли), 1 (Эгрибогаз), 1 (Эсенкуи).

Мальмский формационный комплекс начинается к а и ф а т и н с к о й с в и т о й [29, 95], трансгрессивно перекрывающей порфириды палеозоя или терригенные морские и континентальные породы средней юры — келловея (?) [112]. Она сложена на западе Кубадага и в Предкопетдагском прогибе серыми известняками с кремневыми стяжениями (мощность 53 м), на мысе Кубасенгир свита представлена малиново-серыми аркозовыми песчаниками с линзами конгломератов (58 м). Мощность свиты в целом изменяется от 80 до 53 м. Она соответствует, вероятно, среднему и верхнему келловею и частично оксфордскому ярусу.

К у б а с е н г и р с к а я с в и т а [95] согласно сменяет каифатинскую или непосредственно залегает на палеозойских гранитах. Представлена она слоистыми известняками, доломитами и мергелями пестрой окраски. Мощность — 140—100 м. Свита сопоставляется со средним, частично верхним (?) оксфордом. С о й-

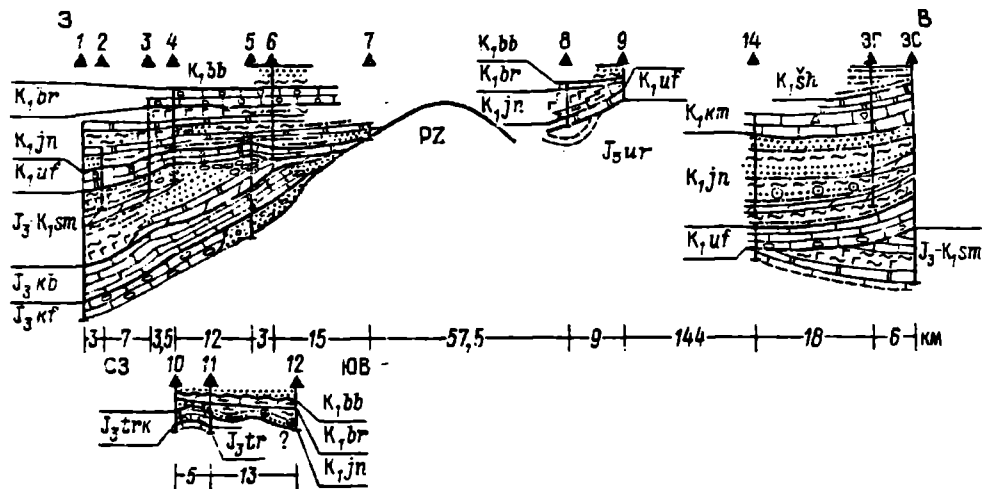


Рис.9. Схематические профили через кубадагский подтип разреза.

Разрезы: 1 - бухта Соймонова, 2 - Кокжол, 3 - Уфра, 4 - Гоша, 5 - Кайто, 6 - Янгалжа, 7 - о-в Дагада, 8 - западный Карайман, 9 - Утулуджа, 10 - Кельдже, 11 - западный Бейнеу, 12 - восточный Бейнеу. Скважины: 14 - Чокрак, ЭГ - Эгрибогаз, ЭС - Эсенкуа. Условные обозначения см. на рис. 4.

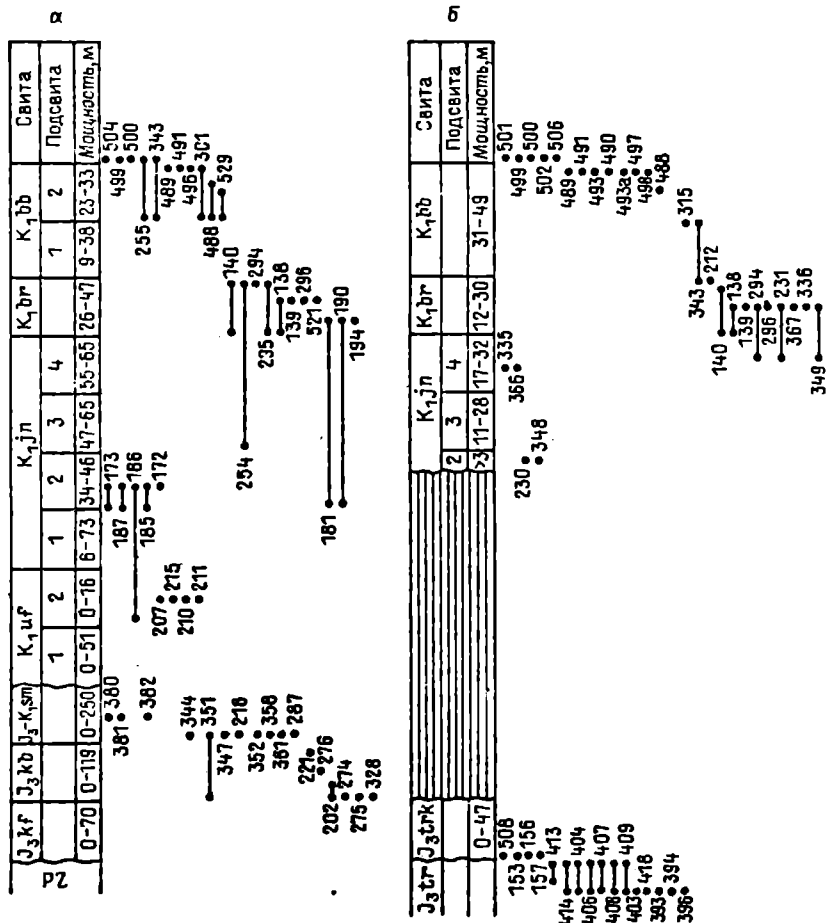


Рис.10. Распределение основных органических остатков в породах кубадагского подтипа разреза.

а - хребет Кубадаг, б - Юг Туаркырского района.

моновская свита [95] согласно перекрывает кубасенгирскую. Образована красноцветными, реже зелеными линзовидно переслаивающимися алевролитами, глинами, песчаниками, гипсами, мергелями, доломитами, конгломератами. Восточнее в нижней части разреза преобладают глинисто-карбонатные породы, вверху - гравелиты и конгломераты. Мощность свиты составляет - 250-140 м. На основании корреляции с Большим Балханом отнесена к верхнему оксфорду - берриасу.

Неокомский формационный комплекс трансгрессивно перекрывает мальмский или более древние образования. Он начинается у фринской свитой [159], распространенной в Кубадаге, западной части Предкопетдагского прогиба и в тектонических окнах на западе Огланлинской гряды. Это серые доломиты обычно внизу и светлые органогенные известняки вверху. В Кубадаге уфринская свита делится на 2 подсвиты. Мощность ее - 72-32 м. Свита относится к верхней части берриаса и валанжинскому ярусу. Выше согласно залегают янгаджинская и борджоклинская свиты (см. выше).

Среднемеловой формационный комплекс начинается шибалханской свитой, также рассмотренной ранее.

В Казанджикской депрессии борджоклинская свита замещается кумдагской свитой (темно-серые известняки мощностью 153 м). Выше согласно залегает шихская свита [195] - переслаивание сероцветных алевролитов, глин и песчаников с линзами устричников. Мощность ее колеблется от 159 до 72 м. По положению в разрезе шихская свита охватывает пограничные части барремского и аптского ярусов.

Южнокаракумский подтип разреза распространен на площади Низменных Каракумов между Модар-Ербентским разломом на севере и передовыми цепями Копетдага на юге (рис.11). Западной границей его являются линия скв.4С (Кизыл-Арват) - скв.1 (Сансыз), восточной - линия, соединяющая железнодорожную станцию Душак и скв.3 (Караджаулак) и далее на север. Сохраняя основные закономерности кубадаг-гиссарского типа разреза, южнокаракумский подтип характеризуется максимальной ролью морских отложений среди всех подтипов туранского типа разреза. Определенная специфика

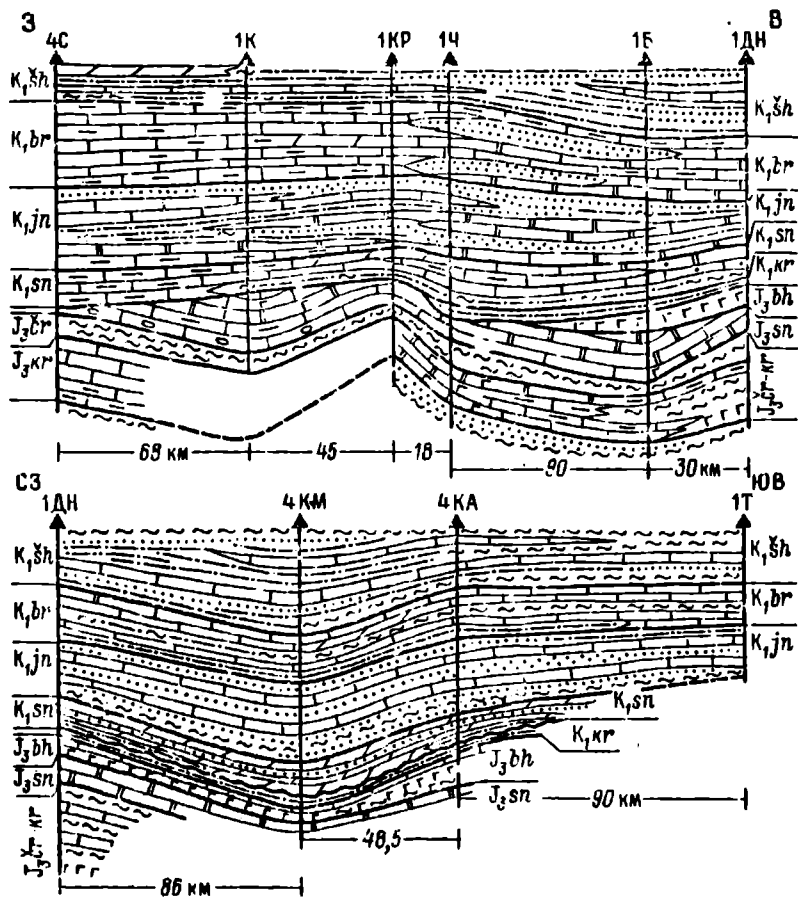


Рис.11. Схематические профили через южнокаракумский подтип разреза.

Скважины: 4С - Кизил-Арватская, 1К - Казынская, 1КР - Караманская, 1Ч - Чирлинская, 1Б - Бахардокская, 1ДН - Ланглинская, 4КМ - Кумбетская, 4КА - Караджаульская, 1Т - Теджонская.
Условные обозначения см. на рис. 4.

также заключается в почти полном отсутствии палеонтологического материала, что сильно затрудняет уверенную датировку составляющих толщ (рис.12).

Мальмский формационный комплекс согласно или с перерывом перекрывает верхнедоггерский. Он начинается карамаинской свитой [35], образованной карбонатными породами с прослоями глин, ангидритов и гипсов. Мощность свиты - 193-95 м. Условно она относится нами к верхней части келловейского - нижней части оксфордского ярусов. Согласно на карамаинской или на более древних отложениях залегает чирлинская свита [35], сложенная глинами и глинистыми алевролитами с редкими линзами известняков. Мощность ее колеблется от 64 до 28 м. Возраст свиты принимается нами не древнее оксфорда. Саянсызская свита [35] согласно перекрывает чирлинскую и сложена преимущественно карбонатными породами. Мощность составляет 110-98 м. Она условно отнесена к оксфорду. Бахардокская свита [35] представлена в основном ангидритами с прослоями глинистых известняков, доломитов, пестроцветных алевролитов и песчаников. Мощность свиты изменяется в пределах 71 - 45 м. Условно она отнесена к оксфорд-титонским отложениям. Согласно на бахар-

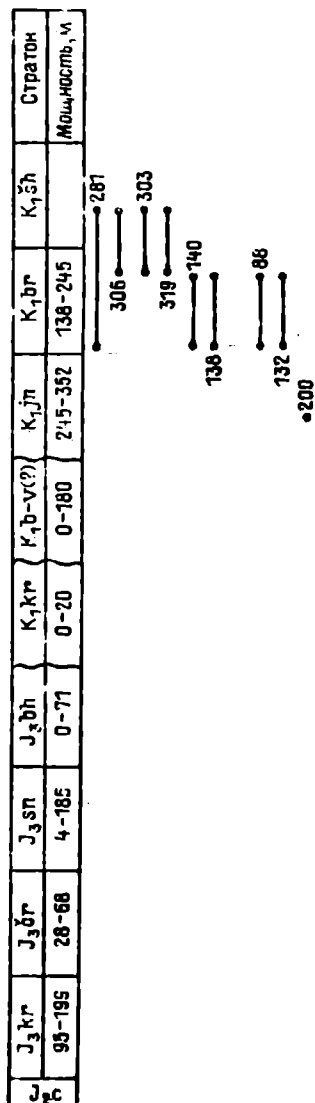


Рис.12. Распределение основных органических остатков в породах южнокаракумского подтипа разреза.

докской свите в юго-восточных скважинах залегают красноцветные песчаники и алевролиты мощностью до 20 м. Вероятно, их можно считать нерасчлененными отложениями титона - берриаса.

Неокомский формационный комплекс залегает повсюду резко несогласно на более древних образованиях. Он начинается ч е л п е к с к о й с в и т о й [195], имеющей двучленное строение: внизу - глины с прослоями алевролитов, сверху - плотные известняки с прослоями глин. Мощность свиты - 140 - 30 м. Вероятно, может быть отнесена к верхней части берриасского и валанджинскому ярусам. В скв.1 Бахардок верхняя часть ее, возможно, уже готеривская. Выше согласно залегает вначале я н г а д ж и н с к а я , а на ней б о р д ж о к л и н с к а я с в и т а (см. выше).

Среднемеловой формационный комплекс, несогласно перекрывая неокомский, начинается ш и и х с к о й с в и т о й [195]. Это чередование зеленовато-серых песчаников, алевролитов и глин с прослоями конгломератов, в средней части - пачка органогенно-обломочных и оолитовых известняков. Мощность шиихской свиты составляет 260 - 154 м. Может быть отнесена к верхней части барремского к нижней части аптского ярусов.

Востококопетдагский подтип разреза распространен на площади самой восточной части Советского Копетдага и в Горном Бадхызе. Особенности его строения известны нам лишь по обнажениям в бортах ущелья Келятачай и Горного Бадхыза (самая верхняя часть), а также по глубокой скв.11 (рис.13). Подтип характеризуется чередованием морских и лагунных отложений, многочисленными перерывами в осадконакоплении и мощностями подразделений, обычными для кубадаг-гиссарского типа разреза.

До последнего времени все исследователи геологии Туркмении считали Восточный Копетдаг частью Копетдагского бассейна осадконакопления, хотя и отмечали его специфику. Такое положение нашло отражение в распространении на его подразделения названий копетдагских стратонов [10, 122]. Изучение разрезов и литературных данных привело нас к выводу о принципиальных различиях этого подтипа разреза с копетдагским надтипом [164]. В то же время было установлено большое сходство строения рассматриваемых отложений с соответствующими толщами кубадаг-гиссар-

ского типа разреза, куда мы его и включаем в качестве самостоятельного подтипа. Правильность такого отнесения подтверждается типично платформенным обликом разреза Восточного Копетдага.

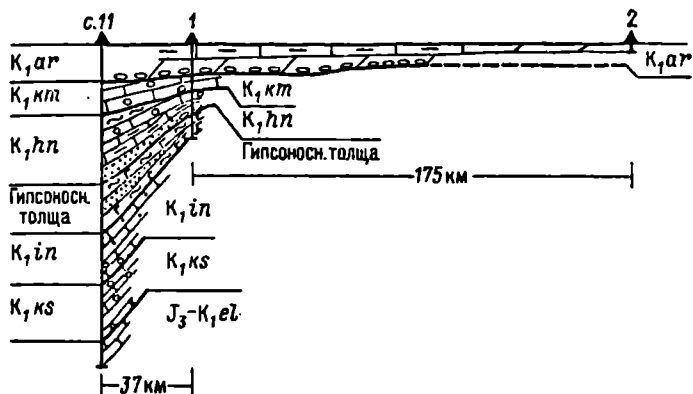


Рис.13. Схематический профиль через восточнокопетдагский подтип разреза.

Разрезы: 1 - Келятачай, 2 - Горный Бадхыз. Скважина 11 - Арчиньян. Условные обозначения см. на рис.4.

Мальмский формационный комплекс представлен лишь "елльдеринской свитой"* верхняя часть которой вскрыта скв.11. Она образована известняками (170 м), аналогичными по составу прослоям среди доломитов нижней части свиты копетдагского надтипа разреза. По литологическому сходству и положению в разрезе она отнесена к нерасчлененным кимеридж-берриасским отложениям.

Неокомский формационный комплекс представлен полностью. Он начинается "коуской свитой", трансгрессивно перекрывающей елльдеринскую. Она сложена песчаниками, сменяемыми известняками. Мощность 140 м. По положению в разрезе свита относится к валанжяну.

* В предлагаемой работе в основном сохранены традиционные названия свит, однако их своеобразие требует в дальнейшем переименования литостратонов.

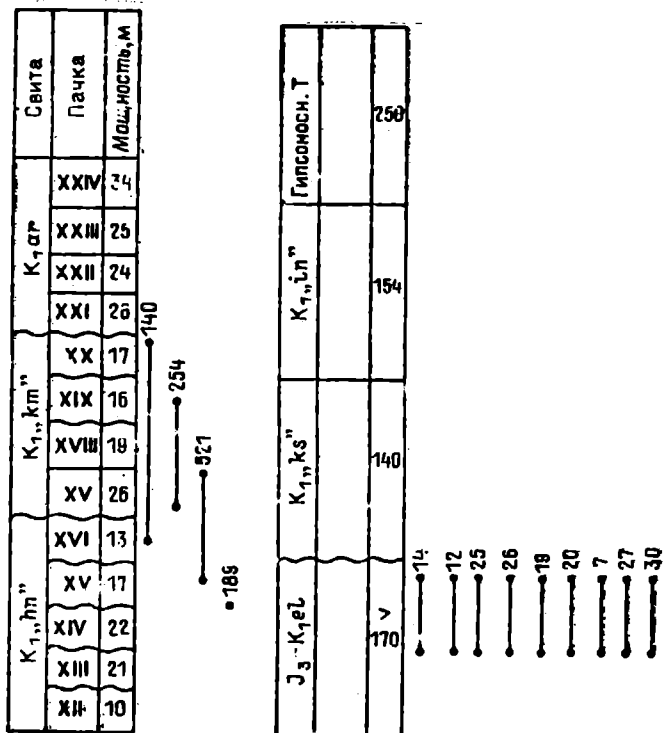


Рис.14. Распределение основных органических остатков в породах восточнокопетлягского подтипа разреза.

"Инджеровская свита" согласно сменяет "коуску" и сложена различными известняками. Ее мощность достигает 154 м. По положению в разрезе - валанжин. Гипсоносная толща [3] представляет собой переслаивание гипсов, доломитов с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников. Мощность этой толщи составляет 250 - 85 м. Корреляция с кубадагским подтипом разреза обусловила отнесение толщи к готеривскому ярусу. "Ханкеризская свита" согласно или с перерывом залегает на гипсоносной толще. Образована она сложным чередованием пелочано-глинистых и карбонатных пород. Характерны многочисленные перерывы в осадконакоплении. Мощность

свиты колеблется от 300 до 83 м. По распространению типичных биофоссилий (рис.14) она относится к верхней части готерива и нижней части баррема. Кумдагская свита достаточно типична (см. выше). Мощность ее равна 80 м. Здесь она уверенно относится к барремскому ярусу. Завершает неокомский формационный комплекс а р в а з с к а я с в и т а, рассмотренная выше, над которой залегает средне меловой формационный комплекс.

Мургабский подтип разреза распространен на площади Амударьинской синеклизы (см.рис.1). Границы подтипа представляют собой более или менее широкие зоны постепенного фациального замещения пород. Особенности строения мургабского подтипа заключаются в специфике облика мальмского формационного комплекса, обладающего большими мощностями разреза и содержащего мощные пачки каменной и калийных солей в составе гаурдакской свиты. Неокомский комплекс близок к характерному для кянокаракумского подтипа, отличаясь от последнего более широким распространением лагунных и континентальных красноцветных отложений. Для всего разреза чрезвычайно типично отчетливое скольжение фаций во времени, с постоянным нарастанием роли пестроцветных и красноцветных отложений к востоку (рис.15).

Мальмский формационный комплекс обычно согласно сменяет терригенно-карбонатную байсунскую свиту, а на юге резко несогласно залегает на триасе или пермо-триасе (?). Он начинается к у г и т а н с к о й с в и т о й или серией [107], представляющей собой мощную толщу слоистых известняков, реже мергелей и доломитов с отдельными прослоями глин и алевролитов. Наблюдается закономерная цикличность смены пачек глинистых и чистых карбонатов [26, 88]. В верхней части свиты до периферии Амударьинской синеклизы развиты кораллово-водорослевые и водорослевые рифовые массивы. Свита в целом делится на пачки (?), или циклы. Мощность ее составляет 417 - 32 м. Стратиграфический объем наиболее полных разрезов по корреляции с прилегающими районами и палеонтологическим данным (рис. 16) соответствует верхней части келловоя - низам кимериджа. В пределах данного интервала объем свиты может меняться.

Г а у р д а к с к а я с в и т а [130], или серия, залегает на кугитанской согласно, за исключением участков развития рифов, где между ними отмечаются перерывы. Свита представ-

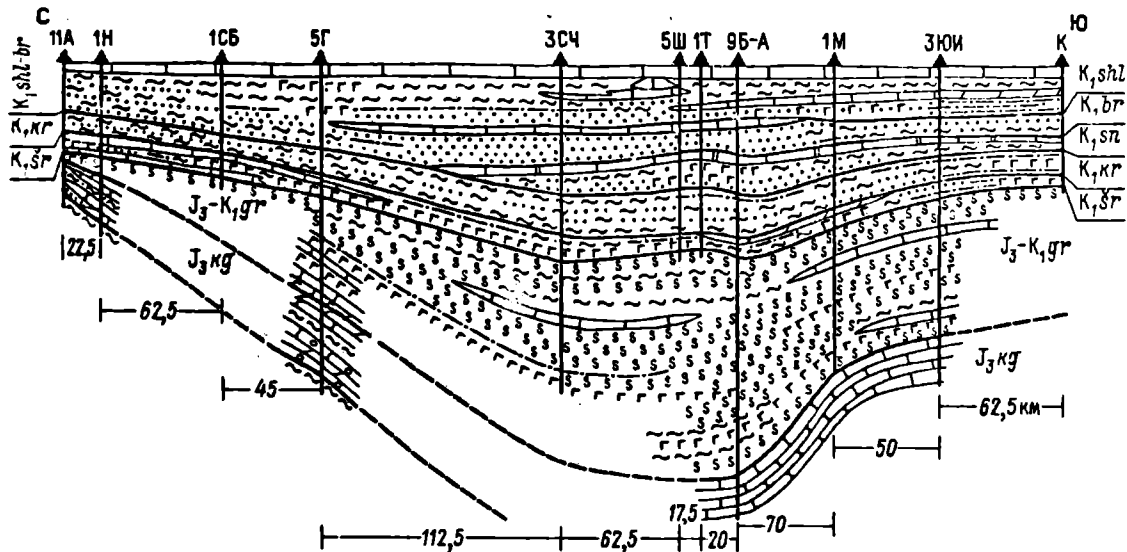


Рис.15. Схематический профиль через мургабский подтип разреза.

Скважины: 11А - Ачак, 1Н - Наип, 1СБ - Северная Балкуи, 5Г - Гагаринская, 3СЧ - Северная Чешме, 5Ш - Шарапли, 1Т - Тархан, 9Б-А - Байрамали, 1М - Майская, 3ЮИ - Южная Илотань, К - Каракель. Условные обозначения см. на рис.4.

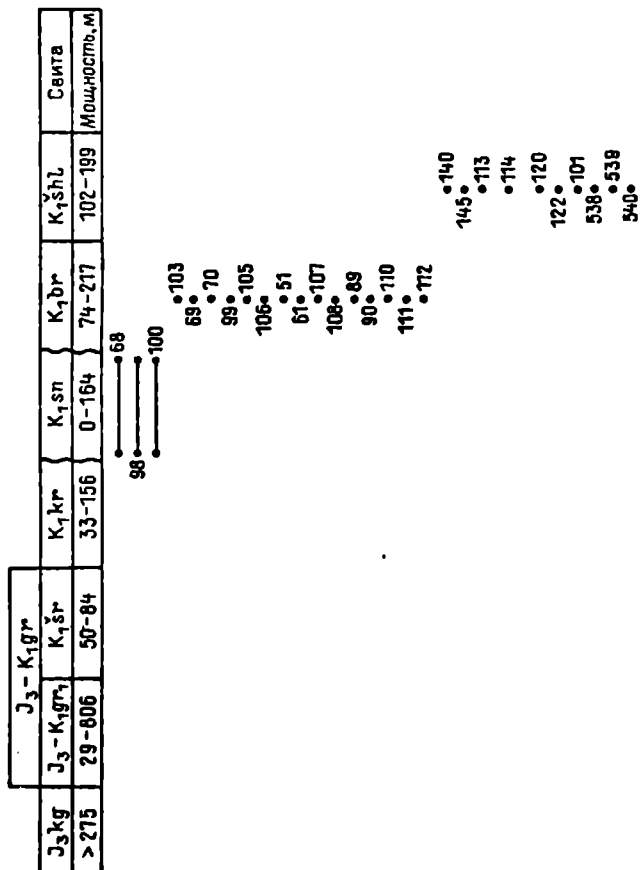


Рис.16. Распределение основных органических остатков в породах мургабского подтипа разреза.

лет собой сложное сочетание эвапоритов с преобладанием в средней части каменной и калийных солей, внизу и вверху гипс-ангидритов. Подошва нижних гипс-ангидритов принимается за основание свиты. В разрезе встречаются отдельные прослои карбонатов, глины и алевролитов. Свита делится на 5 подсвит. Мощность ее - 1000 - 100 м. По корреляции с другими районами гаурдак-

ская свита может охватывать верхнюю часть оксфорда, кимериджский, титонский ярусы и часть берриаса.

К а р а б и л ь с к а я с в и т а [202] согласно перекрывает гаурдакскую. Образована она сложным чередованием разноцветных алевролитов, глин, песчаников (некоторые исследователи предлагают разделять на 2 самостоятельные свиты [30]). В верхней части отмечаются линзы катунных конгломератов. Вверх по разрезу и на северо-восток площади развития данного подтипа разреза наблюдается общее погрубение материала. Мощность свиты колеблется от 188 до 50 м, полностью срезается на северной, западной и южной перифериях Амударьинской синеклизы. Стратиграфический объем свиты принимается нами как берриас - валанжин, который может меняться по площади, расширяясь к востоку.

Неокомский формационный комплекс залегает резко несогласно на мальмском, перекрывая с отчетливым разрывом карабильскую свиту [13] и более древние породы юры и триаса [74]. В отличие от явно регрессивного мальмского формационного комплекса, неокомский является типично трансгрессивным, начинающимся в осевой зоне бассейна наиболее древними слоями, а по окраинам - все более молодыми.

В основании комплекса располагается с а н д ы к а ч и н с к а я с в и т а [129], представленная глинисто-карбонатной толщей серой и красно-бурой окраски. Встречаются прослои и линзы известняков, доломитов и ангидритов, особенно в верхней части. Свита делится на 3 части. Мощность ее сильно меняется и достигает максимального значения 170 м. Возраст данной свиты дискуссионен, устанавливается лишь по корреляции со смежными районами. Скорее всего она соответствует валанжину - низам готерива с возможным омоложением к востоку. Б а й р а м а л и й с к а я с в и т а [129] залегает на сандыкачинской с разрывом. Образована она сменяющими друг друга, иногда с локальными разрывами, фашиями: 1) кирпично-красными с зелеными пятнами песчаниками, алевролитами и глинами с включениями ангидритов, 2) красно-бурыми слабосцементированными кварцевыми песчаниками - ш а т ы к с к и й п р о м с л о в н ы й г о р я з о н т [186]. Первая фашия преобладает на севере, вторая - на юге. Мощность свиты колеблется от 200 до 60 м. По возрасту она относится к готериву.

Выше согласно или с локальными перерывами располагается шехитлинская свита [129] -- пестроцветные карбонатно-глинистые отложения. Она делится на 2 части. Нижняя, преимущественно глинистые красноцветные образования, преобладает на востоке. Верхняя, в основном карбонатная, господствует на западе. Граница между частями скользящая. Мощность свиты -- 200 -- 60 м. Она охватывает верхи готеривского (?), барремский и низы аптского (?) ярусов.

Завершая рассмотрение мургабского подтипа разреза, хотелось бы подчеркнуть следующее: при четком расчленении пород по вертикали на однозначно понимаемые свиты проблема определения их стратиграфических объемов пока не решена. Можно лишь более или менее уверенно обозначить общий интервал шкалы данного подтипа разреза. Внизу -- это уровень распространения заведомо нижне-оксфордских кардиоцерасов (данные Г.Г. Мирзоева), сверху -- положение приближенно определенного туркменицераса [195]. Внутри данного интервала даже приблизительно установить соответствие толщ конкретным ярусам (подъярусам) удается с трудом [18], за исключением лишь барремского яруса, которому примерно отвечает шехитлинская свита [12, 195].

Карабиль-Бадхызский подтип разреза расположен на самом юге Туркмении, в междуречье Теджен и Мургаб. Он охватывает площадь современной структуры -- Карабиль-Бадхызской ступени, северный склон которой совпадает с субширотной зоной разлома, проходящей по южному борту Северо-Карабильского прогиба. Западная граница подтипа проводится по крутому надвигу, ограничивающему с востока хребты Горного Бадхыза. На юг и восток данный подтип продолжается на территории Афганистана.

Карабиль-Бадхызский подтип характеризуется малыми мощностями интересующих нас отложений. Породы сформированы в крайне мелководных условиях побережья, причем для разреза типично выпадение ряда стратонтов или их частей, особенно в южном направлении. Верхнеюрские и нижнемеловые образования разделяются на те же литостратоны, что и в мургабском подтипе [129]. Мальынский формационный комплекс образован кугитангской свитой, залегающей резко трансгрессивно на триасе [74], средней [11] и, возможно, нижней частях верхней кры [67]. Свита сло-

жена известняками различного генезиса с прослоями доломитизированных разностей, реже глин и песчаников. Мощность ее меняется от 320 м до полного выклинивания на площадях Гельчешме и Кагазлы. Преобладание первично кальцитовых пород, типичных для наиболее трансгрессивных слоев кугитангской серии, позволяет отнести данную толщу к нижней части окофордского яруса.

Неокомский формационный комплекс начинается с а н д ы - к а ч и н с к о й с в и т о й, перекрывающей все подстилающие породы до триасовых включительно. Она сохраняет присущие ей особенности мургабского подтипа разреза. Лишь на площади Кагазлы свита отличается преобладанием гипсов в средней и известняков в верхних частях. Мощность сандыкачинской свиты - 150 - 0 м. Она может быть сопоставлена с нерасчлененными отложениями валанжин-готерива с возможным омоложением к востоку.

Б а й р а м а л и й с к а я с в и т а согласно сменяет сандыкачинскую или трансгрессивно более древние образования. Двухчленность разреза свойственна северо-западным территориям, южнее увеличивается роль глин, а в карбонатных прослоях появляются ангидритовые включения. Мощность свиты колеблется от 70 до 40 м, иногда увеличивается до 110 или сокращается до 20 и даже 0 м. Сопоставляется она с нижней частью барремского яруса. Ш е х и т л я н с к а я с в и т а выделяется на западе, а на востоке замещается байрамалийской. Она залегает согласно на последней или трансгрессивно на более древних стратонах (рис. 17). Образована чередованием серых и красных известняков и мергелей, встречаются прослой глин, песчаников, линзы гипсов. Мощность свиты изменяется от 135 до 70 м. Остатки орбиталин и ostracod (рис.18) и сходство с разрезом свиты мургабского подтипа позволяют относить ее к верхней части баррема и нижней части апта.

К гаурлак-кугитангскому подтипу разреза относятся отложения верхней кры и нижнего мела, представленные чередованием мощных толщ морского, лагунного и континентального генезиса. Они отличаются сравнительной полнотой колонки, значительными мощностями пород и чрезвычайно пестрой фациальной изменчивостью состава (рис.19). Мальмский формационный комплекс выражен постепенными замещениями морской-карбонатной, эвапоритовой и

континентальной-красноцветной формациями, неокомский - пестроцветными-лагунными, в нижней и верхней частях его, и континентальной-красноцветной в середине. Между этими комплексами повсеместно распространена поверхность несогласия. От мургабско-

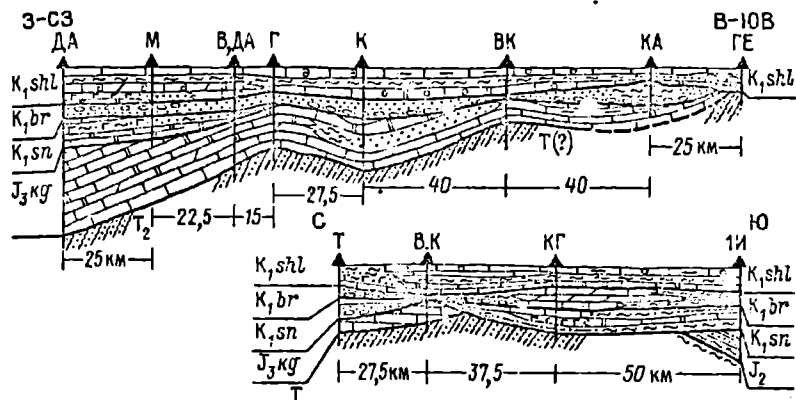


Рис.17. Схематические профили через карабиль-бадхызский подтип разреза.

Сивехины газведочных площадей: ДА - Давлетабад, М - Мургаб, В.ДА - Восточный Давлетабад, Г - Гумбезли, В.К - Восточный Курукбейли, КА - Карабиль, ГЕ - Гельчешме, Т - Ташкепри, КГ - Кагазлы, ИИ - Ислам. Условные обозначения см. на рис.4.

го гаурлак-кугитангский подтип отличается значительно большей ролью красноцветов в верхнем формационном комплексе, меньшей долей морских образований и более отчетливой (лучше изученной?) фациальной изменчивостью пород.

Рассматриваемый подтип разреза охватывает территорию, занимаемую юго-западными и западными отрогами Гиссарского хребта, и прилегающими равнинными площадями, расположенными восточнее р.Амударья и западнее р.Туполанг-Дарья (см. рис.1).

Мальмский формационный комплекс согласно перекрывает байсунскую свиту. Он начинается к у г и т а н г с к о й с в и т о й [92] или серией, образованной мощной толщей сложно переслаивающихся карбонатных отложений различного строения и генезиса. Распределение различных типов пород и ориктоценозов отражает последовательность и амплитуду трансгрессивных и регрес-

сивных тенденций позднюрского бассейна [25, 86]. Эти тенденции запечатлены в "синхронных пачках" (№ 3 - 21), соответствующих местным трансгрессивно-регрессивным циклам в отдельные этапы своего развития [88]. Так, кугитангская свита делится Б.Д. Ильиным с соавт. на части, примерно отвечающие подъярусам МСШ.

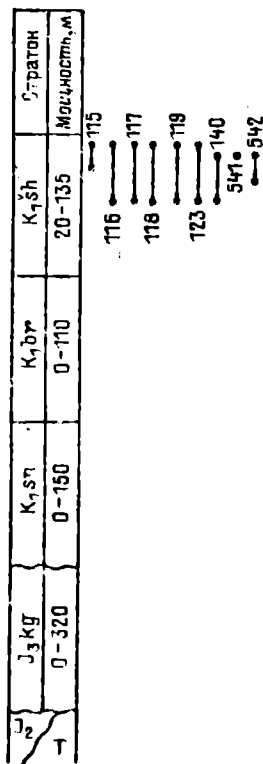
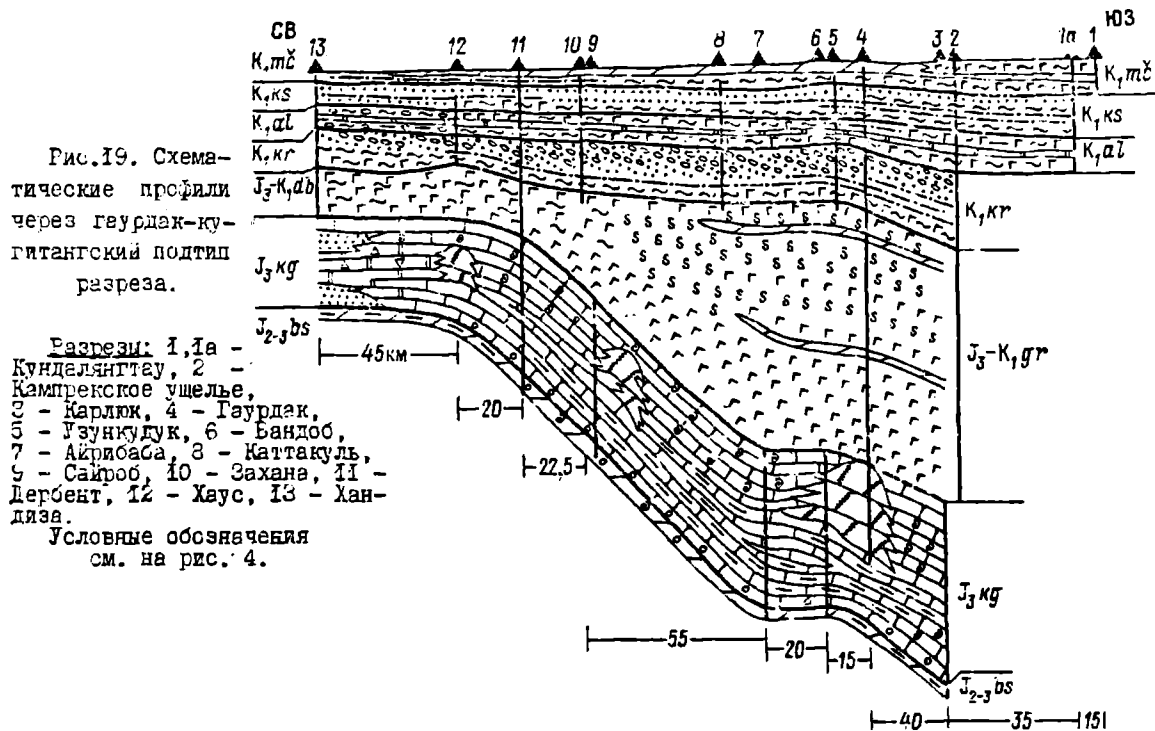


Рис.18. Распределение органических остатков в породах карабийль-бадхызского подтипа разреза.

Корреляция указанных циклов базируется на прослеживании маркирующих литологических или палеонтологических горизонтов. Основу строения свиты составляют протягивающиеся субмеридионально рифовые комплексы, формирующие 3 зоны, по которым они во времени смещаются с востока на запад [88]. В тыловой части среднеоксфордской Кугитанг-Денгизкульской зоны рифовых массивов разрез кугитангской свиты завершается пачкой черных или темно-серых алевролитов с прослоями аргиллитов, мергелей и известняков, частично замещающей и перекрывающей рифы. Она характеризуется высоким содержанием органического вещества и большой гамма-активностью.

В.В.Курбатов и Е.А.Репман [107] предложили выделить пачку черных алевролитов в тубегатангскую свиту мощностью до 15 м, а кугитангскую свиту перевести в ранг серии и расчленить ее на ряд самостоятельных свит. (Нами пока сохраняется прежняя трактовка, хотя предложение выше названных авторов, вероятно, логично). Мощность кугитангской свиты колеблется от 485 до 230 м. Общий максимальный стратиграфический объем ее: нижний келловей - нижний кимеридж, но сложные взаимоотношения с вышележащими толщами изменяют его в различных участках распространения свиты.



Кугитангская свита покрывается гаурдакской [130], которая преимущественно согласно залегает на ней, постепенно замещая известняки гипс-ангидритами. Лишь на рифах кугитангской свиты гаурдакская залегает с размывом [88]. Нижняя граница рассматриваемого подразделения проводится нами по подошве первого слоя эвапоритов. Свита представлена сложным сочетанием ангидритов, каменной и калийных солей с прослоями различных карбонатов и глин. Она делится на 5 подсвит (или самостоятельных свит, отдельные из которых расчленяются на горизонты или циклы), образующих гаурдакскую серию [28, 51, 143 и др.]. Мощность свиты - 1225 - 80 м.

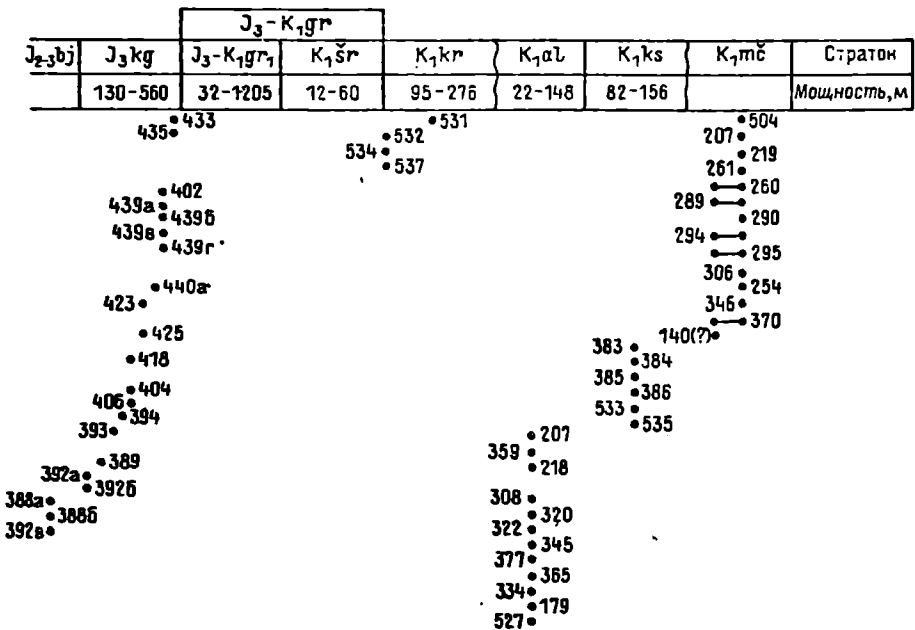
Восточнее и севернее гаурдакская свита замещается дибадомской [107]*. Она сложена ангидритами с прослоями известняков в нижней и красных глин и желтых мергелей в средней частях. Мощность составляет 150 - 120 м. Стратиграфическое положение эвапоритовой формации (гаурдакской и дибадомской свит) остается дискуссионным [17, 21, 22, 67, 73, 124, 172, 180], а объем ее по площади существенно меняется в зависимости от продолжительности галогенеза.

Палеонтологические данные (рис.20) свидетельствуют о распространении в ней кимериджских и титонских остатков [67]. Соотношения с подстилающими отложениями показывают, что подошва формации меняет свое положение от верхней части среднего оксфорда до неопределенного уровня в кимеридже. Положение же кровли обосновывается корреляцией с более западными районами, в которых шараплинская свита скорее всего соответствует части берриасского яруса Горного Мангышлака. Следовательно, общий объем эвапоритовой формации - верхняя часть среднего оксфорда - берриас.

Карабильская свита [202] согласно залегает на эвапоритах, постепенно сменяя гаурдакскую или дибадомскую свиты. Она образована сложным циклическим чередованием глин, алевролитов, песчаников с прослоями катунных конгломератов преимущественно континентального генезиса. Породы группируются в ритмы 3 порядков [57] с общим огрублением материала вверх по разрезу (рис.21) и к северо-востоку. Характерна крупная косая

* Название впервые предложено Ю.Л.Вербой и В.А.Прозоровским в 1971 г.

Рис. 20. Распределение основных органических остатков в породах гурдэк-кулигантского подгипса разреза.



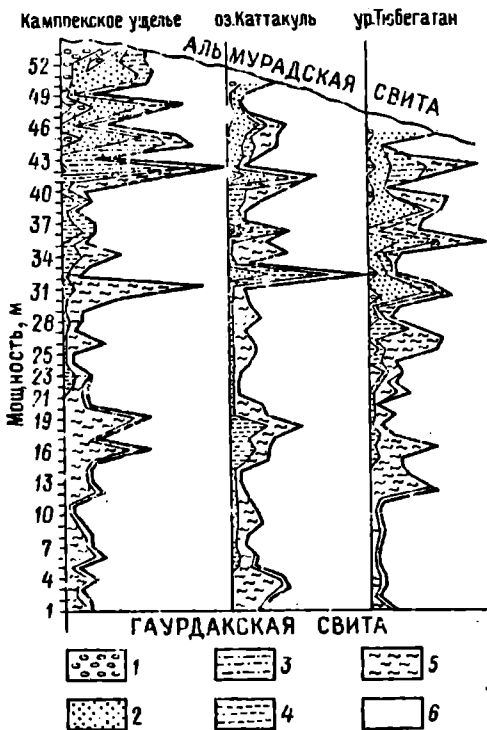


Рис. 21. Сопоставление ритмограмм разрезов карабильской свиты (составил Ю.Л.Верба).

1 - катунные конгломераты, 2 - песчаники, 3 - алевро-песчаники, 4 - алевролиты, 5 - глины и глинистые алевролиты, 6 - мергели.

с прослоями алевролитов, песчаников, доломитов, мергелей и гипсов.

Свита делится на 3 подсвиты. По данным В.И.Черченко с соавт. на юго-западе в верхнеальмурадской подсвите существует 10-метровый пласт калийных солей. Мощность вьмурадской свиты - 148 - 22 м. Стратиграфическое положение свиты спорно [24,

слабистость. Мощность свиты колеблется от 260 м до полного исчезновения на северо-западе. Представления о стратиграфическом положении карабильской свиты чрезвычайно неоднозначны [5, 26, 36, 44, 45, 172, 204]. Мы, коррелируя ее с нижней частью мелового разреза Горного Мангышлака, относим свиту к верхней части берриаса и валантинскому ярусу и считаем, что она может к востоку охватывать все более низкие части берриасского яруса.

Неокомский формационный комплекс резко трансгрессивно с географическим несогласием перекрывает мальмский*. Он начинается альмурадской свитой [202], представленной буро-красными глинами

* Ю.Н.Андреев [7, 21, 23] считает их взаимоотношение согласным.

66, 67, 114, 172]. Нами принимается соответствие его интервалу от верхней части валанжина до нижней части баррема (?).

Кызылташская свита [202], согласно залегающая выше, по своему облику очень близка карабийской. Это ритмичное чередование красноцветных глин, алевролитов, песчаников континентального происхождения. Мощность свиты составляет 160 - 65 м. Она, вероятно, относится к барремскому ярусу. Завершает рассматриваемый нами разрез окузбулакская свита [202], разделенная С.Н.Симаковым [180] на свиты "д" и "е". Х.Х.Микромаловым [2] на мачайскую, кундалянгтаускую (= свите "д") и дялимканскую свиты. Мачайская сложена красноцветными и зеленовато-голубыми глинами с прослоями гипсов. Она залегает на кызылташской с размывом (?). Мощность свиты - 25 - 20 м. Кундалянгтауская свита согласно сменяет мачайскую; образована она сложным чередованием зеленовато- и голубовато-серых глин, алевролитов и мергелей с прослоями детритовых известняков-ракушечников. Находки в известняках ракиных дегезитов (данные Т.Н.Богдановой) доказывают принадлежность свиты к нижней части апта, а подошва ее примерно соответствует границе барремского и аптского ярусов.

В заключение рассмотрения гаурдак-кугитангского подтипа разреза следует подчеркнуть стратиграфическую неопределенность положения толщ, начиная от гаурдакской и заканчивая мачайской свитами. Их стратиграфический объем определяется положением между кимериджским (или среднеоксфордским) уровнем внизу и зоной *D. tsarkuricus* аптского яруса вверху. Внутри этого мощного и сложного комплекса положение стратонов МСШ установить пока невозможно.

Южногиссарский подтип разреза охватывает территорию южного склона Гиссарского хребта и прилежащих к нему районов Афганско-Таджикского региона от долины р.Туполанг-Дарьи на западе до Душанбе на востоке (рис.22). От гаурдак-кугитангского подтипа, с которым он связан фациальными переходами, южногиссарский отличается рядом особенностей. Для него характерны: 1) относительная полнота разреза; 2) значительная пестрота фациального набора отложений с резким преобладанием пород континентального и лагунного генезиса, среди которых широко развиты

красноцветы. В карбонатах нижней части разреза практически отсутствуют рифовые фауны. Эвапориты лишены солей, а завершающие интервал красноцветы выражены преимущественно континентальными породами; 3) значительно меньшая общая мощность разреза и его составных частей; 4) гораздо более четкие поверхности перерывов; 5) значительно более бедные ориктоценозы стратонгов (рис. 23).

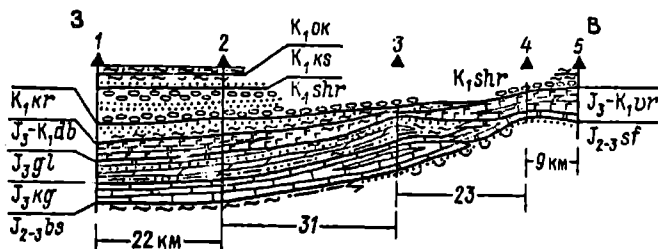


Рис. 22. Схематический профиль через южногиссарский подтип разреза.

Разрезы: 1 - Гулиоб, 2 - Шаргунь, 3 - Ширкент, 4 - Сангмилля, 5 - Лучоб. Условные обозначения см. на рис. 4.

Обычно мезозойские отложения южного склона Гиссара рассматривались совместно с отложениями, развитыми в его юго-западных отрогах, а господствующее раньше стремление к унификации представлений привело к распространению на всей площади единых стратиграфических подразделений. Вместе с тем почти каждый автор отмечал их специфику, отраженную в составе отложений. Лишь немногие предлагали выделение самостоятельных стратонгов. Представляется, что последний подход правильнее, так как делает стратиграфическую схему более конкретной.

Мальмский формационный комплекс согласно залегает на верхнедоггерском. Он начинается к у г и т а н г с к о й с в и т о й, которая образована переслаиванием темных яснослоистых известняков разнообразной структуры. Мощность свиты 128 - 93 м. Она относится к среднему и верхнекелловейскому подъярусам. Выше согласно залегает г у л и о б с к а я с в и т а [44]**.

* Стратон фигурировал под разными наименованиями [46, 99, 107]. По приоритету мы сохраняем его первоначальное название.

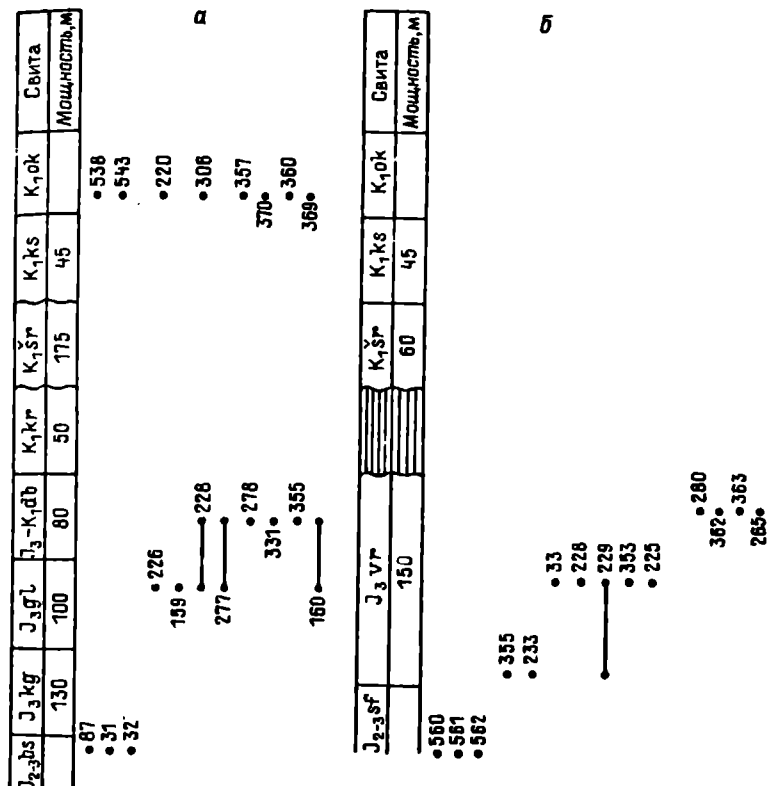


Рис. 23. Распределение основных органических остатков в породах южногиссарского подтипа разреза.

а - р-н Хандиза - Ширкент, б - бассейн р. Лучоб.

Она представлена чередованием пестроцветных алевролитов, глины, песчаников, мергелей, доломитов, реже известняков. В верхней части свиты на западе развиты слоистые темно-серые известняки и доломиты. Мощность свиты составляет 101 - 66 м. Несмотря на наличие частных расхождений в определении стратиграфического объема гулбоской свиты [16, 68, 119, 185, 211], большинство исследователей сходится на примерном соответствии его оксфордскому ярусу. Выше согласно располагается д и б а д о м с к а я

с в и т а, выраженная типично (см. выше), в ней лишь растет количество и мощность карбонатных прослоев. Мощность свиты составляет примерно 80 м. На основании корреляции с гаурдакской свитой ее можно считать нерасчлененными отложениями верхнего оксфорда, кимериджа, титона и нижней части берриаса. К востоку она, возможно, становится более древней.

В бассейне р. Каратаг кугитанская, гулиобская и длабадомская свиты замещаются в а р з о б с к о й [120], представляющей собой неравномерное чередование красноцветных доломитов, глинистых известняков, мергелей, глин с прослоями песчаников в нижней части и линзами гипсов в верхней. Мощность свиты - 150 - 120 м. Она согласно залегает на терригенной - красноцветной с у ф ф и н с к о й с в и т е [120], замещающей байсунскую. Варзобская свита охватывает стратиграфический интервал от среднего келловоя до низов берриаса. Завершает мальмский формационный комплекс сохранившаяся от размыва нижняя глинистая часть карабильской свиты (50 - 5 м), соответствующая, скорее всего, берриасу.

Неокомский формационный комплекс четко срезает подстилающие породы. Он начинается ш и р к е н т с к о й с в и т о й [205], образованной красноцветными полимиктовыми конгломератами и в средней части гравелитами. Мощность колеблется от 180 до 60 м. Это фациальный аналог карабильской, альмурадской и нижней части кизылташской свит. Возраст ее скорее всего валанжин - баррем с возможным омолаживанием к востоку. К и з ы л т а ш с к а я с в и т а несогласно залегает на ширкентской. В пределах южного склона Гиссара эта свита представлена лишь своей верхней песчаниковой частью мощностью около 50 м. Она, вероятно, соответствует верхней части барремского яруса. На кизылташской согласно залегает о к у з б у л а к с к а я с в и т а, начинающаяся маломощными (5 - 3 м) пестроцветными алевролитами и глинами - стратиграфическими аналогами кундалингтауской свиты, которые восточнее Душанбе замещаются континентальными красноцветами. Возраст свиты скорее всего низы аптского яруса.

Восточнее Душанбе практически все рассмотренные свиты выпадают из разреза и на палеозое располагаются стратиграфические аналоги окузбулакской свиты.

Особенностью стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений иконогиссарского подтипа разреза является неясность датировок слагающих их толщ, вызванная отсутствием необходимых доказательств сопоставления с МСШ.

Каракумский тип разреза

Каракумский тип разреза охватывает акваторию залива Кара-Богаз-Гол, Красноводское плато, Туаркырскую антиклиналь, Кара-шорскую впадину и Центрально-Каракумский свод. На западе он ограничен берегом Каспийского моря, а с других сторон – смежными типами разрезов (см. рис.1).

Для каракумского типа характерен сокращенный разрез. Ему присущи многочисленные перерывы и выпадение ряда стратиграфических интервалов, а также небольшие мощности образующих толщ. Четкие поверхности несогласий разделяют три формационных комплекса: 1) мальмский – образован морскими породами; 2) неокомский – сформирован континентальными и лагунными, в основном красноцветными отложениями; 3) среднемеловый – состоит из морских, глауконитоносных отложений. Последний относительно выдержан по стратиграфическому объему, средний и нижний сильно меняются из-за неравномерного среза той или иной части отложений перекрывающими формационными комплексами.

Значительные латеральные изменения всего разреза позволяют выделить в пределах распространения данного типа три подтипа.

Карабогазский подтип разреза распространен в акватории залива Кара-Богаз-Гол и прилежащих частях Красноводского плато (рис.24). Он характеризуется фрагментарным развитием отдельных частей неокомского и среднемелового формационных комплексов, залегающих на палеозойском фундаменте в отдельных участках, вскрытом бурением.

Рассматриваемые отложения наиболее полно представлены в скв. 153 Кошоба. Здесь они резко несогласно перекрывают кору выветривания, развитую на палеозойских гранитоидах. Начинается разрез к и з ы л к ы р с к о й с в и т о й [165], образованной сложным чередованием бурых и серых алевролитов, глин,

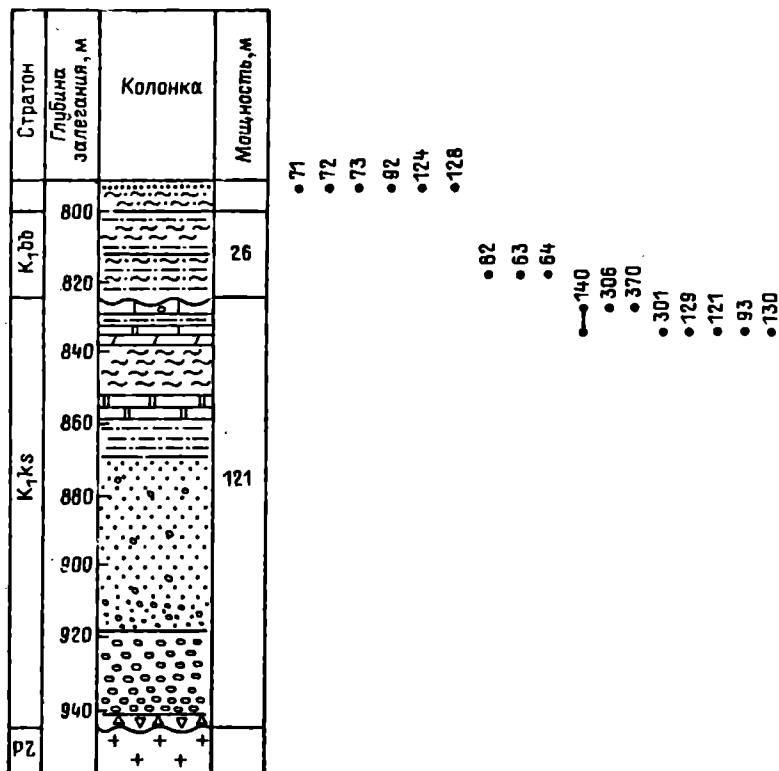


Рис.24. Распределение основных органических остатков в скважине 153 Кошоба. Условные обозначения см. на рис.4.

с прослоями мергелей, доломитов и известняков. В основании свиты лежит мощный базальный комплекс (78 м), состоящий из брекчий (внизу), образованных угловатыми обломками гранитоидов, которые сменяются кварцевыми гравелитами, а затем песчаниками с кварцевой галькой. Прослой карбонатов распространены в верхней 30-метровой части свиты, в пределах которой они чередуются с прослоями бурных и серых глин и алевролитов. Мощность кызылкирской свиты здесь 121 м. Она вскрывается также в скв.1 Кара-Богаз-Гол, где представлена 40-50-метровой толщей

переслаивающихся красноцветных песчаников и алевролитов, залегающей на коре выветривания пород фундамента. Стратиграфическое положение свиты понималось различно [16, 67, 106, 158]. Однако явно трансгрессивное залегание и палеонтологические особенности позволяют уверенно сопоставлять ее с одноименной свитой Туаркыра (верхняя часть готерива - нижняя часть баррема).

С резким литологическим контактом несогласно на кызылқырской расположена **б о л ь ш е б а л х а н с к а я с в и т а** [8] - сероцветные глауконитовые алевролиты и песчаники. Мощность ее составляет 40 - 20 м. Относится свита к верхней части барремского яруса. В скв.1 Кара-Богаз-Гол она замещается кызылқырской свитой [101]. Выше располагается аптский ярус.

Туарқырский подтип разреза распространен на площади Туарқырской антиклинали и Карашорской впадины. Он характеризуется сокращенным по мощности и стратиграфической полноте набором отложений, отчетливые несогласия в которых позволяют выделить четыре формационных комплекса (рис.25). Верхнедоггерский формационный комплекс завершается **т у э р с к о й с в и т о й** [35], с размывом перекрывающей среднюю юру [123]. Она сложена зеленовато-серыми глинами и алевролитами с линзами и прослоями светлых известняков, реже песчаников. В Туарқырской антиклинали для глин верхней части свиты характерна фиолетовая окраска. Мощность колеблется от 104 до 2,5 м. К.Аманниязов [15] обосновал выделение здесь подъярусов и зон келловейского яруса. Стратиграфический объем свиты соответствует нижнему (без нижней зоны [35]), среднему и частично верхнему подъярусам келловей (рис. 26).

Мальмский формационный комплекс начинается **т у а р к ы р с к о й с в и т о й** [35], которая согласно сменяет туэрскую, но ее подошва проходит на разных уровнях "фиолетового слоя" [108]. Это толща слоистых известняков с многочисленными стяжениями красных и коричневых кремней и отдельными линзами "железных шпал". Мощность ее - 40 - 0 м. Туарқырская свита относится к верхней части келловей, нижнему и низам среднего оксфорда.

Нсокомский формационный комплекс представлен **к ы з ы л к ы р с к о й с в и т о й** [165], резко несогласно залегаю-

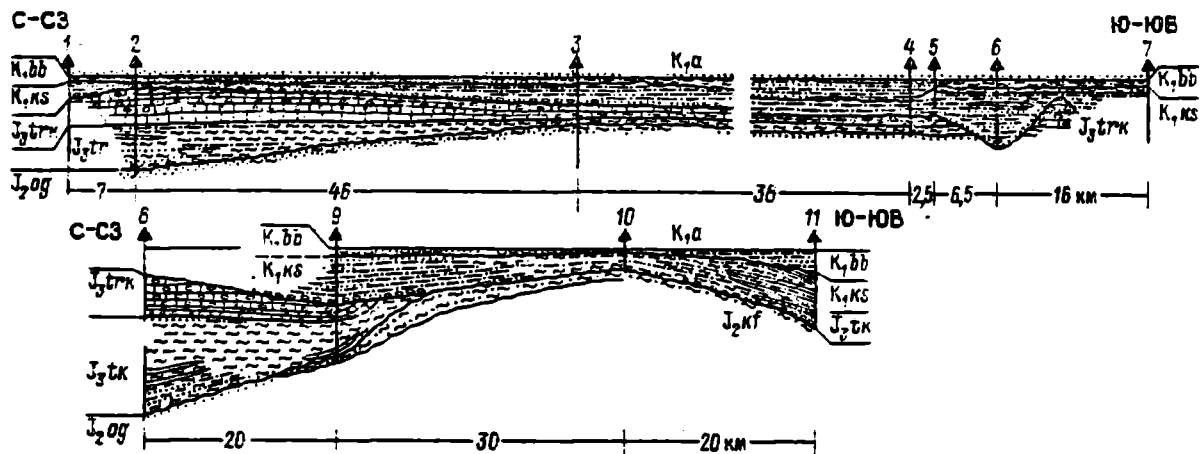


Рис.25. Схематические профили через туаркырский подтип разреза.

Разрезы: 1 - Бабаши, 2 - Кябигшем, 3 - Туар, 4 - Куралитобе, 5 - Яглы, 6 - Лаузан, 7 - Геокдере, 8 - Кафаклы, 9 - Доунгра, 10 - Салахонд, 11 - Кызылжыр. Условные обозначения см. на рис.4.

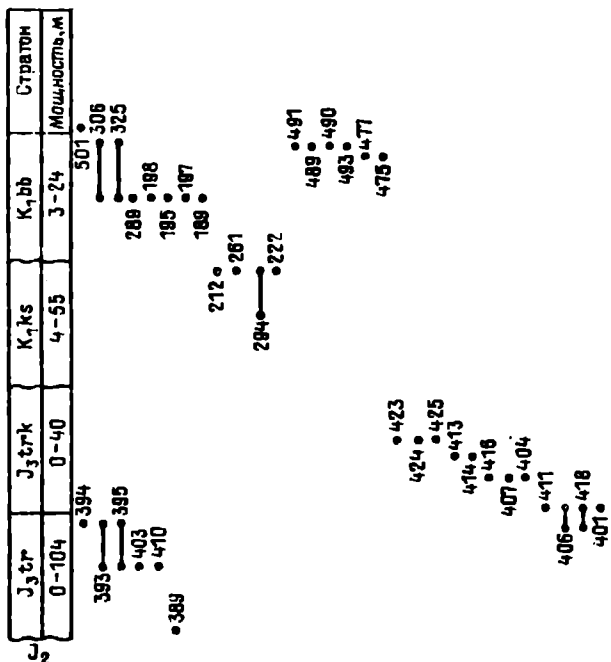


Рис.26. Распределение основных органических остатков в породах туаркирского подтипа разреза.

щей на подстилающих образованиях. Свита образована сложным чередованием преимущественно красноцветных алевролитов, глин, песчаников с линзами конгломератов в основании и прослоями мергелей, доломитов и ракушечников в верхней части на юге. Выделяются 3 типа разреза свиты [53]. Южный - 3-членный тип, в котором сероцветные образования разделяют красноцветные, расположенные в основании и в кровле свиты. Он распространен в окрестностях пос.Геокдере. Мощность этого типа разреза кизилкырской свиты - от 60 до 40 м. Центральный тип двучленен: отсутствует верхняя красноцветная толща, срезанная вышележащими породами. Он развит южнее пос. Кизил-Кял.

В распределении пород центрального типа разрезов свиты установлена следующая закономерность: над выступами юрского релье-

ефа в кызылкырской свите преобладают красноцветные образования; над понижениями большую мощность приобретают зеленые глины верхнего члена разреза свиты. Мощность ее здесь достигает 20 м.

Сверный тип разреза, характерный для Туаркирского района, к северу от пос. Чагыл выражен маломощной преимущественно красноцветной толщей, в которой беспорядочно распределены небольшие линзы сероцветных пород. Кызылкырская свита здесь присутствует фрагментарно и мощность ее не превышает 15 м.

Повсеместно в кровле свиты прослеживаются слои с *Pseudonepinea ornata*. Стратиграфический объем свиты дискуSSIONИОНЕН [6, 53, 108]. Мы относим ее к верхней части готеривского и нижней части барремского ярусов на юге. К северу постепенно выпадают из разреза нижние части толщи; на площади развития центрального типа разреза кызылкырской свиты срезана верхняя ее часть. Поэтому если на юге объем свиты полный, то в центре это, вероятно, лишь верхнеготеривская ее часть, а на севере — лишь нижнебарремская.

Среднемеловой формационный комплекс залегает с разрывом и начинается большебалханской свитой (см. выше) мощностью 24 — 3 м. В Карашорской впадине мощность возрастает до 80 — 65 м [70]. Большебалханской свите соответствуют слои с *Miliammina mjatlukae*, *Quenqueloculina* и *Discorbis*

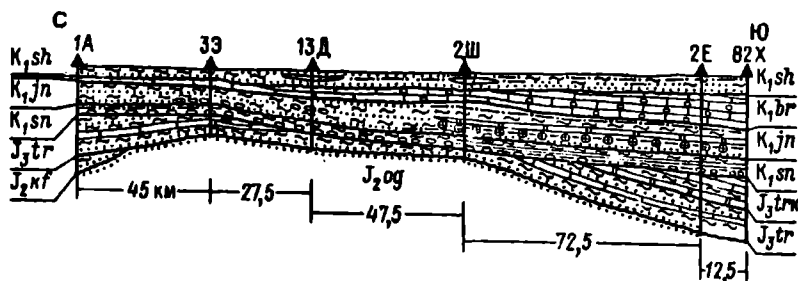


Рис. 27. Схематический профиль через центрально-каракумский подтип разреза.

Скважины: 1А — Ахчикая, 3Э — Эгритакрыр, 13Д — Дарваза, 2Ш — Шарлык, 2Е — Ербент, 82Х — Хумлы. Условные обозначения см. на рис. 4.

barremicus [8]. Свита охватывает верхнюю часть барремского и иногда нижнюю часть аптского ярусов.

Центрально-Каракумский подтип разреза занимает площадь свода того же названия. Толщи, образующие этот подтип, повсеместно перекрыты более молодыми осадками и известны нам по многочисленным буровым скважинам. Ключная граница подтипа совпадает с Модарским разломом субширотного простирания. Остальные границы представляют собой широкие зоны фациальных замещений другими подтипами туранского надтипа разреза и точно их положение не определено. Центрально-Каракумский подтип отличается от туаркырского значительной ролью лагунных и морских отложений в неокомском формационном комплексе, а также наличием стратиграфического несогласия внутри последнего (рис.27).

Разрез начинается т у э р с к о й с в и т о й, завершающей верхнедоггерский формационный комплекс. Она трансгрессивно залегает на огрыдагской или кафаклинской свитах. Представлена зеленоватыми или пестроцветными глинами с прослоями известняков и песчаников в верхней части. Мощность разреза достигает 200 м. Стратиграфическое положение свиты принимается аналогичным положению одноименной свиты в Туаркире [35].

Мальмский формационный комплекс согласно залегает выше и представлен т у а р к ы р с к о й с в и т о й, образованной слоистыми известняками с прослоями глин и алевролитами. Мощность ее колеблется от 100 до 0 м. Свита относится к верхнему келловей – оксфорду.

Неокомский формационный комплекс резко несогласно лежит на юре или палеозое. Он образован сочетанием морских и лагунных отложений, разделение и датировка которых трактуется по-разному [76, 100, 161, 163, 195]. Мы представляем разрез комплекса следующим образом: в основании располагается с а н д ы к а ч и н с к а я с в и т а, состоящая из серых глин с прослоями песчаников с рассеянной галькой кварца и юрских известняков. Мощность ее – 60 – 30 м. По данным Г.Г.Мирзоева и С.К.Басиловой, свита относится к валанжину и нижней части готерива.

Выше с перерывом залегает я н г а д ж и н с к а я с в и т а , представленная песчаниками, алевролитами, глинами, доломитами и известняками. В нижней части преобладают красноцветные терригенные породы с линзами конгломератов и гравелитов, гипсов и целестиновыми конкрециями. В верхней пестроцветной части шире развиты карбонаты и распространены два выдержанных прослоя целестиновых конкреций. Мощность свиты составляет 160 – 80 м. Относится к готериву и, возможно, к низам баррема. На ян-гаджинской согласно располагается б о р д ж о к л и н с к а я с в и т а , состоящая из оолитовых и органогенных известняков с орбитолиндами (рис.28). Мощность ее 155 – 10 м. Соответствует барремскому ярусу.

Среднемеловой формационный комплекс несогласно залегает на подстилающих образованиях. Он начинается ш и л х с к о й с в и т о й , сформированной чередованием глауконитовых песчаников, алевролитов, глин с прослоями конгломератов, ракушечников и известняков. Мощность свиты – 260 – 136 м. Она сопоставляется с верхней частью барремского и нижней частью аптского ярусов [63, 195].

Мангышлакский тип разреза

Мангышлакский тип разреза характерен для северной периферии Туранской платформы (см. рис.1). Южная граница его совпадает с северными периклиналями Карабогазского, Центрально-Каракумского сводов и Карашорского вала. Северная граница проводится между северным склоном Горного Мангышлака и южным склоном Южно-Бузачинского прогиба и далее на восток в низовья Амударьи. Она совпадает с зоной крупных разрывных нарушений, отделяющих эпигерцилийские структуры от более древних, развитых севернее. Этот тип разреза отличается большей по сравнению с каракумским типом стратиграфической полнотой отложений и преобладающей ролью среди них морских осадков. Он образован тремя формационными комплексами: верхнедоггерским, мальмским, неокомским, а верхняя граница его или совпадает с подошвой среднемелового комплекса, или проходит внутри неокомского. Выделяемые стратоны сохраняют сокращенные мощности, а для слагающих их отложений типична резкая фациальная и мощностная изменчивость. Значитель-

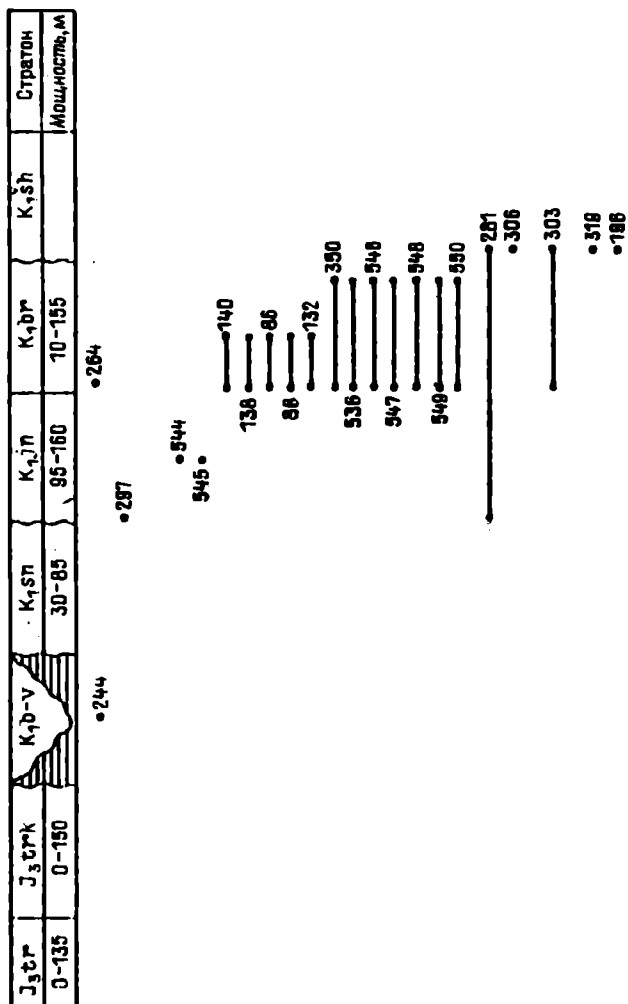
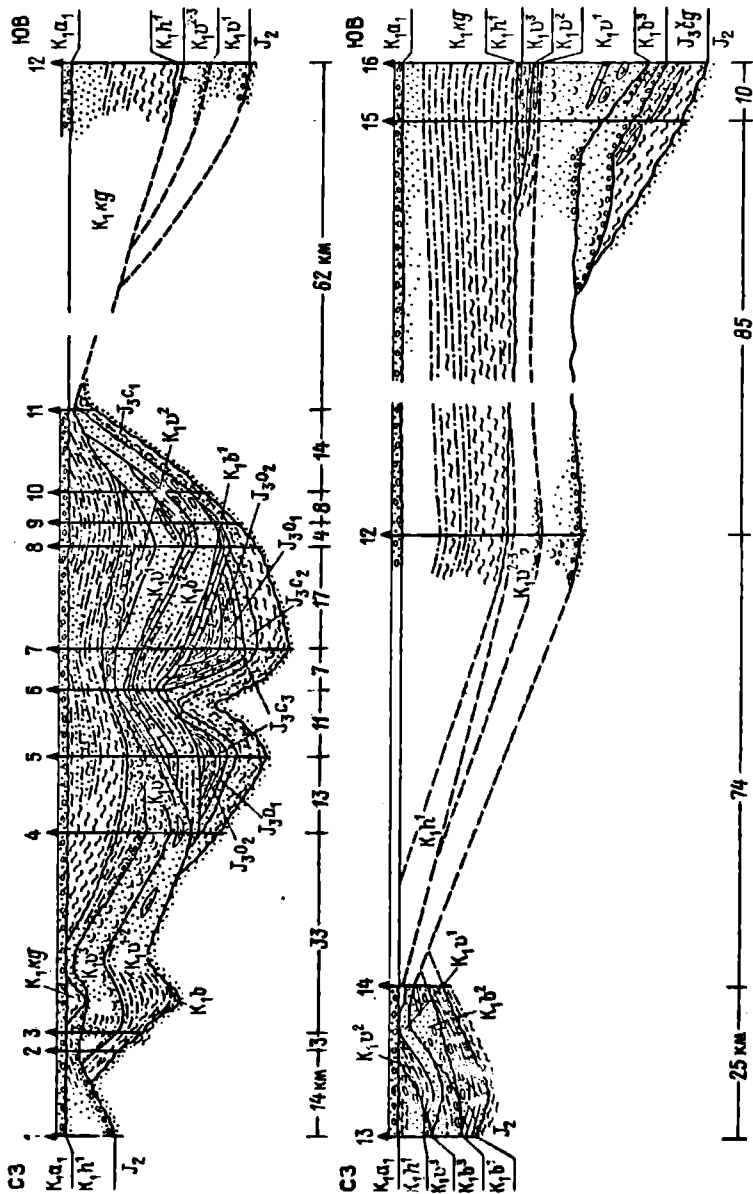


Рис.28. Распределение основных органических остатков в породах центрально-каракумского подтипа разреза.



ная латеральная дифференциация пород позволяет выделить в мангышлакском типе разреза три подтипа.

Горномангышлакский подтип разреза распространен на северном и южном склонах Западного и Восточного Каратау, на крыльях и периклиналях Беке-Башкудукского вала и в западных чинках плато Устюрт. Для него в целом характерна небольшая мощность и резкая изменчивость полноты разреза, что объясняется многочисленными перерывами и выпадением из разреза отдельных стратиграфических интервалов (рис.29). Верхнедоггерский формационный комплекс образован песчано-глинистыми морскими осадками, неокомский внизу сложен разнообразным сочетанием морских мелководных терригенно-карбонатных отложений, а сверху - пестроцветными терригенными породами континентального генезиса. Среднемеловой комплекс залегает на неокомском или на более древних формированиях с отчетливым угловым несогласием.

Верхнедоггерский формационный комплекс представлен чагабулакской свитой [431] и трансгрессивно перекрывает сарылирменскую или кафаглинскую свиты. Она представлена прерывистым чередованием зеленовато-серых, иногда ожелезненных глин, алевролитов, песчаников, мергелей, реже известняков с прослоями железистых и мергелистых конкреций в верхней части. Многочисленные биофоссилии (рис.30) позволяют выделить в пределах свиты подъярус и зоны келловея и оксфорда [174]. Мощность свиты достигает 260 м, но часто она полностью срезается вышележащими породами. По возрасту чагабулакская свита соответствует келловейскому ярусу, ниже- и среднеоксфордскому подъярусам.

Неокомский формационный комплекс залегает резко несогласно. Он образован очень сложным линзовидным сочетанием мелковод-

Рис.29. Схематические профили через горномангышлакский подтип разреза.

Разрезы: 1 - Каратаучик, 2 - Чирчили, 3 - Соркудук, 4 - Кагозбулак, 5 - Сарылирмень, 6 - Чагабулак, 7 - Джармыш, 8 - Джамансауран, 9 - Джексусауран, 10 - Тамды, 11 - Огуз, 12 - Туесу, 13 - Карасязь, 14 - Сармурун, 15 - Карамая, 16 - Кугусем.
Условные обозначения см. на рис.4.

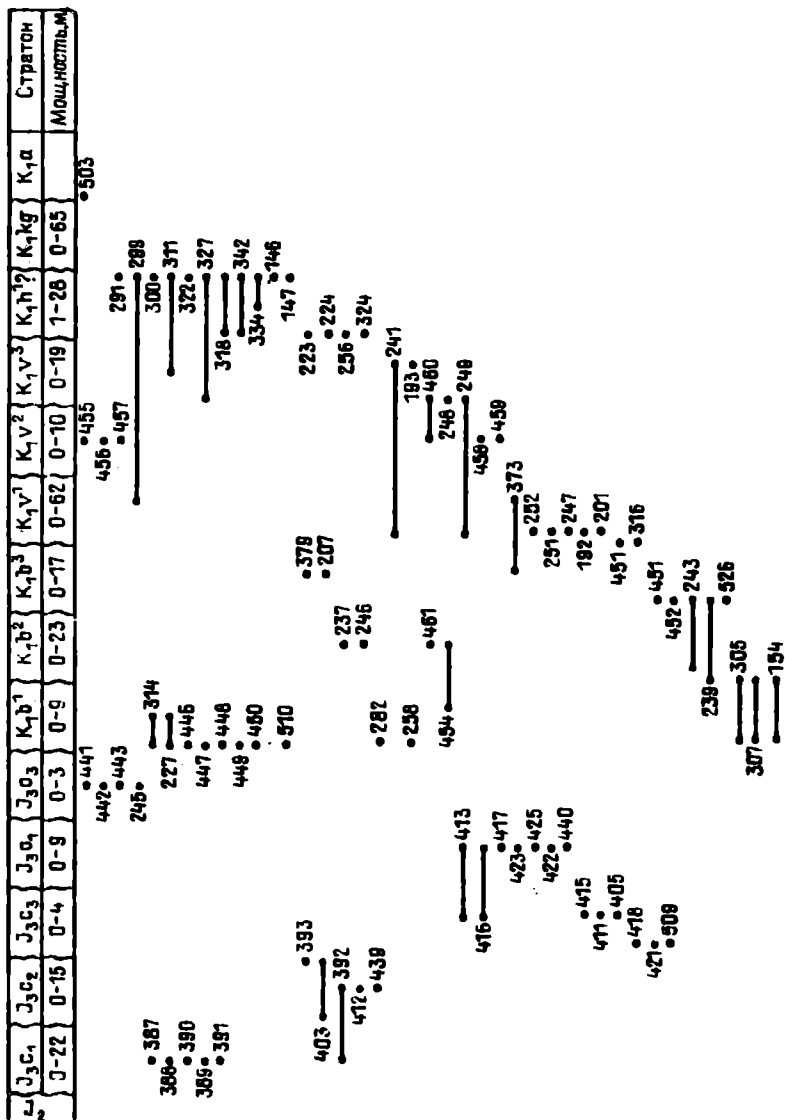


Рис.30. Распределение основных органических остатков в породах горномангышлякского подтипа разреза.

ных морских и континентальных (вверху) отложений. Они делятся на меловые ярусы, подъярусы, а внутри них - на лоны [118]. В основании расположен берриасский ярус, начинающийся лоной *Neosowossegasi* *Bertaliphrogiasemenovi*, которая образована песчаниками с линзами ракушнякав, мергелями, алевролитами. Мощность лоны - 17 - 4,5 м. Лона *Buchia volgensis* представлена косослоистыми песчаниками или алевролитами (22 - 15 м). Обе упомянутые лоны сопоставляются с среднеберриасской зоной *T.occitanica*. Лона *Riasanites* и *Rugurus gastratus* сложена светлыми известняками и песчаниками (17 - 2 м). Она соответствует верхнеберриасской зоне *F.boisvieri*. Следовательно, перечисленные лоны охватывают верхнеберриасский подъярус [149].

Валанжинский ярус обычно трансгрессивно перекрывает берриас. Нижняя лона *Buchia keuzegli* и *g* представлена песчаниками мощностью до 60 м. Она может быть сопоставлена с нижней лоной валанжина Восточно-Европейской платформы *T. hoplitoidea*. Лона *Poluptychites* *sp.* - это глины с редкими прослоями мергелей и алевролитов (10 - 3,5 м). Коррелируется с полиптихитовыми слоями ФРГ - верхами нижнего валанжина. Лона *Dichotomites* *sp.* образована песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями ракушнякав и крупными песчаными конкрециями (16 - 4,5 м). Относится она к верхнему валанжину; ее сопоставляют с дихотомитовыми слоями из ФРГ. Раньше включалась в состав "тригониевой свиты" в качестве ее нижней части.

Готеривский ярус (?) - верхняя часть "тригониевой свиты" - глины, песчаники с прослоями органогенных известняков-ракушечников. Возраст принимается по положению в разрезе. Кугусемская свита [175] залегает на подстилающих толщах несогласно [94, 118]. Она представлена однообразными карбонатными глинами красными (внизу) и зелеными (вверху), которые чередуются с алевролитами и песчаниками. Встречаются прослой целестино-баритовых конкреций [94]. Свита делится на 2 подсвиты. Мощность ее достигает 146 м. По положению в разрезе она может объединять почти весь готеривский, барремский и нижнюю часть аптского яруса.

Судномангышлакский подтип разреза распространен на территории северо-западной Туркмении и юго-западного Казахстана, между северным склоном Карабогазского свода и южным склоном Горного Мангышлака (см. рис.1). Восточной границей этой территории является западное ограничение Ассаке-Ауданского прогиба. Для данного подтипа в целом характерно сохранение общих особенностей отложений, свойственных горномангышлакскому подтипу. Отличием служит лучшая выдержанность по площади литологических комплексов, большая полнота разреза и значительно большая мощность всего рассматриваемого стратиграфического интервала и составляющих его частей (рис.31).

Абсолютное большинство специалистов, разрабатывающих стратиграфию мезозоя Южного Мангышлака, расчленяла разрез верхней юры и нижнего мела на ярусы и подъярусы МСШ [8, 9, 16, 39, 139, 174, 176, 203]. Однако границы стратонтов проводились по литологическим реперам, а соответствие их объемов международным стратиграфическим единицам далеко не всегда может быть доказано. Другими словами, подъярусами и ярусами традиционно называются местные лито- или биостратоны. Учитывая принципиальное сходство состава и палеонтологической характеристики рассматриваемых отложений с отложениями Горного Мангышлака, мы распространяем на них подразделения последнего или используем вспомогательные единицы.

Верхнедоггерский формационный комплекс, с разрывом залегающий на средней юре, представлен ч а г а б у л а к с к о й с в и т о й. Она образована мощной толщей глинисто-карбонатных пород, среди которых уверенно прослеживаются сравнительно маломощные пачки карбонатных или песчано-глинистых отложений - репера ИГИРГИ (22 - 18), часто фиксирующие местные перерывы. Свита на большей части территории делится на пять подсвит, а на юге - на две (нижняя приблизительно соответствует двум нижним на севере, а верхняя - трем верхним). Мощность свиты - 509 - 151 м. По возрасту она соответствует келловейскому, оксфордскому ярусам и, возможно, низам кимериджа (рис.32).

Мальмский формационный комплекс согласно или с перерывом залегает на верхнедоггерском. Он начинается к а р б о н а т н о й т о л щ е й с репером 17 в основании. Даниал толща

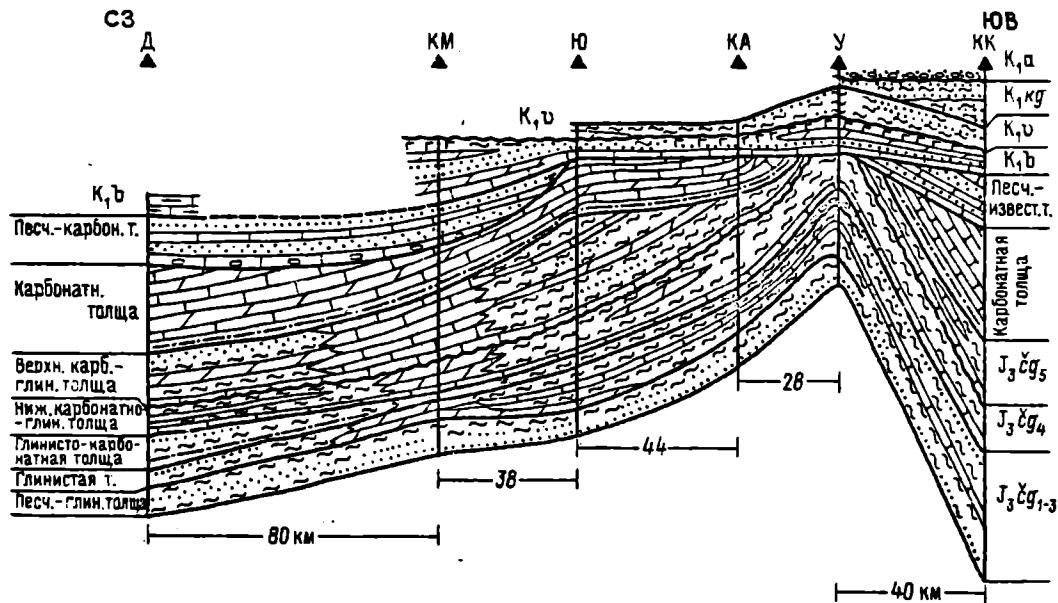


Рис.31. Схематический профиль через южномангышлакский подтип разреза.
Скважины: Д - Дунгинская, КМ - Карамонатинская, Ю - Южнокарасязь-Таспаскара,
 У - Узеньская, КК - Кукунбайская. Условные обозначения см.на рис.4.

ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг	
ЖЗср	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг	ЖЗбг
18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70	18-70
Карбонат.	Песч.-мса	К ₁ б	К ₁ в-н	К ₁ г-д	К ₁ д-е	К ₁ е-ж	К ₁ ж-з	К ₁ з-и	К ₁ и-к	К ₁ к-л	К ₁ л-м	К ₁ м-н	К ₁ н-о
0-230	0-120	21-85	13-40	47-100	Стратон	Мощность, м							

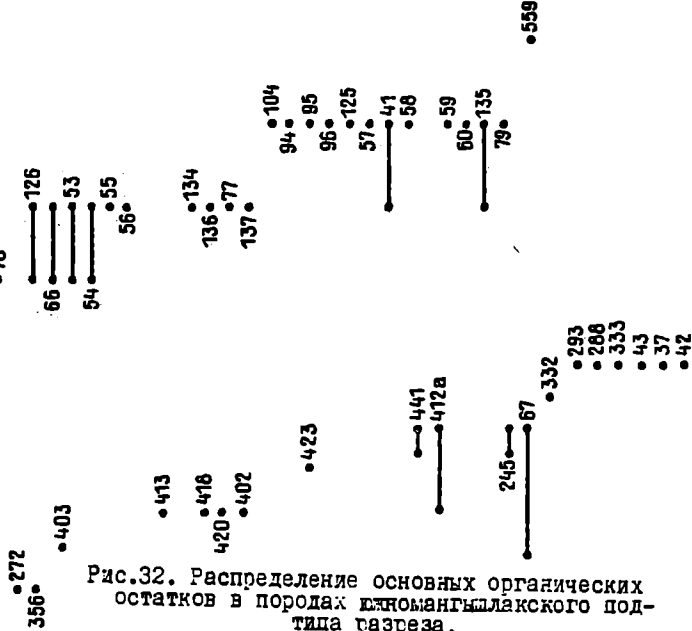


Рис.32. Распределение основных органических остатков в породах Южномангышлакского подтаца разреза.
 а - Южномангышлакский прогиб, б - сваяки-на Чагаласор.

ЖЗбг		ЖЗбг		ЖЗбг	
ЖЗср	ЖЗбг-2	ЖЗбг-3-5	ЖЗбг-3-5	ЖЗбг-3-5	ЖЗбг-3-5
161	157	166	166	132	132

Стратон	Мощность, м

•46
40•
•85

образована чередованием известняков и мергелей с прослоями глин и алевролитов. Мощность толщи изменяется от 156 до 50 м. Карбонатная толща коррелируется с кимериджским и волжским ярусами. На юге она замещается карбонатно-сульфатной, образованной переслаиванием доломитов, известняков, ангидритов. Мощность последней — 160 м. Конгломератная толща развита только на юге. Она несогласно перекрывает карбонатно-сульфатную. Сложена известняковыми конгломератами с прослоями алевролитов и ангидритов. Мощность толщи достигает 132 м. Она может быть сопоставлена, вероятно, с волжским ярусом и нижней частью берриаса.

Неокомский формационный комплекс залегает на подстилающих отложениях несогласно. Он начинается песчано-известняковой толщей, ограниченной снизу репером 16. Мощность ее — 70 — 0 м. Она соответствует верхней части берриасского яруса. Трансгрессивно выше расположены слои с *Lenticulina neosomiana* и *L. andromede* [8], образованные мергелями, песчаниками, известняками с линзами и прослоями ангидритов в верхней части. Мощность слоев в целом составляет 95 — 20 м. Они относятся к валанжинскому ярусу. Выше с перерывом (репер 14) ложатся слои с *Lenticulina* и *Globulina lastrima* [8], представленные глинами, алевролитами и песчаниками с линзами мергелей и известняков. Мощность — 40 — 13 м. Эти слои коррелируются с верхней частью валанжина — нижней частью готерива. Кугусемская свита с перерывом (?) перекрывает репер 13. Образована она чередованием глин, алевролитов и песчаников, красноцветных внизу, серо-зеленых вверху. Мощность ее изменяется от 110 до 0 м. По корреляции с Горным Мангышлаком охватывает готерив — низы аптского яруса.

Устьртский подтип разреза распространен на территории Северной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана и Казахстана. Он замещает к востоку горно- и шномангышлакские подтипы и в северном направлении сменяет центрально-каракумский подтип разреза. Этот подтип занимает площадь внутриплатформенных прогибов (Ассак-Ауданского и Драрьялык-ДAUDанского), разделяющих их валов и Ургенчского поднятия. Рассматриваемый подтип харак-

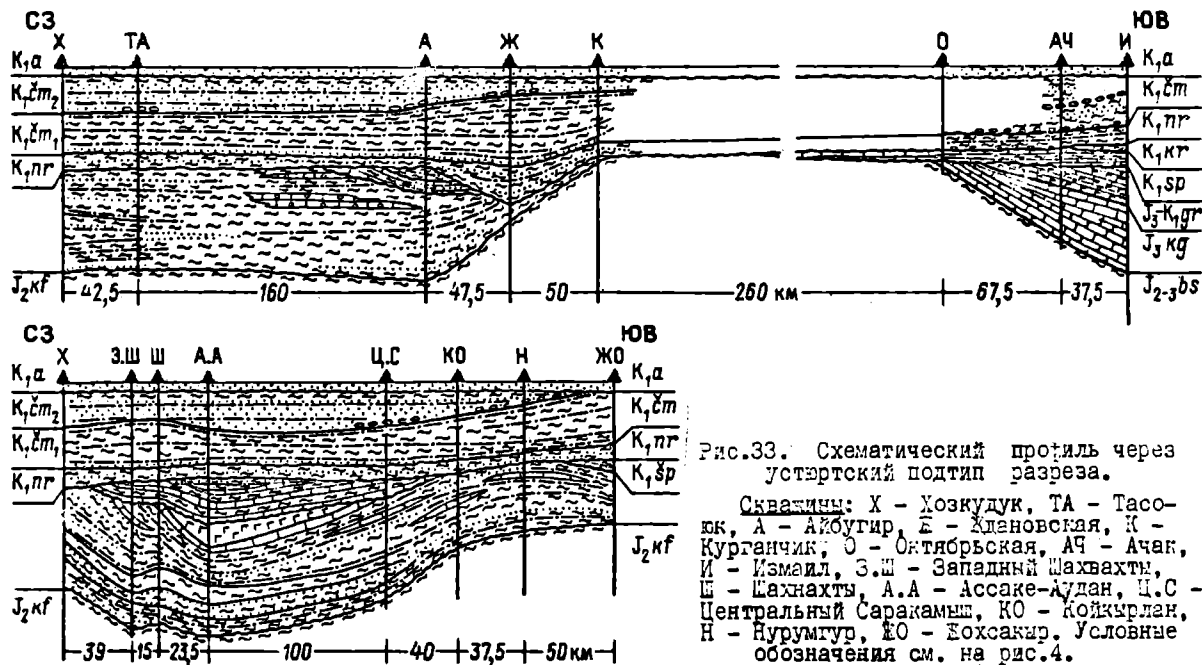


Рис.33. Схематический профиль через устьевый подтип разреза.

Скважины: X - Хозкудук, ТА - Тасо-
жк, А - Аюбгир, Е - Клановская, К -
Курганчик, О - Октябрьская, АЧ - Ачан,
И - Измаил, З.Ш - Западный Шаххаты,
Ш - Шаххаты, А.А - Ассаке-Аудан, Ц.С -
Центральный Саракамыш, КО - Койкырлан,
Н - Нурумгур, ЮВ - Юхсакир. Условные
обозначения см. на рис.4.

теризуется крайней фашиальной и мощностной изменчивостью отложений, широким развитием красноцветных и преобладанием песчано-глинистых пород, а также многочисленными стратиграфическими перерывами (рис.33)

Особенности строения данного подтипа разреза известны только по буровым скважинам, недостаточно охарактеризованным керном. Кроме того, бедность и своеобразие палеонтологического материала (рис.34) обусловили здесь различные стратиграфические построения [1, 16, 39, 76, 103, 105, 139, 146, 195], дискуссия о правомочности которых не прекращается. Сложность единообразного расчленения и особенно корреляции отложений объясняется также определенным сходством их строения, с одной стороны, с южно-мангышлакским, а с другой, с мургабским подтипами, существенно различающихся между собой составом и последовательностью толщ (см. рис.3).

За подошву рассматриваемого разреза мы принимаем основание IV горизонта [139]. Верхнедоггерский формационный комплекс залегает трансгрессивно и представлен здесь терригенной толщей, образованной песчано-глинистыми породами различного генезиса. На западе это главным образом морские сероцветы, в центре и на востоке – континентальные и лагуно-континентальные пестроцветы и красноцветы. В Ассаке-Ауданокм прогибе терригенная толща делится на 5 частей. Мощность ее составляет 347 – 16 м. Терригенная толща сопоставляется с нерасчлененными келловейским и оксфордским ярусами.

Мальмский формационный комплекс развит в основном на востоке. Он согласно перекрывает или частично замещает по простиранию верхнедоггерский. К у г я т а н г с к а я с в и т а замещает терригенную толщу на Ургенчском поднятии. Она сформирована известняками и доломитами с прослоями песчаников, алевролитов и глин. Мощность свиты достигает 190 м. Согласно на келловей-оксфордских отложениях залегает г а у р д а к с к а я с в и т а, образованная переслаиванием известняков, доломитов и ангидритов (мощность до 110 м). Условно гаурдакская свита здесь относится к верхней части оксфордского, кимериджскому и нижней части волжского ярусов.

Шахпахтинская свита [76] располагается резко несогласно на подстилающих отложениях. (На востоке она завершает мальмский, на западе начинает неокомский формационные комплексы). Представлена свита светлыми известняками с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников с линзами ангидритов. Мощность — до 106 м. Стратиграфическое положение свиты очень спорно. Мы, основываясь на четко трансгрессивном ее залегании, сопоставляем с нижней частью берриасских отложений Мангышлака. На площадях Ассаке—Аудан и Измаил шахпахтинская свита перекрывается красными алевролитовыми глинами — **карабийской свитой**.

Неокомский формационный комплекс трансгрессивно ложится на мальмский и верхнедоггерский. Кроме шахпахтинской свиты (на западе), он повсеместно образован преимущественно терригенными породами. Нижние зеленые глины [139] в основании с прослоями алевролитов — мощностью до 38 м. В толще широко распространены железистые оолиты и фосфоритовая галька, часто встречаются многочисленные остатки аммонитов, двустворок, фораминифер, остракод (см. рис.34). Мощность не превышает 38 м. Мы сопоставляем нижние зеленые глины с лоной *Vichia volgensis* Горного Мангышлака по сходству бухий**.

Выше с перерывом залегает **нурумгурская свита** [195], состоящая из глин с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность ее — 98 — 25 м. По палеонтологическим особенностям и положению в разрезе свита относится к валанжинскому и нижней части готеривского ярусов. С отчетливой литологической границей на нурумгурскую ложится **чимбайская свита** [146], образованная сложным чередованием песчаников, алевролитов и глин континентального и лагунного генезиса. Внизу преобладает красная окраска пород, вверху — серо-зеленая, постепенно к востоку доля красноватов возрастает. Мощность свиты колеблется от 255 до 150 м. По положению в разрезе и палеонтологическим данным чимбайская свита охватывает готеривский, барремский и, возможно, низ аптского яруса.

Трансгрессивный среднемиловый комплекс начинается "аптской плитой".

* Присутствие верхнепеллских аммонитов в ней объясняется тем, что объем волжского яруса превышает титонский [216, 217].

Ш. УНИФИЦИРОВАННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СРЕДНЕКЭДЛОВЕЙСКО-БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

За последние десятилетия было предпринято две попытки создания унифицированных стратиграфических схем для территории Запада Средней Азии. Первая схема составлена в 1958 г. Она отражала данные исследований только обнаженных районов региона и в качестве унифицирующих стратонов использовала подразделения МСШ, с которыми очень приблизительно сопоставлялись части конкретных разрезов.

В 1971 г. были утверждены новые унифицированные схемы для верхней юры и нижнего мела, для западных и восточных районов Средней Азии. Они явились результатом обобщения материала для районов, где соответствующие породы обнажены на поверхности, и для площадей, на которых они были вскрыты скважинами. Вновь в качестве унифицированных стратонов предлагались ярусы или подъярусы МСШ, иногда зоны, понимаемые довольно произвольно, то как региональные, то как стандартные подразделения. При этом для нижнего мела Запада Средней Азии унифицированными признавались подразделения Копетдага, выраженные в виде "слоев с ..." или зон и помещенные в унифицированную часть схемы ([172], табл.8). Отражением господствовавшей в то время в отечественной стратиграфии идеи "Единой шкалы" являлось признание полного соответствия границ унифицированных и общих (единых) стратонов. Только для унифицированной схемы нижнего мела Востока Средней Азии ([172], табл.9) в качестве унифицирующих единиц были приняты горизонты, выделенные на основе свит Н.П. Хераскова [202], объемы которых более или менее существенно отличались от подразделений Общей (Единой) шкалы.

Приведенный в предыдущем разделе материал значительно дополняет данные, существовавшие при составлении унифицированной схемы 1971 г. Они однозначно свидетельствуют о том, что практически ни одно местное стратиграфическое подразделение (будь то лито- или биостратиграфическое) ни одного из рассмотренных районов не может претендовать на унифицирующую роль в силу того, что все они более или менее сильно меняют свой стратиграфический объем даже в пределах площади, на которой уверенно выделя-

ются. Не могут служить унифицирующими и стратона МСШ (как считали К.К.Машурков с соавт. [125]), так как в пределах рассмотренного интервала шкалы нигде нельзя обосновать положение границ международных стратонав, хотя присутствие большинства верхнеюрских и нижнемеловых ярусов, подъярусов и ряда зон можно считать доказанным.

Таким образом, унифицирующими могут быть в данном случае особые региональные подразделения – горизонты, лоны, обладающие той же природой, что и стратона МСШ, но выделяемые на местном материале. Они служат для целей корреляции местных стратонав и являются инструментом данной операции, с помощью которого возможно определять однообъемные отрезки разрезов в районах различного геологического развития, т.е. унифицирующие стратона должны быть хроностратиграфическими подразделениями.

Горизонты, предложенные Ю.Н.Андреевым [22, 23], которые используются в стратиграфической схеме нижнего мела Востока Средней Азии, выделяются на основании прослеживания литолого-фациальных признаков пород и распространения органических остатков, присущих группам узкой (или широкой) фациальной принадлежности. Другими словами, эти горизонты объединяют в пространстве части разреза одинаковой (или близкой) фациальной характеристики и являются не хроностратиграфическими, а геосторическими (в понимании Г.П.Леонова, Н.В.Безносова и др.) и поэтому не годятся в качестве унифицирующих подразделений.

Впервые хроностратиграфические горизонты для верхней кры и нижнего мела Запада Средней Азии были предложены нами [160]. Теоретические представления о природе горизонтов изложены в статье [72]. В среднекелловейско-барремских отложениях Запада Средней Азии нами выделяются урумилджанский, копетдагский, янгадлинский, кумдагский, торанглинский горизонты и урумилджанско-копетдагский интергоризонт (табл.1 на вкладке).

1. Урумилджанский горизонт

Стратотип урумилджанского горизонта совпадает с типом урумилджанской свиты и находится в устье Урумилджан, на западном склоне хребта Большой Балхан ([59], с.49). Критерием

выделения здесь номинативной свиты является распространение известняков со стяжениями кремней. Границы свиты и горизонта хорошо выражены, согласные с вмещающими породами. Нижняя проводится в основании светло-серых пелитоморфных известняков с ожелезненными стяжениями кремней и окремненными линзовидными участками урумилджанской свиты, согласно сменяющих песчанистые известняки с большим количеством гравия гузвашской свиты. Верхняя граница представлена сменой светлых пелитоморфных известняков с округлыми стяжениями белых опоковидных кремней урумилджанской свиты темно-серыми массивными четкослоистыми доломитизированными битуминозными известняками дагдыримской свиты. Мощность горизонта в стратотипе - 279 м.

В типовом разрезе в кровле подстилающей гузвашской свиты присутствуют органические остатки *Reineckia* sp., *Ivanoviella arcuata* Roll. В урумилджанской свите они распространены спорадически: в 40-50 м от подошвы определен *Euaapidoceras* sp., в интервале 90-95 м найдены многочисленные ядра *Cardioceras* sp., в интервале 211-226 м - "*Perisphinctes*" *biplex* Sow., "*P.*" *lucinaensis* Favre, *Dichotomosphinctes orbigny* Lor. и др., и в верхних 70 м обнаружены *Synsyclonema ivanovi* Pcel., *Lima* cf. *phillipsii* Orb., *Ptyctothyris* cf. *karabogasensis* Moiss. и др. В перекрывающей дагдыримской свите, в 30-40 м над ее подошвой, распространены многочисленные остатки *Astarte quechenensis* Lor., *A. sauvagei* Lor.

В общем комплексе органических остатков урумилджанского горизонта образован преимущественно аммонитами, типичными для верхней части среднего, верхнего келловей, нижнего и среднего оксфорда. Стратиграфическое положение подошвы урумилджанского горизонта достаточно точно установлено по распространению руководящих аммонитов в основании горизонта (вблизи от линии стратотипического разреза) и в кровле подстилающих отложений. Она проходит внутри верхней зоны среднекелловейского подъяруса *Egmuloceras coronatum*. Относительно положения кровли горизонта такой определенности нет. В самых верхах урумилджанской свиты (рядом со стратотипом) многочисленны находки типичных аммонитов среднеоксфордского подъяруса. В перекрывающих же породах первые находки биофоссилий известны в 40 м выше подошвы дагды-

римской свиты и принадлежат двустворкам, обычным для верхнего оксфорда и низов кимериджского яруса. Таким образом, стратиграфический объем урумилджанского горизонта в стратотипе заключен в пределах средней келловей (самая верхняя часть) — средний оксфорд (кровля горизонта примерно соответствует границе среднего и верхнего подъярусов оксфорда).

Критерием отнесения отложений к урумилджанскому горизонту является возможность установления его границ на последующей территории. Стратиграфические уровни, совпадающие по положению с подошвой горизонта, устанавливаются в пределах Большого Балхана, где совпадают с основанием номинативной свиты, т.е. с поверхностью, на которой происходит смена преимущественно обломочных пород карбонатными, что обычно сопровождается проявлением кремнения. Постоянное положение подошвы горизонта в Большебалханской структуре подтверждено палеонтологически (см. рис. 7). В Данатинской скважине она устанавливается лишь по литологическим признакам. Достаточно надежно подошва урумилджанского горизонта фиксируется внутри туэрской свиты туаркырского подтипа разреза, в которой уверенно выделяется зона *Eugynoceras согонатам*. В средней части зоны и проходит подошва горизонта. Не менее обосновано ее положение и в пределах горномангышлакского подтипа разреза, где она проходит в верхах 3-метровой средискелловейской части чагабулакской свиты. На площади развития гаурдак-кугитангского подтипа разреза основание горизонта мы склонны проводить в подошве 13 пачки, хотя не исключено, что оно может быть несколько более низким.

Менее надежно устанавливается нижняя граница урумилджанского горизонта в кубадагском и южногиссарском подтипах разреза. В первом она совпадает, скорее всего, с подошвой кайфатинской свиты на западе района, где, судя по данным В.Н.Крымуса, эта толща перекрывает песчано-глинистые осадки. Учитывая небольшое удаление Кубадага от стратотипа горизонта, можно допустить приблизительно общие для данных районов закономерности осадконакопления. На остальной площади распространения этого подтипа урумилджанский горизонт несогласно залегает более верхними своими частями на подстилающих юрских или палеозойских породах.

В пределах южного склона Гиссара подошва горизонта проходит в нижней части кутитангской свиты. Отсутствие руководящих форм в последней не позволяет более определенно указать ее положение. Примерно столь же условен, как и на Южном Гиссаре, данный уровень в Южно-Мангышлакском прогибе, где его можно провести в верхней части второй чагабулакской подсвиты.

На территории Копетдага отложения, сопоставляемые с урумилджанским горизонтом, известны в единичных разрезах и в небольшом числе глубоких скважин. Повсеместно они, вероятно, входят в состав горизонта, так как представлены карбонатами (карбонатонакопление на юге Запада Средней Азии началось с начала урумилджанского времени). Однако положение подошвы горизонта и соотношение с подстилающими толщами не известны.

Совершенно условно определяется положение подошвы горизонта в пределах распространения южнокаракумского, мургабского, карабиль-баджызского и центрально-каракумского подтипов разрезов. Она проводится здесь в основании карамаинской свиты, в нижней части кутитангской свиты и в средней части туэрдагской. Наконец, невозможно даже наметить положение урумилджанского горизонта на Устюрте. Можно лишь предполагать, что он в целом примерно соответствует верхней части "терригенной толщи".

Кровля урумилджанского горизонта в стратотипе соответствует границе между номинативной и дагдыримской свитами. Положение ее обосновано распространением непосредственно ниже данного уровня остатков аммонитов верхней зоны среднего оксфорда. Кровля горизонта уверенно выделяется вблизи типового разреза по литологическим признакам, однако на удаленных участках этой же структуры определение данного уровня затруднено.

Более или менее надежно удается установить положение кровли горизонта в Копетдаге, Кубадаге, Гаурдак-Кутитангском районе. В Копетдаге кровля может быть примерно совмещена с верхней границей нижней пачки мехинсуской свиты, выше которой Н.В. Безносковым был изучен комплекс аммонитов, типичный для зоны *Gregorisegav transversarium*. Не исключено, правда, что данный уровень может проходить несколько ниже, так как некоторые окаменелости происходят из этой пачки разреза у железнодорожной станции Колята (мощность ее там всего 28 м). Однако примерное

положение кровли урумилджанского горизонта устанавливается примерно лишь для восточных районов развития кизыл-арватского типа, в других частях Копетдага обосновать его не удастся в связи с отсутствием палеонтологических данных и возможным скольжением кровли свиты во времени.

В Кубадаге кровля урумилджанского горизонта более или менее точно соответствует кровле кубасенгирской свиты, ибо над последней по всему южному склону хребта развиты слои с остатками двустворок, аналогичных формам, встреченным в стратотипе урумилджанского горизонта над его кровлей.

В Гаурдак-Кугитангском районе верхней границе рассматриваемого горизонта скорее всего соответствует кровля кугитангской свиты (нижняя граница пачки 21), где она представлена в рифовой или предрифовой фациях. Этой части разреза в зарифовой фации отвечает тубегатанская подсвита и данный уровень проходит в нижней части ее, между местами находок среднеоксфордских и нижнекимериджских аммонитов (между слоями 1 и 2). На южном склоне Гиссара с кровлей урумилджанского горизонта, возможно, совпадает верхняя граница гулиобской свиты, которая более или менее уверенно коррелируется с кровлей 21 пачки кугитангской свиты более западных районов.

В пределах распространения туаркирского и центрально-каракумского подтипов разрезов верхние части урумилджанского горизонта отсутствуют, и на разные уровни его или на более древние отложения ложатся с разрывом вышележащие толщи. Вероятно, подобная же картина свойственна и Мангышлакскому району, где нижнеоксфордские образования в большинстве мест несогласно перекрыты верхнеоксфордским подъярусом. Условно кровля урумилджанского горизонта может быть проведена в верхней части пачки "Е" кугитангской свиты в мургабском подтипе разреза. Наконец, совершенно приблизительно этот уровень устанавливается внутри сансызской свиты Южных Каракумов.

Приведенный материал позволяет определить состав урумилджанского горизонта и пространственные пределы его использования. В данный горизонт входят: урумилджанская, берзенгинская, гараджагаинская, нижняя пачка мехинсуской, каифатинская, кубасенгирская, верхняя часть туэрдагской, туаркирская, различные части (в зависимости от района) кугитангской, гулиобская и сред-

няя часть чагабулакской свиты. Условно к нему относятся также караинская, чирлинская и низы сансызской свит. Урумилджанский горизонт, следовательно, может быть выделен на большей части территории Запада Средней Азии, за исключением районов Устюрта на севере и восточных частей южного склона Гиссара на востоке.

В целом ряде районов Западно-Среднеазиатского региона урумилджанский горизонт может быть подразделен на части. Так, на Большом Балхане, в Туаркире, на Мангышлаке и отчасти в Гаурдак-Кугитангском районе выделяются части разреза, более или менее соответствующие зонам среднего, верхнего келловоя, нижнего и среднего оксфорда. Однако не все зоны в перечисленных местах устанавливаются, кроме того, положение границ каждой из них как правило определено не вполне точно. Несколько шире присутствует зона *Cardioceras*. Кроме указанных районов, она обнаружена в Приамударьинской области. Соответственно на всей территории, где эта зона распространена, урумилджанский горизонт может быть разделен на три части. Но отсутствие данных о положении границ зон (во всяком случае в настоящее время) и фрагментарность находок аммонитов не позволяют пока выделить подгоризонты. В предлагаемой работе урумилджанский горизонт в пределах некоторых площадей подразделяется на части, называемые терминами свободного пользования или вспомогательными подразделениями.

2. Урумилджанско-Копетдагский интергоризонт

Под данным названием объединяется серия отложений, стратиграфический объем которой определяется только положением между урумилджанским и копетдагским горизонтами. В качестве объединяющего здесь не может выступить ни какой бы то ни было литологический критерий, ни оригинальный комплекс органических остатков. Поэтому для рассматриваемого стратиграфического интервала нельзя предложить и конкретный стратотип. Отсутствие смыкания горизонтов в региональной шкале безусловно свидетельствует о недостаточной разработанности схемы. Однако имеющийся в настоящее время материал не позволяет заполнить данную брешь.

К урумилджанско-копетдагскому интергоризонту относится набор разнофациальных свит резко различного объема, в составе которых преобладают регрессивные лагунные образования. Последние или почти не содержат органических остатков стартиграфически важных групп или они еще не обнаружены. В будущем в качестве основы выделения унифицирующего для интергоризонта подразделения может послужить изучение разрезов мехинсуской, узнысурской и еллыдеринской свит у железнодорожной станции Келята и у подземного озера Коу с массовым отбором проб на кальпионеллы и детальными литологическими исследованиями. Параллельно следует продолжать тщательное изучение материала скважин, вскрывавших копетдагский надтип разреза.

3. Копетдагский горизонт

Копетдагским данный горизонт назван по имени горной системы (Копетдаг), в центральной части северного склона которой — у подземного озера Коу — находится его стратотип. Он совпадает с типовым разрезом коуской и нижних четырех пачек инджеревской свит ([122], с.60–76, прил.П). Критерием выделения здесь копетдагского горизонта служит распространение берриас-валанжинского комплекса бентосных организмов, среди которых наиболее важным элементом является присутствие представителей рода *Burchia*. Нижняя граница трансгрессивная, совпадает с поверхностью размыва, над которой появляются четко слоистые органогенно-осадочные известняки с детритом, сменявшие массивные кристаллические доломитизированные известняки с банками "ринхонеллидных" брахиопод плохой сохранности. Кровля горизонта определяется кровлей пачки VI инджеревской свиты. Выше остатки бужий не установлены и появляются многочисленные ядра фоладомий, не характерных для копетдагского горизонта. Мощность последнего в стратотипе — 269 м. Эталонный разрез горизонта содержит многочисленный комплекс различных органических остатков (см.рис.5), что позволило Т.Н.Богдановой и С.В.Добачевой выделить в нем слой с *Argoscutulus couloni* и слой с *Exoguta* и *Lima*. Основание горизонта включает в себя, по данным В.Е.Вронской и Т.В.Якименко, кальпионеллы зоны *Calpionella*, характерной для нижней боль-

шей части берриаса. Наличие последних, а также распространение, начиная с первой пачки коуской свиты, *Buchia volganis* Lah. позволяет считать подошву горизонта соответствующей средней части берриасского яруса (зона *Euthymisegae euthymi*). В какой-то степени это подтверждается также находками единичных *Calpionella alpina* Lorenz в подстилающей еллыдеринской свите. Положение верхней границы горизонта определяется находками непосредственно над ней представителей рода *Buchia*, типичных для нижней зоны готеривского яруса. Таким образом, стратиграфический объем копетдагского горизонта может быть установлен как верхний берриас - валанжин. Однако отсутствие руководящих форм в отложениях, непосредственно подстилающих горизонт, и в его кровле делают это заключение несколько условным.

Стратиграфические уровни, соответствующие подошве горизонта, могут быть установлены довольно точно лишь в Горном Мангышлаке, где наличие аммонитов более надежно определяет общий объем горизонта и его частей. Там подошва соответствует основанию лоны *Neosomasegae* и *Septaliphoria zemenovi*, состоящейся со среднеберриасской зоной *E. euthymi*. И в Горном Мангышлаке копетдагский горизонт представлен резко трансгрессивной серией, начинающей неокомский формационный комплекс. Поэтому в качестве дополнительного критерия установления подошвы горизонта в близко расположенных районах может служить характер взаимоотношения толщ. Данное обстоятельство позволило, в частности, сопоставить шапахтинскую и шараплинскую свиты с нижней лоней берриаса Мангышлака и тем самым условно наметить положение подошвы горизонта в Южном Мангышлаке, на Устурте, в пределах развития мургабского и гаурдак-кугитангского подтипов разрез. На основании литологического сходства со стратотипом, трансгрессивного перекрытия подстилающих пород, а также благодаря находкам общего комплекса кальпионелл подошва копетдагского горизонта обнаружена в глубоких скважинах Копетдага, где она принята соответствующей нижней границе коуской свиты.

Можно предполагать, что подошва копетдагского горизонта находится в верхней части ляммабурунской (Большой Балхан), соймоновской (Кубадаг) и бахардокской (Южные Каракумы) свит. Правомерность такого предположения основывается на сопоставлении

массы v_{01} определяются из функции перемещений, составленной для груза слева от массы при $a = \bar{a}$. Для определения v_{01} от y_{01} берется производная по времени также при $a = \bar{a}$.

Из приведенных выражений (4.14) видно, что понятие критической скорости для системы с одной степенью свободы отсутствует. Это понятие возникло вследствие того, что вместо действительных перемещений масс (4.3) и (4.4) использовалась синусоида [7]. Более того, при движении постоянной безмассовой силы по балке так называемая критическая скорость не просматривается и для систем с числом степеней свободы больше единицы.

4.3. Действие переменной силы, движущейся с постоянной скоростью

В общем случае нагрузка, действующая на балку, может быть переменной. Представим ее в виде суммы двух членов (рис.24):

$$F(t) = F_1 + F_2 \sin \theta t \quad \text{или} \quad F(t) = F_1 + F_2 \cos \theta t.$$

Угловая частота θ может быть произвольной, не связанной со скоростью v . Однако если пульсация происходит от неуравновешенной части веса колеса радиусом r , то θ является функцией скорости.

Рассмотрим качение, когда поверхность колеса не проскальзывает относительно поверхности балки. Отношение длины окружности колеса $2\pi r$ к скорости движения груза v равно периоду T_F (рис.24). Составим равенство $2\pi r/v = 2\pi/\theta$, найдем, что $\theta = v/r$.

Если имет место проскальзывание, то его можно оценить коэффициентом $k < 1$, который сокращает длину окружности качения, т.е. $\theta = v/(kr)$.

Решим задачу только при действии сил $F(t) = F_2 \sin \theta t$ и $F(t) = F_2 \cos \theta t$. Для определения решения при воздействии на балку силы, изображенной на рис.24, следует суммировать реше-

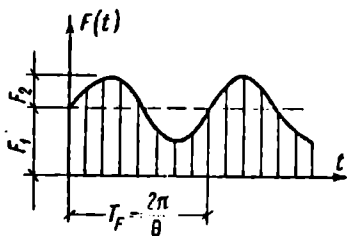


Рис.24.

$$I_3 = \frac{C_1 \omega_1^2}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega t} d\omega}{(\theta - \omega)^2 (\omega^2 - 2\alpha_1 i \omega - \omega_1^2)}. \quad (4.18)$$

Точки z_1 и z_2 являются полюсами первого порядка. Вычеты для них определяются формулой (I.24). Производная функции в знаменателе

$$\psi'(z) = -2(\theta - z)(z^2 - 2\alpha_1 i z - \omega_1^2) + (\theta - z)^2(2z - 2\alpha_1 i).$$

Итак,

$$\text{Выч} [e^{itz} f(z), z_1] = \frac{e^{-\alpha_1 t} e^{i\omega_1 t}}{2\omega_1 (\theta - \omega_1)^2},$$

$$\text{Выч} [e^{itz} f(z), z_2] = -\frac{e^{-\alpha_1 t} e^{-i\omega_1 t}}{2\omega_1 (\theta + \omega_1)^2}.$$

Точка $z_3 = \theta$ является полюсом второго порядка. Вычет для него определяется формулой (I.34) при $m = 2$:

$$\text{Выч} [f(z), z_3] = \frac{e^{i\theta t} [it(\theta^2 - \omega_1^2) - 2\theta]}{(\theta^2 - \omega_1^2)^2}.$$

Подставим вычеты в формулу (I.22) и выполним необходимые преобразования. В итоге получим

$$I_3 = \frac{C_1 \omega_1^2}{(\theta^2 - \omega_1^2)^2} \left\{ 2\theta \sin \theta t - t(\theta^2 - \omega_1^2) \cos \omega t - \frac{e^{-\alpha_1 t}}{\omega_1} (\theta^2 + \omega_1^2) \sin \omega_1 t + \right. \\ \left. + i \left[t(\omega_1^2 - \theta^2) \sin \theta t - 2\theta \cos \theta t + 2e^{-\alpha_1 t} \theta \cos \omega_1 t \right] \right\}. \quad (4.19)$$

Вычислим интеграл I_2 . Этот интеграл отличается от I_3 знаком, временем $t_1 = t - \tau$ и наличием дополнительного постоянного множителя $e^{i\theta t}$. Следовательно, в (4.19) необходимо ввести соответствующие изменения:

$$I_2 = -\frac{C_1 \omega_1^2 e^{i\theta \tau}}{(\theta^2 - \omega_1^2)^2} \left\{ 2\theta \sin \theta t_1 - t_1 (\theta^2 - \omega_1^2) \cos \theta t_1 - \frac{e^{-\alpha_1 t_1}}{\omega_1} (\theta^2 + \omega_1^2) \sin \omega_1 t_1 + \right.$$

малом Балхане может быть предложен стратотип нижней из этих лон — разрез на восточной периферии Малобалханской структуры, в 3 км к северу от родника Чалсу ([57], разрез 13). В качестве стратотипа лоны *Turkmeniceras turkmenicum* может быть предложен разрез у родника Секизхан в Кошетдаге, к северо-западу от г. Кизил-Арват в объеме пачки XXIV ([122], с. 53, прилож. 1).

В большинстве мест их распространения каждую лону и горизонт в целом можно установить лишь по присутствию специфического комплекса аммонитов, не переходящих в смежные подразделения. Так, для нижней лоны характерны представители *Heteroceras*, *Imerites* и *Colchidites*, для верхней лоны — только туркменицерасы и матерониты. В перекрывающей лоне *Deshayesites tuarkyricus* преобладают типичные *Deshayesites*, встречаются *Ancyloceras* и совершенно отсутствуют аммониты родов, распространенных ниже. Набор остатков других групп организмов, а также состав отложений в рассматриваемом горизонте и во вмещающих толщах очень близки и не меняются сколько-нибудь существенно на границах подразделений. Лишь в кровле торанглинского горизонта в большебалханском надтипе, в кубадагском и туаркырском подтипах в отдельных разрезах окраска пород становится желтовато-зеленой вместо серо-зеленой.

Стратиграфический объем торанглинского горизонта спорен. Первоначально С.З. Товбина отождествляла его с верхнебарремским подъярусом. Однако если присутствие в нижней части горизонта *Heteroceras* доказывает соответствие горизонта верхнему баррему, то для сопоставления его подошвы с основанием подъяруса доказательств нет (в подстилающих отложениях нет руководящих нижебарремских форм). В то же время распространение с самых нижних слоев горизонта представителей рода *Imerites* позволяет соотносить их с лоной *Imerites giraudi* Грузии — верхами нижней зоны верхнего баррема *Silesites veranonis* — *Barremites strettostoma*.

Верхняя лона торанглинского горизонта *Turkmeniceras turkmenicum* многими исследователями считается завершающей верхнебарремский подъярус на основании того, что апт в стратотипической местности начинается слоями с *Deshayesites* [41, 67, 110, 116]. Кроме того, в наиболее изученных нижеаптских отложениях

ФРГ и Англии нижним их подразделением является зона *Prodeshayesites*, комплекс аммонитов которой по уровню эволюционного развития сходен с составом видов залегающей над *T. turkmenicum* лонны *Deshayesites turkmenicus*. В то же время А.Е.Глазунова, В.Л.Егоян, Г.Г.Мирзоев, И.А.Михайлова, Г.И.Ткачук [172] начинают лонной *Turkmeniceras turkmenicum* апт., обосновывая свою точку зрения принадлежностью рода *Turkmeniceras* к семейству *Deshayesitidae* [193]. Позже к последнему предложению присоединились В.В.Друшин, В.Н.Верещагин и др., в результате чего в принятой меловой комиссией зональной шкале апта лона (названная зоной) *Turkmeniceras turkmenicum* помещена в аптский ярус [149]. Мы придерживаемся первой из приведенных точек зрения и считаем, что кровля лонны *Turkmeniceras turkmenicum* является границей барремского и аптского ярусов и даже предлагаем этот уровень на северо-восточной периклинали структуры Кельдже (юг Туаркырского района) в качестве стратотипа данной границы [215].

Кроме Малого Балхана кровля торанглинского горизонта уверенно устанавливается в Западном Копетдаге как верхняя граница казанджикской свиты или фиксируется в верхней ее части, на северном склоне Огланлинской гряды, в Кубадаге, Кельдже, Бейнеу, а также на юге Туаркырской антиклинали в кровле или верхней части большебалханской свиты. В скважинах Красноводского полуострова, Карашорской впадины, а также, вероятно, в Южных и Центральных Каракумах она примерно совпадает с границей между слоями с *Miliammina mjatliukae*, *Quinqueloculina* и *Discorbis bargemicus*, которые соответствуют большебалханской свите, и слоями с *Ammodaculites inaequalis*, которые сопоставляются с тремя нижними зонами апта. Однако выделение горизонта и определение положения его кровли в скважинах гораздо менее надежно, чем в обнажениях.

Находки в самое последнее время остатков *Turkmeniceras* в средней части арвазской свиты к югу от г.Геоктепе, а раньше в разрезе Секиз-Яб также в середине этой свиты позволяют предполагать, что верхняя граница торанглинского горизонта проходит в верхней половине арвазской свиты. В районе ее стратотипа, в разрезе Ипай-Деро, В.Л.Либрович, В.Б.Сапожников и С.З.Товбина обнаружили остатки туркменицерасов у самой кровли арвазской сви-

ты. Следовательно, или в направлении с запада на восток данный литостратон омолаживается, или лона *Turkmeniceras turkmenicum* занимает почти всю ее верхнюю половину. Однако непосредственно над кровлей арвазской свиты в ряде пунктов найдены аммониты, определенные Т.Н.Богдановой как *Deshayesites ex gr. luprovi Bogd.*, характерные для зоны *D. weissii* (s.s.) или даже *D. deshayesi* нижнего апта. Другими словами, в арвазскую свиту кроме торанглинского горизонта должны входить еще и самые нижние слои аптского яруса.

Сравнительно недавно Т.Н.Богданова изучила остатки аммонита из гаурдагского разреза, который считали относящимся к роду *Pseudothurmannia*, *Turkmeniceras* или *Matheronites*. Оказалось, что это представитель наиболее древних дегезитид, т.е. что подошва кундалингтауской свиты примерно соответствует кровле торанглинского горизонта. Тем не менее мы считаем, что как в гаурдак-кугитангском, так и в мургабском, карабиль-баджизском подтипах и в мангышлакском типе разрезов определить положение торанглинского горизонта пока невозможно.

Таким образом, в состав торанглинского горизонта входят большая, средняя или верхняя части казанджикской, арвазской, большебалханской и шийской свит.

Выше обычно согласно залегает нижний апт, начинающийся лонной *Deshayesites turkmenicum*.

IV. СОПОСТАВЛЕНИЕ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
СХЕМЫ СРЕДНЕГО КЕЛЛОВЕЯ — БАРРЕМА ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ
СО СХЕМАМИ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ И МСШ

Образование верхнеюрских и нижнемеловых пород территории Запада Средней Азии происходило в морских бассейнах, большая часть которых входила в систему океана Тетис, или на поверхности суши, непосредственно к ним примыкавшей. Поэтому естественно следует прежде всего попытаться скоррелировать среднеазиатские стратоны с отложениями регионов, относящихся к тому же бассейну (табл. 2 на вкладке). Они широко распространены западнее и южнее анализируемой территории на Кавказе, в Крыму, Иране и Афганистане.

Наиболее значительным для верхней юры сходством обладают разрезы Большого Кавказа, особенно его северного склона. Близкое к стратиграфическому положению урумилъджанского горизонта занимает в пределах северного склона и Восточного Предкавказья иронский горизонт [140]. Их сближает также преобладание в составе пород карбонатов, обычно резкая, как и на Западе Средней Азии, граница, часто несогласное залегание на терригенных породах среднего келловея и отсутствие отчетливой седиментационной или тектонической границы вверху. На Северном Кавказе также наблюдается постепенная смена известняковых толщ доломитовыми или карбонатно-сульфатными. Однако стратиграфические объемы иронского и урумилъджанского горизонтов не совпадают. Подошва первого соответствует границе среднего и верхнего подъярусов келловея, подошва второго горизонта проходит внутри среднекелловейской зоны *Egmuceras coronatum*.

Таким образом, подошва урумилъджанского горизонта условно сопоставляется с уровнями внутри среднекелловейского подъяруса Дагестана. На северном склоне Большого Кавказа она может соответствовать: а) границе пачки 2 и 3 ниже- и среднекелловейских отложений Варандийско-Гимрийской подзоны; б) границе слоев 3

и 4 среднего келловей Ирганайско-Гергинской подзоны; в) основании верхнеюрского разреза Ушкалойско-Гигатлинской подзоны; г) границе слоев 2 и 3 архинской свиты Фиагдон-Ассиинской подзоны; д) уровню внутри верхней части ниже- и среднекелловейских отложений Чегем-Ардонской подзоны; а также е) уровню в верхней части каменноостской свиты Лабилской зоны.

Значительно сложнее сравнить кровлю урумилджанского горизонта с конкретными уровнями в разрезах Северного Кавказа. Она проходит ниже верхней границы иронского горизонта, которая совпадает с кровлей оксфордского яруса. Более или менее обоснованно устанавливается соответствие ее границе слоев 5 и 6 в типичном разрезе иронской свиты Фиагдон-Ассиинской подзоны северного склона Кавказа. Здесь в нижней толще присутствуют аммониты, характерные для среднеоксфордской зоны *Perisphinctes plicatilis*, и для верхней части урумилджанского горизонта. Слой 6 содержит брахиоподы, распространенные в Копетдаге выше кровли урумилджанского горизонта.

Несколько менее уверенно кровле урумилджанского горизонта может соответствовать верхняя граница кимонской толщи или кровля слоя I среднеоксфордской толщи иронской свиты Чегем-Ардонской подзоны, так как в указанном слое и в верхней части кимонской толщи найдены аммониты зоны *Perisphinctes plicatilis*. В остальных местах северного склона положение верхней границы урумилджанского горизонта наметить не удастся. Можно лишь говорить о том, что она располагается ниже границы оксфорд-кимериджской и кимеридж-титонской толщ или ниже уровня появления карбонатно-сульфатных образований.

По характеру разрез Северного Кавказа ближе всего к большешалханскому надтипу, а в пределах Юго-Восточного и Предгорного Дагестана - к кубадагскому подтипу.

Корреляция урумилджанского горизонта с одновозрастными отложениями Закавказья затруднена. Это обусловлено, вероятно, более активным тектоническим режимом осадконакопления, что выражается в широком развитии эффузивов и чрезвычайной пестроте фаций, а также в бедности палеонтологическим материалом и особенно аммонитами верхней юры Закавказья. Однако в ряде случаев удастся сделать более или менее надежные сопоставления. В част-

ности, было установлено, что урумилджанскому горизонту соответствуют, видимо, "слой Корты" Верхней Рачи на северной периферии Грузинской глыбы и часть перекрывающих их бурных песчаников и песчанистых известняков ([191], слой 4 разреза у села Корты, с.191). Западнее, на южном склоне Северо-Западного Кавказа, урумилджанскому горизонту, вероятно, отвечает большая часть монашкинской свиты [140].

Преобладание в рассмотренной части разреза южного склона Большого Кавказа песчано-глинистых пород, при практически полном отсутствии карбонатов, по литологическому составу сближает ее с мангышлакским типом разреза на Западе Средней Азии, однако структурная позиция их совершенно различна.

На Малом Кавказе и в Южном Закавказье с урумилджанским горизонтом могут коррелироваться породы, называемые нижнеоксфордскими [191]. Распространение в них аммонитов, обычных для зоны *Perisphinctes plicatilis*, свидетельствует о соответствии их среднему оксфорду. Возможно также, что с нижней частью урумилджанского горизонта могут быть сопоставлены (полностью или частично) отложения, называемые келловейскими. Эти образования развиты на правом берегу р.Каркарачай, в них обнаружены преимущественно верхнекелловейские аммониты.

В Горном Крыму отложения, соответствующие по возрасту урумилджанскому горизонту, присутствуют лишь фрагментарно. Нижний предел их распространения может быть намечен только в Судакском синклинории, в верхней части толщи шамозитовых известняков со скоплениями *Erymnoceras coronatum* Brug. [191]. Верхняя граница горизонта скорее всего может приблизительно сопоставляться с границей между частями верхнего оксфорда, нижняя из которых соответствует зоне *Gregoriceras transvergarium* - верхней зоне среднего оксфорда.

Сравнение урумилджанского горизонта с одновозрастными образованиями непосредственно соседствующих на юге территорий Ирана и Афганистана сильно затруднено резко неравномерной степенью изученности данных территорий, а также небольшим количеством литературы, посвященной их стратиграфии. Однако появление в последнее время обобщений Дж.Штёклина [208, 224], В.И.Браташа [40],

В.И.Дронова [70] и ряда более мелких работ [213, 214, 223] позволяет все же провести такое сопоставление.

В Иране областью, наиболее приближенной к территории Запада Средней Азии, является Иранский Копетдаг. Урумилджанскому горизонту здесь соответствуют верхняя часть формации Шаманбид и нижняя часть формации Моздуран. Такая корреляция устанавливается главным образом по сходству стратиграфического положения толщ и на основании близости литологического состава последних в смежных районах Туркмении и Ирана. В советском Копетдаге часть разреза, сопоставляемая с формацией Шаманбид, не известна. Ее литологическим аналогом в какой-то степени может считаться гузвашская и более древние свиты Большого Балхана, туэрская свита Туаркира, байсунская свита Восточной Туркмении и верхнеюрские толщи мангышлакского типа разреза. Однако Дж.Штёклин по результатам анализа фораминифер относит формацию Шаманбид к нерасчлененным отложениям бата-оксфорда и тем самым верхи ее могут коррелироваться с нижней частью урумилджанского горизонта [224]. Литологическими аналогами формации Моздуран являются карбонатные толщи мальмского формационного комплекса Запада Средней Азии. Урумилджанскому горизонту при этом соответствует только нижняя часть формации Моздуран, относимая Дж. Штёклиным к оксфорду. В восточной части Иранского Копетдага с ним может быть сопоставлена также нижняя часть формации Шурьех.

В Эльбурсе урумилджанскому горизонту соответствуют верхние части формаций Фарсиан и Далишай, замещающие друг друга по простиранию, и нижняя часть согласно их перекрывающей формации Лар. Положение подошвы горизонта внутри формации Далишай устанавливается довольно точно. Это уровень между верхней ее частью (между слоями 8 и 9). Алави-Наин указывает, что нижний слой (8) относится к зоне *Eugonoceras coronatum* по присутствию в нем *Choffatia neushauri* Siem., *Nesticoceras aff. scuticosta* Tsyt. Слой 9 также содержит среднекембрийские *Reineckia* sp., *Grossoutria* sp. Формация Лар, по составу очень напоминающая урумилджанскую свиту в ее типичном выражении присутствием кремневых конкреций и прослоев, к северо-востоку существенно омолаживает свою подошву. Там она начинается средне-верхнеоксфордскими отложениями с *Aspidoceras circumspinosum* Opp., *Orthosphinctes* sp.

и др. Юго-западнее слои с подобными аммонитами располагаются в средней части формации. Кровля урумилджанского горизонта, вероятно, может быть сопоставлена с ними.

В Центральном Иране стратиграфическими аналогами урумилджанского горизонта могут считаться верхняя часть формации Багамшах, почти вся формация Квален-Доктар (ее кровля, видимо, совпадает с верхней границей урумилджанского горизонта) и нижние части формаций Эспандиар и Бидо.

Северный Афганистан входит в состав Туранской платформы, для которой характерен здесь разрез кубадаг-гиссарского типа. На северо-востоке Северо-Афганской платформы распространены стратиграфические подразделения, те же или близкие к гаурдак-кугитангскому и южногиссарскому подтипам разреза. В.И. Браташ с соавт. выделяли там кугитангскую и замещающую ее калафган-дудкашскую свиты [46], почти полностью соответствующие урумилджанскому горизонту. В Среднем Афганистане выделяется Афгано-Южнопамирская зона позднекиммерийской складчатости [70], в которой с урумилджанским горизонтом коррелируются слои 5-7 нерасчлененных отложений блока Кохе Кафтархан, что подтверждается распространением в них органических остатков, характерных для келловей и низов оксфорда Кугитанга и Юго-Восточного Памира. На территории Южного Афганистана урумилджанский горизонт может быть сопоставлен с серией шонаяй, свитой сангесар и их стратиграфическими аналогами.

В пределах всей рассматриваемой в работе части Альпийского складчатого пояса и его обрамления интервал стратиграфического разреза между кровлей урумилджанского и подошвой копетдагского горизонтов, выделяемый на Западе Средней Азии как урумилджанско-копетдагский интервал, представлен наиболее пестрым фациальным набором толщ. Обычно их недостаточная палеонтологическая характеристика и быстрая изменчивость пород по площади сильно затрудняют корреляцию. Тем не менее отдельные стратоны Средней Азии удастся сопоставить с подразделениями других регионов. В частности, ельдеринская свита Копетдага по присутствию кальционеллид может быть примерно сопоставлена с верхней частью магламской свиты центральной части Северного Кавказа [121]. Тубегатанская подсвита кугитангской свиты Гаурдагской структуры со-

держит аммониты, близкие по систематическому составу с таковыми из балтийского горизонта Северного Кавказа. В основном же корреляция интергоризонта возможна по положению этого стратиграфического интервала в разрезе земной коры.

К о п е т д а г с к и й г о р и з о н т довольно уверенно коррелируется с соответствующими отложениями Кавказа и Крыма. При этом наиболее надежно удастся проследить положение его кровли, совпадающей с границей между валанжинским и готерипским ярусами. В пределах северного склона Кавказа копетдагскому горизонту отвечает берриасский и валанжинский ярусы (см. табл. 2), что обосновывается наличием сходных окаменелостей. Однако более или менее точно установить положение подошвы горизонта удастся лишь в центральной части последнего, где она проходит внутри зоны *Euthymiceras euthymi* - *Dalmaniceras dalmani*, и в Предкавказье, где, вероятно, совпадает с подошвой меловых отложений. Вместе с тем в большинстве районов северного склона Большого Кавказа граница между берриасским и валанжинским ярусами примерно соответствует уровню, разделяющему копетдагский горизонт на нижний и верхний подгоризонты. А в центре его зоны *Euthymiceras euthymi* и *Klavanites klavanensis* [177, 178] по сходству кальционеллид, типичных для типитинной зоны *Calypionellorais*, могут быть сопоставлены с большей частью третьей пачки коуской свиты.

В пределах южного склона Большого Кавказа копетдагскому горизонту отвечают бабадагская свита Юго-Восточного Кавказа, верхняя часть брахиоподового и нижняя экзогирового горизонтов Гагрско-Джанской зоны, а также верхняя часть берриаса и нижняя часть свиты кепш Северо-Западного Кавказа.

В Закавказье с копетдагским горизонтом может коррелироваться большая верхняя часть таласар-кармракарской свиты Кафанской зоны, в Севано-Акеринской зоне - известняки с прослоями туфов берриасского, за исключением самых низов, и валанжинского ярусов, а на Грузинской глыбе - берриас и валанжин в полном объеме. Следует сказать, что корреляция копетдагского горизонта с разновозрастными отложениями Закавказья менее надежна, чем с образованиями Главного Кавказа. Она обосновывается главным образом стратиграфическим положением сравниваемых толщ. Палеонтоло-

гические данные здесь сильно различаются. Лишь в валанжине Севано-Акеринской зоны и на Грузинской глыбе встречаются общие виды двустворок.

В Крыму копетдагскому горизонту соответствуют верхняя часть берриаса и валанжин. Палеонтологически обосновано сопоставление слоев с *Malbosciceras* (?) sp., с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*, с *Tauricoceras crassicostratum*, с *Bumphythyris arguiniensis* и с "*Zellerina*" *baccanensis*, которые в своем составе имеют общие с нижнекопетдагским подгоризонтом виды биофоссилий. Сопоставление верхнекопетдагского подгоризонта с Крымским валанжином основано только на одинаковом стратиграфическом положении обоих стратонов.

Корреляция копетдагского горизонта Средней Азии с более южными регионами менее надежна, чем с западными. В Иранском Копетдаге только по сходному стратиграфическому положению и отсутствию перерывов в последовательности залегания вулканомеловых пород с ним могут быть сопоставлены верхняя часть формации Моздурян и нижняя часть формации Зард (?), а также часть формации Шурьех восточной части региона. При этом положение границ горизонта уточнить не удается.

В Эльбурсе, особенно в северных отрогах, корреляция более надежна. С нижнекопетдагским подгоризонтом сопоставляется верхняя часть формации Лар, в которой обнаружены аммониты средней и верхней зон берриаса и кальпионеллы, характерные для зон *Calpionella* и *Calpionellopsis* [223]. С верхнекопетдагским подгоризонтом может сравниваться нижняя часть формации Покале, согласно залегающей на формации Лар.

В Центральном Иране нижней части копетдагского горизонта может отвечать верхняя часть красноцветной формации Гареду.

Как указывалось выше, разрез Северо-Афганской платформы аналогичен разрезам гаурдак-кугитангского и многогиссарского подтипов. Следовательно, к копетдагскому горизонту здесь можно отнести шараплинскую, карабильскую и низы альмурадской свит. Наиболее надежно с копетдагским горизонтом коррелируется серия петовзар и свита паяджилах серии зардоб Фарахрудского прогиба, что объясняется распространением в них двустворок и кальпионелл, типичных для данных отложений в Копетдаге, на Большом

Балхане и в Горном Мангишлаке. Свита мархона на поднятии Гильменд-Аргандаб, расположенном северо-восточнее Фарахрудского прогиба, сопоставляется с копетдагским горизонтом условно.

В заключение корреляции копетдагского горизонта отметим следующее. В западных и южных районах Запада Средней Азии этим горизонтом начинался неокомский формационный комплекс и только в восточных районах (Амударьянская синеклиза, юго-западные и южные отроги Гиссара) смена формационных комплексов происходила внутри копетдагского горизонта. На Кавказе и в Крыму данная закономерность в целом выдерживается, лишь смена эта происходит обычно на более низком стратиграфическом уровне. В Иране же смена мальмского и неокомского формационных комплексов устанавливается внутри отложений, сопоставляемых с копетдагским горизонтом.

Корреляция янгаджинского горизонта с разрезами прилежащих территорий проводится с трудом, причем наиболее трудно с Большим Кавказом и Крымом. Основная причина этого заключается в широком развитии в янгаджинском горизонте красноцветных лагунно-континентальных осадков вместо морских фаций, типичных для Кавказа и Крыма. Кроме того, на юго-западе Средней Азии, где верхнеянгаджинский подгоризонт также образован морскими отложениями, в нем, в отличие от более западных районов, совершенно отсутствуют находки аммонитов. Лишь представители бентоса (двустворки, брахиоподы и др.) позволяют все же проводить сопоставление одновозрастных стратонов, разделенных в современной структуре Каспийским морем (см. табл.2).

Обнаружение в нижней части янгаджинского горизонта комплекса аммонитов, характерных для нижнеготеривского подъяруса в нижнеказанджабурунской подсвите Большого Балхана [117], явилось обоснованием примерного соответствия подошвы горизонта основанию готеривского яруса. Присутствие среди аммонитов *Endemocerat ex gr. ambligonium Neum. et Uhl.*, *Acanthodiscus ex gr. radiatus Brug.* и др. позволило сопоставить базальную часть янгаджинского горизонта с нижней частью готеривского яруса долины р.Баксан (4-я пачка жанхотекской слиты [84]), со вторым и третьим горизонтами районов Кисловодска и Кабарды [209, 210], с нижней свитой "сидеритовых глин" Северо-Западного Кавказа [113].

Таким образом, на северном склоне Большого Кавказа янгаджинскому горизонту отвечают кайтарская свита Юго-Восточного Кавказа, готеривский ярус Дагестана и центральной части северного склона, большая часть свиты чепси, шишанская свита и низы афипской свиты Северо-Западного Кавказа. Однако стратиграфический уровень, отвечающий положению верхней границы янгаджинского горизонта, скорее всего проходит выше, в нижней части толщ, перекрывающих перечисленные стратоны. Это подтверждается также и сведениями о распространении в последних некоторых видов двустворок (*Rhynchostreon subsinuatum* Leym. и др.), в Средней Азии не известных выше янгаджинского горизонта.

Готеривский ярус Предкавказья охватывает, вероятно, и верхи валанжина, так как В.Л.Еголин в палеонтологической характеристике готерива приводит *Buchia crassicollis* Keys. — вид, ограниченный в своем распространении валанжином. В то же время не исключено, что янгаджинскому горизонту здесь соответствует и нижняя часть барремских отложений, содержащих остатки *Rhynchostreon subsinuatum* Leym., *Sellithyris sella* Sow., *Musculina sanctaerucis* Catzigras и др. [133], типичные для горизонта.

В пределах южного склона Большого Кавказа янгаджинскому горизонту отвечают по стратиграфическому положению терригенно-карбонатный флиш готерива Юго-Восточного Кавказа, верхняя часть экзогирового горизонта и верхнеготеривский подъярус Гагрско-Джалской зоны, а также часть свиты кепш Северо-Западного Кавказа. Верхняя часть экзогирового горизонта Грузии, так же как нижнеянгаджинский подгоризонт, содержит остатки *Griaceratites duvali* Lev.

В Закавказье с янгаджинским горизонтом могут быть скоррелированы агаракская подсвита сейвлянской свиты Юго-Восточного Кавказа, кремненные известняки с прослоями туфов Севано-Акеринской зоны и слоистые известняки готерива вместе с низами ургонской фации Грузинской глыб. Все перечисленные выше части разреза содержат остатки двустворок и брахиопод, принадлежащие видам, обычным в янгаджинском горизонте.

Комплекс аммонитов нижнеказанджабурунской подсвиты Большого Балхана позволяет сопоставить ее с нижнеготеривским подъярусом Юго-Западного Крыма [117]. Выше лежащие готеривские отло-

жения отвечают более верхним частям янгаджинского горизонта, о чем свидетельствует ряд общих видов двустворок и брахиопод и близкое стратиграфическое положение. Резкое различие фаций и комплекса органических остатков в перекрывающих готерив отложениях Крымского разреза не позволяет установить в нем уровень, соответствующий кровле янгаджинского горизонта.

Недостаточная изученность органических остатков готерива в Иране сильно затруднит сопоставление янгаджинского горизонта с одновозрастными образованиями этого региона. Однако близость географического положения сравниваемых территорий, сходство фаций и распространение во времени преимущественно бентосных окаменелостей, принадлежащих к общим родам, позволяют о региональном стратоме Запада Средней Азии скоррелировать части Иранского разреза, заключенные между валанжином и подошвой орбитолиновых известняков. К ним относятся верхняя часть формации Зард (?), формация Ходжидаг (?), а также низы формации Тигран и частично формация Шурьех Иранского Копетдага, большая верхняя часть формации Покале и гипсово-"мелафировая" формация Эльбурса.

В разрез Северного Афганистана, по аналогии с гаурдак-кугитангским и южногиссарским подтипами разреза, янгаджинскому горизонту соответствует большая часть альмурадской свиты. В Южном Афганистане о нем достаточно уверенно коррелируется свита холмиран серии зардоб Фарахрудского прогиба. Комплекс органических остатков и стратиграфическое положение последней очень близки к таковым нижнеянгаджинского подгоризонта Копетдага и Большого Балкана. Верхнеянгаджинскому подгоризонту соответствует слой 1 серии калмошав, который подстилает орбитолиновые известняки и для которого В.И. Дронов с соавт. указывают присутствие *Turkmenia* sp., типичной для рассматриваемых отложений Юго-Западной Туркмении. На поднятии Гильменд-Аргандаб с янгаджинским горизонтом могут быть сопоставлены свита урузган серик гармо и слой 1 серии ангой, которые коррелируются с вышеуказанными подразделениями прогиба Фарахруд.

Итак, наиболее близкими янгаджинскому горизонту юго-западной части Запада Средней Азии по особенностям строения, комплексу биофоссилий и взаимоотношениям с вмещающими породами являются карбонатные отложения нижнего мела Кафэнской зоны южно-

го склона Юго-Восточного Кавказа и Фарахрудского прогиба Южного Афганистана. Представляется, что дальнейшие исследования в Иране обнаружат значительное сходство соответствующих частей разреза в Северо-Восточном Эльбурсе и на западе Иранского Копетдага. Что же касается особенностей янгаджинского горизонта в центральной и восточной частях Запада Средней Азии, то наибольшая аналогия наблюдается в разрезах на востоке Иранского Копетдага и на севере Афганистана.

Кумдагский горизонт образован преимущественно ургонской фацией*. Последняя понимается нами как "эпизодические известняки, ... состоящие из скопления более или менее переотложенных обломков фораминифер (миллиолиты, орбитолинны), кораллов, гидромедуз, мшанок, рудистов, нериней и т.д." ([85], с.368)*. Она типична для барремского и аптского ярусов.

Близкое определение содержится и в Международном стратиграфическом справочнике [219]. Представители большинства перечисленных в нем организмов вели колониальный или банковый образ жизни и встречены в ископаемом состоянии в виде отдельных скоплений остатков. Поэтому ни кораллы, ни рудисты не могут служить обоснованием выделения ургона, да и распространены они в очень широком стратиграфическом диапазоне. Фораминиферы и особенно орбитолиниды присутствуют повсеместно, переполняя слои, образующие фацию. Именно присутствие орбитолинид, легко распознаваемых в обнажениях и кернах, должно служить критерием установления ургонской фации, тем более что они появляются в барремском веке. Кроме орбитолинид типичными для ургонской фации являются кораллы, рудисты, нериней и др., встречающиеся в различных сочетаниях.

Своеобразие ургонского (кумдагского в Средней Азии) ориктоценоза, в котором совершенно отсутствуют аммониты, существенно ограничивает возможности его корреляции с регионами, где данная фация отсутствует. Поэтому кумдагский горизонт удаётся

*-Объяснение нашего понимания термина "ургонская фация" необходимо потому, что в последнее время появились его определения, отличные от первоначальных. В результате осложнилось использование термина и возникают серьезные затруднения в корреляции отложений.

довольно уверенно сопоставить с одновозрастными разрезами Закавказья и зарубежной части Средней Азии и значительно хуже — с разрезами Большого Кавказа и Крыма.

На северном склоне Юго-Восточного Кавказа кумдагскому горизонту соответствует, вероятно, нижняя часть халачской свиты, которую А.Г.Халилов относит к барремскому ярусу. Для нее характерны прослой и линзы рудистовых известняков, часто встречающихся в ургонской фации. Западнее, в Дагестане и в центральной части северного склона Большого Кавказа, по стратиграфическому положению с кумдагским горизонтом сопоставляется большая часть нижнебарремского подъяруса, образованного терригенно-карбонатными комплексами, содержащими ряд общих с кумдагскими видами двустворок.

В пределах северного склона Северо-Западного Кавказа только по стратиграфическому положению кумдагскому горизонту отвечает, вероятно, средняя часть афипской свиты. На том же основании с ним может сопоставляться также нижняя часть баррема южного склона Юго-Восточного Кавказа и нижняя часть верхней половины свиты кепш южного склона Северо-Западного Кавказа. Для Гагрско-Джавской зоны Грузии возможна более точная корреляция. Там в верхнебарремском подъярусе выделяется зона *Imerites giraudi*, сопоставимая с лоной *Imerites* и *Colchidites* Туркмении, которая ограничивает сверху кумдагский горизонт. Таким образом, кумдагскому горизонту соответствуют нижний баррем этой структурной зоны (возможно, не в полном объеме) и низы верхнего баррема — зона *Matheronites khwamliensis*.

Как указывалось выше, в Закавказье ургонская фация распространена достаточно широко. Это обстоятельство облегчает ее корреляцию с кумдагским горизонтом. В Северо-Акеринской зоне, в средней части камирванской подовиты зейвинской свиты, между слоями с аммонитами нижнего и верхнего баррема, располагаются известняки с орбитолинами, рудистами, гастроподами и хетерастерами, первые из которых иногда начинают попадаться уже в основании подовиты. Аналогичные ургонские известняки встречаются также в виде олистолитов среди гипербазитов баррема Кафанской зоны.

Комплекс органических остатков содержит много видов орбитолин, двустворок, брахиопод и морских ежей, неизвестных в Туркмении за пределами кумдагского горизонта. Однако утверждать, что стратиграфические объемы сравниваемых интервалов разрезов идентичны, нельзя, так как если уровень первого массового появления орбитолинид (подошва ургонской фации, основание кумдагского горизонта) можно считать почти синхронным, то положение кровли слоев с орбитолинами безусловно разновременное. Тем более что в Закавказье широко представлен вид *Orbitolina lenticularis* Blum., который хоть иногда и встречается в верхней части кумдагского горизонта [56], более характерен там для вышележащего нижнего апта. Кроме того, А.Г.Халилов указывает на присутствие вместе с *Orbitolina lenticularis* Blum. аммонитов верхней части верхнего баррема. Поэтому ургонские известняки восточной части Малого Кавказа охватывают и более молодые отложения, чем кумдагский горизонт. В пределах Грузинской глыбы последнему соответствует средняя часть ургонской фации, подстилающая слои с *Imerites giraudi* Kil.

Какая часть нижнемелового разреза в Крыму соответствует кумдагскому горизонту, даже предположительно сказать трудно. Возможно, что разновозрастные отложения там не отлагались и в это время господствовали процессы денудации, приведшие в перерыву между "цефалоподовыми известняками" и глинистой баррем-альбской толщей. Однако не исключено, что первые, хотя бы частично, могут коррелироваться с ургонской фацией Запада Средней Азии.

На территории Ирана и Афганистана ургонская фация распространена чрезвычайно широко. Быстрое массовое появление очень близких по видовому составу сообществ орбитолинид на огромной территории Средиземной палеозоогеографической области позволяет для непрерывных разрезов мела рассматривать этот уровень в качестве маркирующего, соответствующего подошве кумдагского горизонта. В то же время отсутствие на зарубежной площади Средней Азии стратиграфических аналогов вышележащего торанглинского горизонта, выраженных терригенными или терригенно-карбонатными толщами с аммонитами, делает в большинстве случаев невозможным корреляцию кумдагского горизонта с разрезом данных тер-

риторий и определение уралья, отвечающего кровле кумдагского горизонта. В Иране и Афганистане ургонская фация обычно охватывает большую часть апта (кроме баррема), несогласно перекрываясь верхним мелом либо кайнозоем.

В Иранском Копетдаге большая верхняя часть формации Тигран образована известняками с многочисленными орбитолиндами. В западных и центральных районах особенно Северного Копетдага в нижней части ургонских известняков отмечаются *Dictyosonus arabicus* Nees., типично для основания кумдагского горизонта советского Копетдага и Малого Балхана. Таким образом, кумдагскому горизонту в Иранском Копетдаге соответствует нижняя часть формации Тигран, восточнее замещаемая красноцветной формацией Шурьох (частично).

В Северном и Восточном Эльбурсе стратиграфическим аналогом кумдагского горизонта является нижняя часть формации Джеми-Шуран, которая с незначительным несогласием залегает на формации Покале. В основании первой широко распространены орбитолинды, среди которых зафиксирован *Dictyosonus arabicus* Nees. Значительно более широкий стратиграфический диапазон формации Джеми-Шуран доказывается находкой в самых верхних частях ее гипакантогоплитов верхнего апта. По мнению Г.М.Штёмпли, объемом данной формации следует ограничивать баррем-аптом, что следует признать вполне справедливым.

В Центральном Иране с кумдагским горизонтом сопоставляется формация Тиз-Кух, также образованная орбитолиновыми известняками, причем видовой состав орбитолинид в нижней части известняков еще ближе к таковому кумдагского горизонта, чем для формации Джеми-Шуран. Дж. Штёклин относил формацию Тиз-Кух в основном к апту, хотя и допускал соответствие нижней ее части "предапту" [224]. В свете высказанных соображений об одновременном появлении массовых остатков орбитолинид мы считаем, что нижняя часть формации скорее всего включает достаточно древние слои барремского яруса, хотя залегание формации Тиз-Кух с резким несогласием на подстилающих толщах не позволяет в данном случае утверждать, что подошва формации должна коррелироваться с основанием кумдагского горизонта.

Серия Парпа и "орбитолиновые известняки" Центрального Эльбурса чрезвычайно близки по своему строению, ориктоценозу и взаимоотношению с вмещающими породами с формацией Тиз-Кух (см. табл.8), поэтому кумдагскому горизонту могут отвечать нижние части этих стратонов.

В Северном Афганистане, по аналогии с центральными районами советской Средней Азии, с кумдагским горизонтом коррелируются нижняя часть кнзылташской свиты и, возможно, самые верхи альмурадской.

Чрезвычайно интересные данные приводит В.И.Дронов по Южному Афганистану [70]. В прогибе Фарахруд и на поднятии Гильменд-Аргандаб в слоях "2" серий калмошав и ангой распространен комплекс органических остатков, типичный для кумдагского горизонта. Наряду с аналогичными туркменскими видами орбитолин, в них указываются *Balkhania balkhanica* Mamont., *Turkmenia balkhanensis* Krimh., *Heteraster* sp. Первая из перечисленных форм до сих пор известна только в основании кумдагского горизонта (сабатанская и борджоклинская свиты) Большого Балхана и Кубадага. Остальные очень широко развиты в кумдагском горизонте на территории Юго-Западной Туркмении. Следует добавить, что комплексы подстилающих и перекрывающих отложений также охарактеризованы ориктоценозами, аналогичными ископаемым сообществам, пограничным с кумдагским горизонтом. Таким образом, слой "2" в обеих сериях полностью коррелируются с кумдагским горизонтом, а стратиграфический объем серий, вероятно, следует расширить и включить в него верхнюю часть готерива.

Т о р а н г л и н с к и й г о р и з о н т, в отличие от кумдагского, надежнее сопоставляется с более западными регионами, прежде всего с Кавказом, и значительно хуже с областями зарубежной части Средней Азии. Это обусловлено распространением в данном стратиграфическом интервале, содержащем своеобразные аммониты, преимущественно терригенных формаций, не развитых в Иране и Афганистане.

В Дагестане стратиграфические аналоги торанглинского горизонта в современном разрезе, вероятно, отсутствуют. Барремский лрус здесь также, как на Западе Средней Азии, образован двумя формационными комплексами: нижним - карбонатным и верх-

ним - песчано-глинистым [133]. Верхний, относимый Т.А.Мордвилко к верхнему баррему, содержит чрезвычайно богатый и разнообразный ориктоценоз двустворок, в котором преобладают крупные толстораковинные жервиллии, устрицы, тригонии, сферы. Данное сообщество и состав пород практически идентичны таковым для Шебалинской и Казанджикской свит Юго-Западной Туркмении, что, в частности, послужило основанием для выделения Н.П.Дупповым верхнего подъяруса баррема в Закаспии [110].

Однако верхняя часть указанных свит, относимая к торанглинскому горизонту, охарактеризована аммонитами лон *Imerites* и *Colchidites*, и *Turkmeniceras turkmenicum*. В Дагестане типичные представители туркменских лон *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Colchidites* sp. часто вместе с нижнеаптскими дегезитами и хелоницерасами начинают аптский ярус и обычно встречаются в "сгруженных" маркирующих горизонтах, содержащих органические остатки нескольких стратиграфических уровней. Приведенные факты позволяют предполагать переотложение образований, соответствующих торанглинскому горизонту в Дагестане, хотя не исключено, что в отдельных разрезах часть нижнего апта Т.А.Мордвилко, выделяемая в зону *Matheronites ridzewskyi*, может быть сопоставлена с лонной *Turkmeniceras turkmenicum* Туркмении.

В центральной части северного склона Северного Кавказа в пределах интервала, относимого Т.А.Мордвилко [132], В.А.Друщицем и И.А.Михайловой [80] к верхнему баррему, торанглинскому горизонту соответствует верхняя часть, содержащая аммониты *Imerites giraudi* Kil., *Heteroceras* spp. и др. (горизонт Ш района Кисловодска, по Т.А.Мордвилко). Найденные здесь аммониты позволяют сопоставить эти отложения с нижней лонной торанглинского горизонта. Над ними на Северном Кавказе, обычно с перерывом, залегает нижний апт, где в составе аммонитов вместе с типичными для бедуля *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *Frochelonicegas albrechtiaustria* Nah. и др. обнаружен *Matheronites ridzewskyi* Kar., обычный для верхней лоны торанглинского горизонта. Таким образом, на северном склоне Кавказа верхи разреза, сопоставляемого с торанглинским горизонтом, были размывы, а присутствовавшие в них аммониты переотложены. Подобные особен-

ности геологической истории, вероятно, характерны и для Предкавказья.

На северном склоне Северо-Западного Кавказа В.Л.Егоян [82] в верхней половине афисской свиты выделяет слои и относит их к верхнебарремскому и нижнеаптскому подъярусам. Нижние (верхнебарремские) практически не содержат органических остатков, позволяющих сопоставить их с торанглинским горизонтом. Верхние охарактеризованы наряду с типичными представителями нижнего апта, аммонитами *Imerites favrei* Rouch, *Colchidites* sp., *Matberonites ridzewski* Kar., обычно встречающимися в торанглинском горизонте. В.Л.Егоян в данном случае не допускает возможности их переотложения или конденсации.

Однако на том же Северо-Западном Кавказе в бассейне р.Пшехи, в верхней части барремского яруса М.В.Какабадзе [90] отчетливо выделяет слои с колхидитами, полностью или частично отвечающие туркменской лоне *Imerites* и *Colchidites*, и матеронитовые слои, соответствующие лоне *Turkmeniceras turkmenicum* Средней Азии. Лишь над последними располагается апт с первыми дегезитами. Таким образом, и в пределах восточной части Северо-Западного Кавказа обнаружены стратиграфические аналоги торанглинского горизонта.

На южном склоне Большого Кавказа на территории Грузии Э.В. Котетишвили [96] и М.В.Какабадзе [90] разделяют верхнебарремский подъярус на три зоны, две верхние из которых - *Imerites gigaudi* и *Colchidites securiformis* - полностью отвечают торанглинскому горизонту. Однако аммониты обеих зон позволяют коррелировать их только с лонной *Imerites* и *Colchidites* Туркмении. Но между кровлей верхней из них и подошвой нижнеаптской зоны *D.weiszi* располагаются "надколхидитовые слои" без аммонитов [9], которые можно сравнивать с лонной *Turkmeniceras turkmenicum*, а возможно, и с лонной *Deshayesites turkmenicus*. На южном склоне Северо-Западного Кавказа с торанглинским горизонтом сопоставляется верхняя часть свиты кепш, для которой В.Л.Егоян отмечает присутствие матеронитов.

В Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа и на востоке Малого Кавказа прямых стратиграфических аналогов торанглинского горизонта установить не удается. Только по страти-

графическому положению в разрезе ему могут соответствовать верхние части халачской свиты и кармирванкской подсвиты зейвинской свиты (см. табл.2).

Корреляция торанглинского горизонта с разрезом Крыма практически невозможна. Можно лишь предположить, что торанглинскому горизонту частично соответствуют низы глин с сидеритовыми конкрециями, залегающими над "цефалоподовыми известняками".

На территории Ирана, как уже отмечалось, среди меловых отложений нет формационных аналогов среднемелового комплекса, выраженного в Советской Средней Азии глауконитовыми песчано-глинистыми осадками. Терригенные образования замещены там карбонатными породами, органические остатки в которых резко отличаются от распространенных севернее в образованиях средней части мела. Этим различием, вероятно, объясняется значительно более широкое развитие вверх по разрезу орбитолинид и других представителей фауны, ограниченной на территории среднеазиатских республик кумдагским горизонтом. Поэтому можно считать, что торанглинский горизонт соответствует средним или верхним частям формаций Тигран, Джэми-Шуран, Тиз-Кух, Парпа и "орбитолиновых известняков" Северного и Центрального Ирана.

В северном Афганистане, по аналогии с восточными районами Запада Средней Азии, торанглинскому горизонту соответствует верхняя часть кызылташской свиты. Наличие в основании перекрывающей ее окузбулакской свиты поверхности перерыва и отсутствие в ее составе лагунной пачки может свидетельствовать о перерыве, охватывающем верхи торанглинского горизонта.

В Южном Афганистане с торанглинским горизонтом могут быть сопоставлены слои 3-5 серии калмошав и слой 3 серии ангой. В них В.И.Дронов [70] обнаружил *Orbitolina cf. lenticularis* Blum., *Cyrtothyris kentugajensis minor* Lobatsch., *Isognomon ricordeanus* Sow., *Neithe quinquecostata* Sow. - виды или распространенные в разрезах советской Средней Азии, впервые появляясь обычно с торанглинского горизонта, или типичные для него. Вместе с тем в Южном Афганистане, так же как в Иране, в указанных слоях еще встречаются и поднимаются даже выше по разрезу такие типично кумдагские и янгаджинские формы, как *Turkmenia*, и некоторые другие.

Завершая раздел, посвященный сопоставлению верхнеюрско-нижнемелового разреза Запада Средней Азии с разрезами прилежащих к ней регионов Средиземной палеозоогеографической области, следует подчеркнуть, что стратиграфические подразделения первой сравнительно уверенно коррелируются с соответствующими отложениями Кавказа, Крыма, Ирана и Афганистана. Это должно свидетельствовать о палеотектонической и палеогеографической общности всей рассмотренной территории. Отдельные региональные стратоны Запада Средней Азии более надежно сопоставляются с различными смежными с ней регионами. Так, урумилджанский горизонт более обоснованно сравнивается с одновозрастными отложениями северного склона Большого Кавказа, Крыма, Северного Ирана и Афганистана, копетдагский — с теми же регионами, янгаджинский — с образованиями южного склона Большого Кавказа, Закавказья, Северного Ирана и Афганистана, кумдагский — с соответствующими толщами восточной части Закавказья и зарубежной Средней Азии, торанглинский — с аммонитовыми подразделениями Грузии и литостратонами Северного и Южного Афганистана. Данное положение отражает специфику разреза Запада Средней Азии, подчеркивая правомерность выделения ее в самостоятельный регион.

На северо-западе территория Запада Средней Азии через Горномангышлакский бассейн осадконакопления сочленяется с Восточно-Европейской платформой, в чехле которой широко развиты и относительно хорошо изучены отложения верхней юры и нижнего мела. Существенные различия формационного состава пород и ориктоценозов древних видов, отражающих особенности палеотектоники и палеогеографии обоих регионов, делает интересной попытку их корреляции и может помочь в выяснении влияния геологических процессов на протяжении позднеюрской и раннемеловой эпох.

При проведении такой корреляции следует иметь в виду и различия в традиционно сложившихся методических приемах стратиграфических исследований. В основе местных и региональных схем рассматриваемого интервала разреза Русской плиты лежит выделение биостратиграфических подразделений (зон), обусловленное обилием руководящих для мезозоя остатков аммонитов, белемнитов, бужий и других групп при общем однообразии состава вмещающих их осадков. Основу местных стратонов Запада Средней Азии образу-

ют литостратиграфические подразделения (свиты), отчетливо различающиеся быстро меняющимися по вертикали и горизонтали литологическими особенностями пород. Сравнительно редко встречающиеся здесь остатки руководящих ископаемых позволяют использовать их для корреляции литостратонов между собой и создания унифицированной шкалы, состоящей из хроностратиграфических подразделений (горизонты, лонны).

Верхняя юра и нижний мел Русской плиты в различных районах развития отложений значительно различаются прежде всего полнотой разреза, поэтому при сравнении с отложениями Запада Средней Азии мы ограничиваемся территорией северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, обладающей наиболее полной стратиграфической колонкой, наиболее хорошо изученной и представляющей основу унифицированной схемы данного региона [190, 191]. С другой стороны, корреляция с этим регионом возможна, главным образом, через стратиграфическую схему Мангышлака, разрез которого характеризуется наибольшим сходством палеонтологических объектов и состава отложений с развитыми в Бореальной палеозоогеографической области.

Румильджанский горизонт уверенно сопоставляется с верхней частью среднего келловей – средним оксфордом Русской плиты (табл.3). Нижняя граница его проходит внутри зоны *Eugoniatum*, выделяемой в обоих регионах. Верхняя граница, соответствующая плоскости раздела среднего и верхнего оксфорда, совпадает с подошвой слоев, содержащих *Amoboceras alternans*, которые присутствуют как на Русской плите, так и в Горном Мангышлаке. Непосредственно подстилающие их слои с *Amoboceras alternoides* М.С.Месежников [87] однозначно сопоставляет с верхней частью кугитангской свиты в хребте Кугитанг-Тау (пачки 19–21), охарактеризованной аммонитами среднего оксфорда. Аналогичный комплекс известен также в Копетдаге и на Большом Балхане. Правомерность данного сравнения подтверждается присутствием аммонитов в Среднеазиатском разрезе, характеризующих по сути дела наличие всех зон келловей и оксфорда, выделяемых на востоке Русской плиты.

Румильджанско-Копетдагский интергоризонт в целом может сравниваться с разрезом Восточно-Европейской платформы лишь по

Таблица 3. Сопоставление стратиграфических схем верхней юры и нижнего мела Запада Средней Азии и Русской плиты

Северная часть Ульяновско - Саратовского прогиба		Запад Средней Азии	
Апский	нижний	Зона <i>Deshayesites weissi</i> и <i>Tropaeum biberbonki</i> <i>Deshayesites lavaschensis</i> Kasan, <i>Sinzovia truuetscholdi</i>	Лона <i>Deshayesites weissi</i> Лона <i>Deshayesites turkmenicus</i>
	Барремский	Зона <i>Matheronites ruzewski</i> „Белемнитовая толща“ (зона <i>Oxyteuthys jaskovici</i>)	Туркменский горизонт Лона <i>Turkmeniceras turkmenicum</i> Лона <i>Imerites</i> и <i>Colchidites</i> Кумдагский горизонт
Готеривский	верхний	Зона <i>Simbirskites decheni</i> <i>Simbirskites</i> spp., <i>Craspediscus discophalcatus</i> Lah., <i>Speetoniceras polionensis</i> Pavl. и др.	Ягджанский горизонт Верхний подгоризонт Нижний подгоризонт
	нижний	Зона <i>Speetoniceras versicolor</i> <i>Speetoniceras</i> spp., <i>Simbirskites coronatiformis</i> M. Pavl. и др. Глины	
Валажинский	верхний	Зона <i>Polyptychites polyptychus</i> и <i>Dichotomites bidichotomus</i>	Копетдагский горизонт Верхний подгоризонт
	нижний	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i> <i>Polyptychites</i> spp., <i>Tollia cf. stenophala</i> Bodyl., <i>Buchla</i> spp. Зона <i>Pseudogarnieria unduloplicatilis</i> <i>Surites spasskensis</i> Nik. и др.	
Рязанский горизонт	верхний	Зона <i>Surites tzikwinianus</i>	Копетдагский горизонт Нижний подгоризонт
	нижний	Зона <i>Riasanites rjasanensis</i> n/з <i>Euchymiceras transfigurabilis</i> n/з <i>Heclticeras kochi</i> n/з <i>Garniericeras</i>	
Волжский	верхний	Зона <i>Craspedites nodiger</i> n/з <i>Craspedites nodiger</i> n/з <i>Craspedites mosquensis</i>	Копетдагско - Урумилджанский интергоризонт
	средний	Зона <i>Craspedites subditus</i> Зона <i>Kachpurites fulgens</i> Зона <i>Epiwirgatites nikitini</i> Зона <i>Virgatites virgatus</i> Зона <i>Dorsoplanites panderi</i>	
Киммеридж	нижний	Зона <i>Лловатская pseudocytica</i> Зона <i>Лловатский sokolovi</i> Зона <i>Лловатская klimovi</i>	Копетдагско - Урумилджанский интергоризонт
	нижний	Зона <i>Aulacostephanus antislodorensis</i> Зона <i>Aulacostephanus euaxos</i> Зона <i>Aspidoceras acanthicum</i>	
	нижний	Слои с <i>Amoeboceras nitentini</i> Salt	
	нижний	Глины с <i>Amoeboceras novoselkense</i>	
	нижний	Слои с <i>Amoeboceras alternans</i>	

ОКСФОРДСКИЙ	средний	Слой <i>Amoeboceras alternoides</i>	Урумилджанский горизонт
	нижний	Слой <i>Cardioceras vertebrate</i> .	
		Зона <i>Cardioceras cordatum</i>	
		Зона <i>Quenstedtoceras maria</i>	
КЕЛЛОВЕЙСКИЙ	верхний	Зона <i>Quenstedtoceras lamberti</i>	Зона <i>Erymnoceras coronatum</i>
	средний	Зона <i>Peltoceras athleta</i>	
	средний	Зона <i>Erymnoceras coronatum</i>	Зона <i>Kosmoceras jason</i>
		Зона <i>Kosmoceras jason</i>	

общему стратиграфическому положению (между среднеоксфордским и верхнеберриасским подъярусами). Такое сравнение вместе с тем подтверждается палеонтологическими данными. Так, в Кутитанге, Копетдаге, Большом Балхане обнаружены отдельные кимериджские аммониты. Однако эти формы сопоставимы только по возрасту, но относятся к родам, не известным в кимеридже Бореальной области, а широко распространенным в Средиземной области. Наряду с этим в карбонатной толще Южного Мангышлака установлена *Exogyra virgula Goldf.*, типичная для кимериджа Русской плиты. В чагабулакской свите Горного Мангышлака выделены слои с *Amoeboceras alternans*, характерные как и в Европейской части Советского Союза для верхнего оксфорда. Таким образом, все-таки можно считать правомерным, хоть и не совсем убедительным, приведенное сопоставление.

Копетдагский горизонт достаточно надежно коррелируется с рязанским горизонтом и валанжинским ярусом Русской плиты, хотя их стратиграфические объемы, вероятно, не могут быть признаны тождественными. Нижнекопетдагский подгоризонт охарактеризован аммонитами и бухиями в Горном Мангышлаке, а также бу-

хиями в Копетдаге, представленными таксонами, близкими типичным видам в рязанском горизонте.

Наряду со сходством имеются и существенные различия. Так, в основании копетдагского горизонта широко распространены представители рода *Neosommoseras*, отсутствующие в рязанском горизонте. Н.П.Дуппов с соавт. [118] на основании этого факта считают нижнюю часть берриаса Мангышлака соответствующей более низким слоям яруса, чем представленная в рязанском горизонте Русской плиты. Подошва последнего коррелируется ими с нижней границей лоны *Buchia volgensis*. М.С.Месехников с соавт. [128] пришли к выводу о наличии незначительного перерыва осадконакопления между волжским ярусом и рязанским горизонтом и о возможности почти полного соответствия последнего берриасу. Представляется, что в настоящее время более правы Н.П.Дуппов с соавт. еще и потому, что в разрезах скважин на Устурте, в толще зеленых глин, залегающих на шахматинском горизонте (коррелируется с лоней *Neosommoseras* и *Septaliphoria semenovi* Горного Мангышлака), вместе с *Buchia volgensis* найдены аммониты, определенные Н.П.Герасимовым и Н.П.Дупповым как *Kashpurites fulgens* Trautsch. Если наши сопоставления правильны, то объем копетдагского горизонта больше рязанского почти на весь верхне-волжский подъярус. В этом случае прав Р.Кейси [216, 217], считающий, что волжский ярус значительно больше титона по стратиграфическому объему и соответствует также части берриаса. Но возможно и другое толкование: рязанский горизонт, представляя собой типично биостратиграфическое подразделение, в разных местах своего развития обладает различным временным объемом, что маловероятно.

Не совсем ясно точное стратиграфическое положение верхней границы нижнекопетдагского подгоризонта. На Мангышлаке между лонами *Riasanites* и *Pygurus rostratus*, и *Buchia keyserlingi* существует перерыв, охватывающий, вероятно, верхи верхней зоны рязанского горизонта и нижнюю зону валанжина Ульяновско-Саратовского прогиба [118]. В Копетдаге, где между подгоризонтами перерыва нет, отсутствуют и коррелятивы.

Верхнекопетдагский подгоризонт почти полностью отвечает валанжинскому ярусу Русской плиты, что обосновывается распро-

странением одинаковых видов аммонитов и бухий в обоих районах. Однако адекватность их верхних границ доказана быть не может, поскольку на Мангышлаке слои, перекрывающие лону *Dichotomites* *sp.*, не содержат руководящих готеривских форм, а на Большом Балхане под слои с нижнеготеривскими аммонитами нет характерных представителей валанжина. В Копетдаге же отложения, где обнаружены аммониты пограничных частей обоих ярусов, во-первых, недостаточно изучены, во-вторых, они найдены почти в 100 км друг от друга и, в-третьих, это типично средиземные виды, отсутствующие в валанжинско-готеривских отложениях Русской плиты.

Янгаджинский, кумдагский и нижняя лона торанглинского горизонтов практически не имеют ни палеонтологических, ни литологических аналогов в разрезе чехла Восточно-Европейской платформы, за исключением Прикаспийской синеклизы, в чехле которой выделяется "пестроцветная" свита, соответствующая большей части данного интервала (почти полный аналог кугусемской свиты Мангышлака) и подстилающая последнюю "пелециподовая" свита. "Пелециподовая" свита, как показали исследования Н.П. Лупнова с соавт., может быть скоррелирована с верхами копетдагского и низами (?) янгаджинского горизонтов, поскольку является продолжением к северо-западу "тригониевой" свиты Мангышлака.

Верхняя лона торанглинского горизонта достаточно уверенно сопоставляется с зоной *Matheronites ridzewskiyi* Ульяновско-Саратовского прогиба благодаря присутствию в верхней лоне выдающего зоны Русской плиты, а также по идентичному положению обоих подразделений под зоной *D. weissii* (s.l.).

Проведенная корреляция (см. табл.3) показала существенные различия стратиграфических схем Запада Средней Азии и Русской плиты. Лишь немногие подразделения среднего келловей - нижнего оксфорда, валанжина и баррема могут считаться полностью адекватными в обоих регионах.

Территория Запада Средней Азии представляет собой крупный участок земной коры, который охватывает всю Туранскую платформу, северную периферию Альпийского и юго-западную Урало-Тянь-шаньского складчатых поясов. Естественно, что на геологическую историю Запада Средней Азии влияли геодинамические и палеогеографические процессы, происходившие в смежных регионах и сама она оказывала воздействие на формирование соседних структурных зон. Восстановление последовательности развития тектонической структуры рассматриваемой территории может помочь установить характер оочленения выше перечисленных регионов. Анализ же изменений во времени ландшафтных характеристик позволит дополнить наши знания о палеогеографических закономерностях и биогеографических оязях сообществ, обитавших непосредственно к югу от границы Бореальной и Средиземной палеобиогеографических областей.

В настоящее время территория западной части Средней Азии тектонистами и палеогеографами изучена значительно хуже, чем ее центральные и восточные районы. Лишь сравнительно недавно, после проведения широкого комплекса буровых и геофизических работ, появилась возможность сделать обоснованные обобщения по геологической структуре и истории этой площади. Впервые они были предложены Ю.Н.Годиним, Н.П.Дупповым [66], затем Г.И.Амурским, Г.Х.Дикенштейном [19, 75], В.М.Цейслером, Р.Е.Айзбергом, Л.Н.Смирновым [67]. Указанные авторы, как правило, ограничивались рассмотрением современной структуры Запада Средней Азии. Более общие сведения имеются в оводах по тектонике Евразии [192], монография В.Е.Хашиа [200] и др. Попытка восстановления эволюции структурных изменений на Западе Средней Азии для поздней кры — раннего мела уже была предпринята нами [163, 164].

Столь же недостаточно изучена палеогеография позднеюрской и раннемеловой эпох для Запада Средней Азии. Среди наиболее общих работ здесь можно указать Атлас литолого-палеогеографических карт СССР [27], а также монографии В.М.Синицына [181, 182], Н.А.Ясаманова [212], статьи В.А.Вахрамеева [48-50] и др. Палеогеографии Запада Средней Азии посвящены статьи Д.В.Наливкина [135], Н.П.Луппова [66, 111], Г.Я.Крымгольца [67], а конкретно рассматриваемому времени — только статьи Н.П.Луппова [220] и В.А.Прозоровского [160]. Лишь в одной публикации Н.П.Луппова [115] рассматривались вопросы палеогеографии раннемеловой фауны. Приведенные в работе материалы могут существенно пополнить наши сведения о тектонических и географических процессах, протекавших на территории Запада Средней Азии в конце юрского — начале мелового периодов.

Обилие существенно различающихся типов разрезов ореднекембрийско-барремских отложений на Западе Средней Азии свидетельствует о сложности тектонической и палеогеографической обстановок этой территории в анализируемый период и высокой динамике событий. В основу историко-геологического исследования нами положен формационный анализ, поскольку особенности тектонического режима и специфика совокупности географических факторов имеют прямое отражение в конкретных формациях**.

1. Общая характеристика тектонической и палеогеографической обстановки территории

Соотношения рассматриваемых формационных рядов в пространстве и во времени (см. рис.3) достаточно определенно свидетельствуют о существенной тектонической разнородности структур и разреза Запада Средней Азии. Большинство исследователей придерживалось мнения, что большая часть территории относится к Туранской эпигерцинской платформе, а Копетдагская горная

** Работы по формационному анализу мезозол Запада Средней Азии крайне малочисленны и начались недавно [14, 52].

система представляет собой краевую часть альпийского геосинклинального пояса**.

Однако Дж.Штёклин [208], Б.П.Бархатов [31] и другие исследователи рассматривали и Копетдаг как участок активизированной платформы. Наиболее четко последнюю точку зрения сформулировал Б.П.Бархатов, который в современной структуре Средней Азии выделял сравнительно узкую субширотную эпиплатформенную орогеническую систему, протянувшуюся от Каспийского моря к востоку до Биналуда в Северном Афганистане. Он считал, что данная зона пережила орогенный тектонический режим, начиная с олигоцена, а до этого, с позднего триаса, она развивалась как платформенноид на палеозойском платформенном основании.

Главные доказательства негеосинклинальной природы Копетдага и смежных с ним регионов Б.П.Бархатов видел в следующем: 1) в однообразии строения земной коры по геофизическим данным под Копетдагом и под Туранской платформой; 2) в отсутствии магматических проявлений и метаморфизма в мезокайнозойском разрезе; 3) в постепенном и плавном, как он считал, переходе морских отложений в лагунные. При этом Б.П.Бархатов исходил из признания ведущей роли вертикальных движений и границами выделяемых тектонических элементов считал глубинные разломы, один из которых, активизированный в олигоцене и протягивающийся от Красноводока до Кушки, принимал за северное ограничение данной орогенической системы.

Сходные обоснования приводил и Дж.Штёклин, который, кроме того, подчеркивал как доказательство платформенной природы южных районов Туркмении распространение в разрезе Копетдага поверхностей угловых несогласий (на границе юры и мела, под барремом, между мелом и кайнозоем), сопровождающихся крупными перерывами и развитием континентальных и лагунных осадков.

* Традиционными терминами геосинклинальной гипотезы мы обозначаем в основном комплексы толщ, образованные формационными рядами, характеризующими определенные ландшафтные зоны в системе океан — континент. Эвгеосинклинальные формации выражают результат формирования пород на океаническом дне или во внутренних, островных дугах, миеосинклинальные — в окраинных морях.

Рассмотренные выше соображения основывались на старых данных. Многочисленные геологические исследования последних лет позволяют дать иное объяснение геологической природы этого участка земной коры. Прежде всего следует отметить, что в свою "эпиплатформенную орогеническую систему" Б.П. Бархатов включил самые разнородные элементы, объединенные в настоящее время преобладанием горного рельефа. Отдельные участки данной зоны обладают принципиальными различиями разреза мезокайнозоя, что позволило нам отнести их к трем наиболее крупным подразделениям типизации по формационным наборам: копетдагскому, большебалханскому и туранскому надтипам для верхней юры и нижнего мела на территории СССР, причем и более нижние и более верхние образования в них столь же значительно отличаются [67].

В пределах Копетдага имеет место абсолютное господство морских отложений. Пестроцветные толщи встречаются лишь на крайнем востоке, который относится не к копетдагскому, а к туранскому надтипу разреза. Что же касается морских отложений копетдагского надтипа, то как видно из раздела III, они существенно дифференцированы по площади. Это обстоятельство и позволило выделить в них типы разрезов. Но различия в характере разреза в действительности, вероятно, еще более резки. Иногда они выражаются в значительной разнице мощности и состава пород, как, например, в разрезах горы Душак, в ущелье Фирюза и у озера Коч (см. рис. 4). Представляется, что столь отчетливые различия толщ обусловлены их формированием в разных частях акваторий, принадлежащих скорее всего различным линейным структурным зонам.

Затем в строении Копетдага принимают участие отнюдь не только мелководные осадки. Так, арваская свита — типично глубоководное образование. Для мехинусской свиты мальмского формационного комплекса типичны глинистые сланцы с явно переотложенными обломками раковин, представляющие собой результат перемещения турбидитов в глубоководные желоба. Возможно, аналогичными по генезису являются многочисленные прослои глинистых алевролитов и мергелей, распространенных в кумдагской свите неокомского комплекса и наиболее характерных для участков повышенной мощности свиты, т.е. для синклинальных структур. Необходимо также отметить типичную в Копетдаге и не обнаружен-

ную в других районах флишеидность — ритмичность многих терригенно-карбонатных толщ, формирующих часто мощные серии (ханкеризская свита, апт и альб). Таким образом, преобладание однообразных мелководных осадков в разрезе мезокайнозоя Копетдага представляется в значительной мере кажущимся, являющимся результатом недостаточной изученности литологии и фациальных особенностей слагающих его пород.

Скорее всего юрская и меловая системы здесь представляют сложный комплекс разнообразных осадочных образований, соотношения различных генетических типов которых контролировались существенно различающимися условиями их формирования по глубине и динамике водной среды. Кроме того, резкие отличия мощностей разновозрастных толщ Копетдага и Туранской платформы (см. рис.3) отражают принципиальную разницу процессов осадконакопления, что позволяет относить Копетдагский формационный ряд к геосинклинальному.

Что же касается проявлений магматизма и метаморфизма, то первые действительно зафиксированы лишь прослоями эффузивов в эоценовых и олигоценых толщах. Начальные же стадии метаморфизма отразились на породах мальмского формационного комплекса. Глинистые его породы изменены не в меньшей степени, чем таврическая свита в Крыму или юрские сланцевые толщи Большого Кавказа. Указанная особенность, кстати, не столь уж редкая во многих геосинклинальных системах (Кордильеры, Альпы, северный склон Кавказа и пр.), определяет мезогеосинклинальный тип структуры Копетдага.

При выявлении тектонической природы Копетдага не менее важны результаты изучения многочисленных глубоких гидрогеологических скважин, пробуренных в его центральных районах. Все эти скважины, которые пересекли карбонатные породы мальмского формационного комплекса, вошли в отложения, содержащие органические остатки неогена-альба, т.е. наблюдаемый мезокайнозойский разрез представляет собой аллохтон, надвинутый на образования других надтипов разрезов (туранский и, возможно, большебалханский).

Это заключение согласуется с геологическими фактами о резкой асимметричности передовых отложений Копетдага, что отмечал

еще И.В.Мушкетов [134], а затем и другие исследователи. Наконец, именно вторичное положение Копетдагских гор подтверждается резким характером их западных, северных и восточных границ с измененностью Каракумов и почти полное отсутствие предгорий. Следовательно, в образовании современной структуры Копетдага существенную роль играли горизонтальные движения, на что обращал внимание еще В.Н.Отнев [141], и, естественно, что строение земной коры под Копетдагом и под Туранской платформой сходное: оно отражает особенности последней.

Таким образом, в данной работе мы рассматриваем Копетдаг как часть альпийской геосинклинальной системы, северная граница которой скрыта в настоящее время под северными хребтами Туркмено-Хорасанских гор.

Еще более спорным является вопрос о тектонической природе Большебалханской структуры. В 1958 г. этой проблеме была даже посвящена специальная дискуссия в Московском обществе испытателей природы [77], на которой было высказано три точки зрения. Первая характеризовала Большой Балхан как часть альпийской геосинклинальной области, вторая относила его к окраине эпигерцинской Туранской платформы, третья рассматривала Большебалханскую структуру как шовно-глыбовое поднятие, внутри которого проходит граница альпийской геосинклинальной области и эпигерцинской платформы. Позже, на основании результатов анализа соотношений мальмского и неокомского формационных комплексов, нами было высказано мнение, что в юрском периоде Большой Балхан развился как геосинклинальная область, а с начала мела причленился к Туранской платформе [55]. К этой точке зрения присоединились Г.И.Амурский с соавт. [20], которые, правда, рассматривали юрский миогеосинклинальный прогиб как наложенный на эпигерцинскую платформу. После получения данных по Данатинской скважине и установления надвигового характера северо-западной границы Большебалханской структуры мы еще больше утвердились в мнении о ее эпикиммерийской природе.

Таким образом, область распространения большебалканского надтипа разреза рассматривается нами как зона, располагавшаяся между геосинклинальной зоной Копетдага, в которую она входила до начала мелового периода, и Туранской платформой, к которой, начиная с берриасского века, она присоединилась (рис.35). Большая часть этой зоны ныне скрывается под сооружениями Копетдагских гор. На западе она ограничена эпигерцидскими структурами. И в поздней юре и раннем мелу соотношение, возможно, было таким же, но располагалась эта зона значительно южнее.

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что территория Запада Средней Азии с тектонических позиций объединяет с юга на север северную окраину альпийской геосинклинальной области, эпикиммерийскую и эпипалеозойскую части Туранской платформы. Следует также указать, что в состав последней на юго-востоке, в районе Карабиль-Бадхызской ступени, входит и эпидревнекиммерийская платформа, протягивающаяся далее в северный Афганистан [74]. Наконец, восточную часть Туранской платформы, восточнее р. Амударьи, в конце юры — начале мела занимал обширный эпиплатформенный ороген, в общем напоминающий современную Афгано-Таджикскую структуру и ее горное обрамление.

Преобладающие для рассматриваемого периода на территории Запада Средней Азии карбонатные и латерально замещающие их пестроцветные и красноцветные формации могли сформироваться только при непосредственном воздействии таких общих палеогеографических факторов, как климат и рельеф. Карбонатообразование связано, прежде всего, с развитием морских ландшафтов.

В поздней юре и раннем мелу данная территория в значительной части была покрыта морями, входящими в Средиземную, а на севере — в Бореальную или Европейскую палеозоогеографические области [27]. Моря первой относились к системе обширного океана Тетис, разделявшего континенты северного Лавразийского ряда и южные — Гондванского.

Южная часть Лавразии выделяется В.А.Вахрамеевым [50] в Европейско-Синийскую область, в которую входили континентальные участки Запада Средней Азии. Палеоширотная зона, которая охватывала рассматриваемую территорию, с конца средней, а наиболее четко с поздней юры (со среднего келловая), представляла собой аридный, а иногда и экстреоаридный климатический пояс

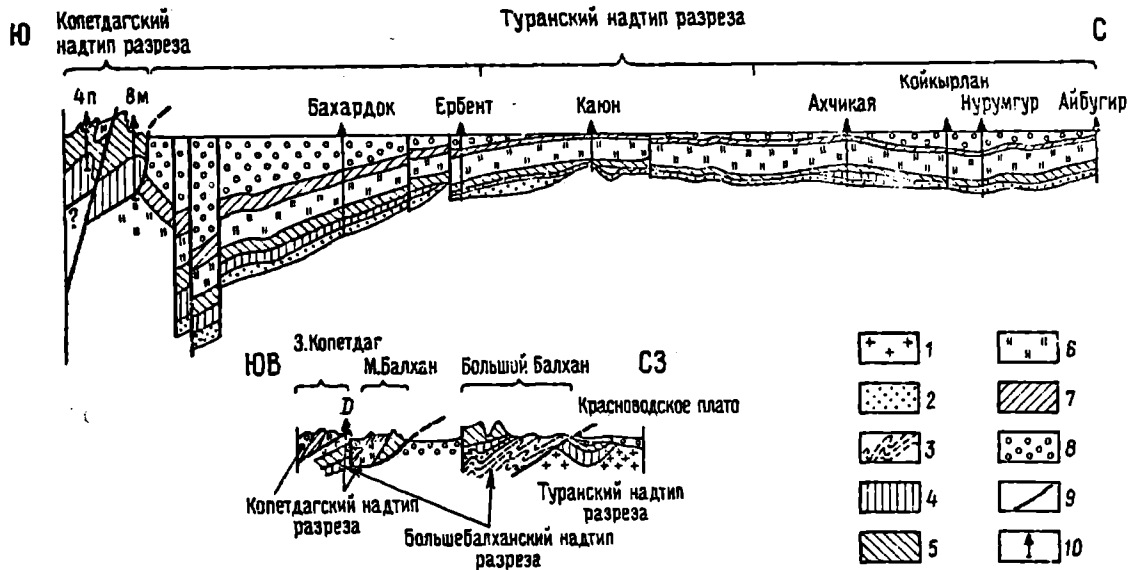


Рис.35. Соотношение надтипов разреза и формационных комплексов в современной структуре Западной Средней Азии.

1 - палеозой, 2 - среднеюрские песчано-глинистые формации, 3 - среднеюрские сланцевые формации, 4 - верхнедоггерский формационный комплекс, 5 - мальмский формационный комплекс, 6 - неоконский формационный комплекс, 7 - среднемерловый формационный комплекс, 8 - кайнозой, 9 - тектонические нарушения, 10 - разрез скважин.

[182, 212]. Бассейны океана Тетис являлись системой связанных между собой акваторий со сложнодифференцированным рельефом дна и разнообразнейшими палеогеографическими обстановками, особенно характерными для начала мела.

Среднегодовая температура приповерхностного слоя воды, по данным Н.А.Лсаманова, составляла для оксфордского века 24–28°C, для титонского 24–28°C, для готеривского – больше 25°C, для баррема 20,5– +27,5°C. В подобных условиях в океанических бассейнах и непосредственно с ними связанных окраинных платформенных морях формировались преимущественно карбонаты. В более удаленных частях платформенных морей, в заливах шло накопление эвапоритов и пестроцветов. Акватории Средиземной и Бореальной областей в поздней юре, или Средиземной и Европейской в раннем мелу, более или менее широко сообщались друг с другом. Пограничное положение Западно-Среднеазиатского региона обусловило смену состава населявших моря организмов. Последнее обстоятельство позволяет в настоящее время выделить различные биопровинции в областях и восстановить их динамику.

Для келловейского и оксфордского веков выделяются Кавказская (большая часть региона) и Памирская провинции в Средиземной области и Закаспийская подпровинция Восточно-Европейской провинции в Бореальной области [27]. В кимеридже и титоне провинции не выделяются. В берриасе Э.В.Котетишвили [97] различает в Средиземной области Альпийско-Кавказскую и Мангышлакскую провинции, в валанжине две подобласти: Западно-Средиземноморскую и Восточно-Средиземноморскую (представляются более удачными названиями "Средиземноморская" и "Кавказско-Среднеазиатская"), и Мангышлакскую провинцию в Европейской области. Для готеривского века Э.В.Котетишвили указывает те же подразделения, за исключением Мангышлакской провинции, на месте которой образовался континент. В барремском и аптском веках в Альпийско-Кавказской провинции выделяется Туркменская подпровинция. Все перечисленные палеобиохории установлены главным образом на основе анализа распределения аммонитов. Ниже мы попытаемся уточнить данное районирование, используя сведения по бентосным организмам.

Континентальные массы, входящие в состав Европейско-Синийской области, также развивались в условиях господства жаркого

засушливого климата. На континенте господствовали саванные ландшафты с редкими оазисами и галерейными лесами, произраставшими по долинам малочисленных рек. В пределах Запада Средней Азии были распространены территории, на которых преобладал измененный рельеф, и лишь на востоке существовали низкогорные районы предгорий обширного Центрально-Азиатского орогена. На суше формировались главным образом пролювиальные и эоловые, реже аллювиальные осадки в руслах временных потоков, отдельных речных долин, в пересыхающих озерах и на поверхностях пустынных пространств, разделявших оазисы саваны. Таким образом шло образование преимущественно красноцветных, реже пестроцветных, терригенных формаций. Анализ палеоботанического и особенно палинологического материала свидетельствует, что позднеюрская и раннемеловая флоры Европейско-Синийской области представлены отчетливо ксерофитными формами. Среди них преобладают хвойные с игловидной и чешуйчатоидной хвоей, цикадовые, беннеттитовые и относительно однообразные папоротники. В.А.Вахрамеев выделяет здесь Европейскую, Средне-Азиатскую и Восточно-Азиатскую провинции. Вторая, наряду со спецификой систематического состава отличается также крайней бедностью растительными остатками.

После завершения герцинского цикла тектогенеза, окончательно закончившегося в триасе [37, 38], океан Палеотетис в основном закрылся, произошло смыкание Гондванского и Лавразийского континентов. Однако уже в конце триаса, после проявления предпрятской складчатости [208], Средняя Азия вместе с более западными областями вовлекается в новый геотектонический киммерийский цикл, начавшийся с процессов деструкции. Последние привели к новому раскрытию океана: возник Мезотетис (или собственно Тетис).

На рассматриваемой территории Запада Средней Азии в это время сформировались два крупных тектонических элемента: Туранская эпипалеозойская платформа, охватывающая большую, северную часть региона, и геосинклиальная система — краевая, северная мютогосинклиальная зона Средиземного подвижного пояса, зафиксированная ныне в современном Копетдаге и на Большом Балхане.

Первая представляла собой крупный относительно стабильный участок земной коры, разделенный на обширные неправильной в плане формы антеклизы (Центрально-Каракумская) или массивы (Каспийско-Карабогазский), подвергавшиеся размыву или замедленному осадконакоплению, и синеклиз (Туаркирокая, Амуцарьинская и др.), характеризующиеся более устойчивым характером осадкообразования. В ранне- и особенно в среднеюрской эпохах на платформе шло накопление терригенных, часто угленосных, пород преимущественно континентального генезиса в условиях сравнительно небольших амплитуд прогибания земной коры. Оно происходило в обстановке гумидного, равномерно-влажного и сравнительно теплого климата, который в конце батского века начал испытывать признаки иссушения [212].

Геосинклиальная область, судя по доступным для изучения разрезам Большого Балхана, была зоной формирования мощных морских сланцевых и алевролитно-песчаных толщ (более 4 км верхний байос - средний бат) преимущественно в глубоководных условиях. Относительно характера развивавшихся здесь структур сведений пока не имеется. Граница между упомянутыми тектоническими элементами неизвестна.

В среднебатское - раннекелловейское время Западно-Среднеазиатский регион подвергся интенсивным тектоническим движениям, заложившим и определившим особенности его киммерийской, а частично, вероятно, и альпийской структур. Наиболее рано преобразования проявились в геосинклиальной области, где интенсивные сжатия в середине батского века привели к образованию крупных складчатых структур северо-западного простирания [33]. Две из них - сопряженные антиклинорий и синклинорий - отчетливо наблюдаются на Большом Балхане.

Последовавшие затем резкие растяжения привели к формированию в пределах синклинория мелких резких складок (антиклинали и синклинали) конседиментационной природы также северо-западного простирания, прослеживающихся на расстоянии до 50 км. Время их создания охватывает вторую половину бата и начало келловоя. Объединяющая вышеуказанные складки кошадульбинская свита образована изменчивым по мощности (0,5-250 м) комплексом сложного переслаивания песчаников, песчаных известняков, мерге-

лей и алевролитов с прослоями известняковистых конгломератов, который начинается глинами с железистыми оолитами и карбонатно-железистыми конкрециями.

Свита накопилась в относительно мелководной среде открытого морского бассейна, в начале, возможно, с нарушением газового режима. Дно бассейна постоянно испытывало значительную тектоническую активность, приведшую в общем к увеличению глубин (или расширению площади) акватории.

Наличие регионального структурного несогласия в основании кошаджубинской свиты было впервые обнаружено П.А.Шехтманом [206], а подробно описано работами сотрудников ВНИГНИ и ЛГУ [33]. Новые структурные преобразования проявились здесь в раннем келловее. Они выразились в возникновении поверхности несогласия между кошаджубинской и джебелатинской свитами и формировании более крупных, чем раньше, линейных антиклиналей и синклиналей, контрастность движения в которых подчеркнута их конседиментационным характером [166]. Последние особенно резко проявились в конце среднего келловоя, когда ядра антиклиналей ненадолго были выведены на поверхность и на них, после погружения, стали формироваться крупные рифовые тела урумийджанского горизонта и более молодые в южной части Большого Балхана [34].

На Туранской платформе этапу зарождения киммерийской структуры соответствовали сравнительно малоамплитудные вертикальные движения, усложнившие ее строение. После направленных мало-контрастных опусканий поверхности территории в средней ире о максимумом в позднем байосе и батском веке начинаются медленные поднятия, способствующие распространению континентальных толщ. Более активными поднятия были на западе, где байосско-нижебатские огрыдакская, сарыцирменская свиты и их возрастные аналоги с разрывом перекрываются озерно-болотной кафаглинской свитой на площадях Туаркыра, Центрально-Каракумского свода, на Мангышлаке и Устюрте [139]. Туранская платформа представляла собой низменную всхолмленную равнину, в погружениях которой отлагались аллювиальные пестроцветные отложения. Пологие возвышенности, сложенные более древними ирскими или палеозойскими породами, служили местными областями сноса.

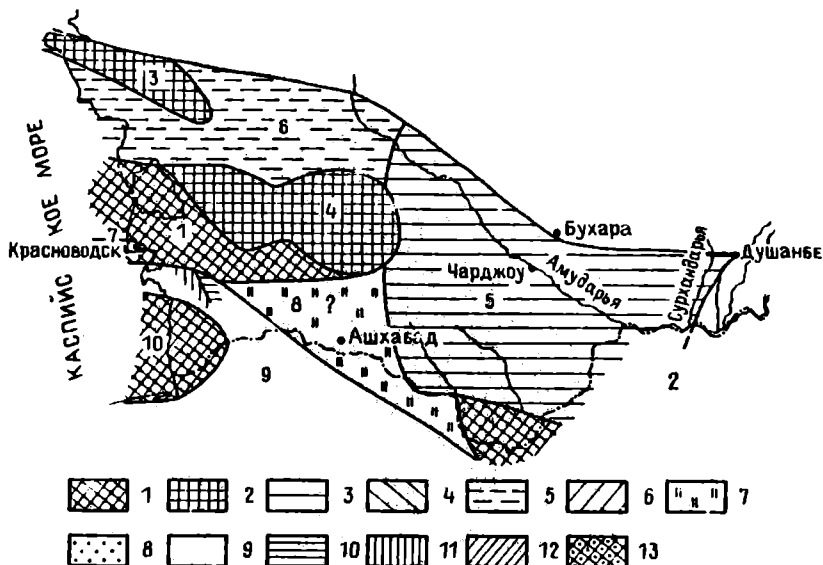


Рис.36. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для предтуркического времени ($J_3 c_2$).

1-8 - Туранская платформа: 1 - Красноводско-Карабогазский щит, 2 - Карабиль-Бадхизский щит, 3 - Горномангышлакская антеклиз, 4 - Туаркырско-Центральнокаракумская антеклиз, 5 - Амударьянская синеклиз, 6 - Южномангышлакско - Северотуркменские прогибы, 7 - Кубадагская краевая впадина, 8 - Южно-Каракумская краевая впадина; 9 - Средиземная геосинклинальная область, 10 - Южно-Каспийский срединный массив.

Здесь и на рис. 38, 40, 42, 45, 48, 50: 1 - щиты и массивы, 2 - антеклизы, 3 - синеклизы, 4 - моноклизы, 5 - внутриплатформенные прогибы, 6 - перикретонные прогибы, 7 - краевые впадины платформы, 8 - структурные перемычки, 9 - геосинклинальные области, 10 - антиклинорные гряды, 11 - синклинорные прогибы, 12 - складчатые области, 13 - орогены.

Кафаклинская свита является временным аналогом кошаджубинской свиты Большого Балхана. Кровля ее подстилает морские отложения нижнего келловоя, начиная с зоны *Sigalloseras calloviensis* в Туаркыре. Таким образом, в начале келловейского века западная часть Туранской платформы испытала резкие неравномерные погружения и с территории Восточно-Европейской платформы, а возможно, и Северного Кавказа сюда проникли морские воды,

затопившие ее большую северную часть. Судя по значениям мощностей, максимальные погружения дневной поверхности имели место в районах Южного Мангышлака и Устюрта, где была заложена система субширотных внутриплатформенных прогибов (рис.36). С севера прогибы обрамлялись более или менее линейными валами Горного Мангышлака и Устюрта. С юга они ограничены широкими изометрической или неправильной формы только наметившимися Туаркирской и Центрально-Каракумской синеклизами и разделявшей их Карашорской валобразной структурой. Келловейские отложения повсеместно в синеклизах постепенно выклиниваются к югу. В келловейском веке поверхность Туранской платформы была покрыта неглубоким морем. Эта обширная акватория не имела прямой связи с Копетдагским морем. Доказательством разобщенности водоемов служит, кроме выклинивания келловейских толщ к югу, резкое различие ранне-, среднекелловейского комплексов биофоссилий Туаркыра и Большого Балхана [145, 155]. С ориктоценозом же Поволжья и Дагестана келловейские биоценозы Мангышлака и Туаркыра очень близки.

Восточное Центрально-Каракумского свода восходящие движения земной коры в средней юре сменяются резкими опусканиями в позднем бате и на верхнебайосско-батскую тангидувальскую свиту или более древние отложения с юга или юго-востока трансгрессирует морской бассейн, затопивший западную часть Таджикистана, район юго-западных отрогов Гиссара и Амударьинскую синеклизу. Образовался мелкий обширный водоем, окруженный на северо-востоке изменной сушей Тянь-Шаня, а на юге массивом Северного Афганистана с Карабиль-Бадхызским эпидревнекимммерийским выступом.

В нормальнс-морском бассейне отлагались песчано-карбонатные и глинистые илы с разнообразным Средиземным ориктоценозом - байсунская свита. Присутствие в палеоценозе представителей Борреальной области позволяет предположить, что данное море начиная с раннего или среднего келловей сообщалось с Восточно-Европейским через Мангышлакско-Устюртские внутриплатформенные прогибы [16] (рис.37). Климатические условия Восточно-Среднеазиатского бассейна, вероятно, не отличались от таковых более западного бассейна. На северо-востоке береговая линия располагалась несколько восточнее г. Душанбе, что обосновывается замещением байсунской свиты на склонах Гиссарского и Западно-Каратегянско-

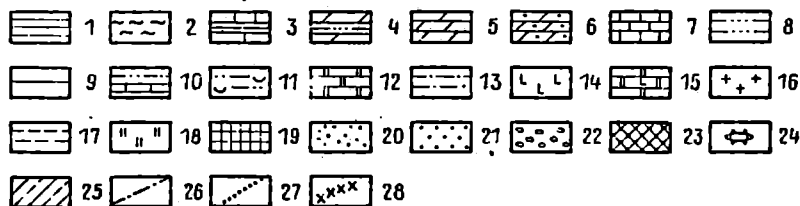
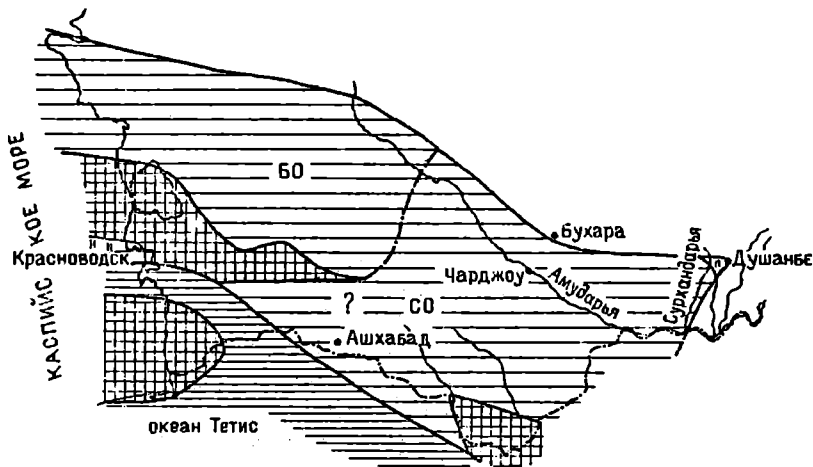


Рис.37. Палеогеографическая схема территории Западной Средней Азии для предурумильджанского времени ($J_3 c_2$).

БО - Бореальная палеозоогеографическая область, СО - Средиземная палеозоогеографическая область.

Здесь и на рис. 39, 41, 43, 44, 46, 47, 51: 1 - океанические бассейны, 2 - глубоководные бассейны, 3 - глубоководные прогибы карбонатного осадконакопления с турбидитами, 4 - бассейны флишoidного типа, 5 - бассейны на океаническом шельфе, 6 - бассейны на океаническом шельфе терригенно-карбонатного осадконакопления, 7 - бассейны карбонатного осадконакопления, 8 - бассейны терригенного осадконакопления, 9 - эпиконтинентальные бассейны, 10 - эпиконтинентальные бассейны терригенно-карбонатного осадконакопления, 11 - прибрежная зона терригенного осадконакопления, 12 - лагуны карбонатного осадконакопления, 13 - лагуны пестроцветного терригенного осадконакопления, 14 - лагуны сульфатного осадконакопления, 15 - лагуны карбонатно-сульфатного осадконакопления, 16 - солеродные бассейны, 17 - опресненные бассейны, 18 - прибрежная затопляемая равнина, 19 - низкая суша, 20 - аллювиальные равнины сероцветного осадконакопления, 21 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 22 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 23 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 24 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 25 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 26 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 27 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления, 28 - аллювиальные равнины красноцветного осадконакопления.

го хребтов пестроцветными терригенными отложениями с остатками флоры сульфидной свиты.

На юге Туранской платформы тектонические движения конца средней – начала поздней юры привели к заложению нового для данного сооружения типа структур – краевых впадин платформы [55]. На крайнем юго-западе, у г.Красноводска, в пределах южной части Красноводско-Карабогазского массива (щит) сформировалась субширотная зона разрывных нарушений, по которой возник еще очень узкий небольшой прогиб. В осевую часть его проникли морские воды, отложившие песчано-глинистые осадки батского или келловейского (?) веков [67]. По периферии накапливались песчаники с флорой.

Этот прогиб ограничивался лишь западной частью современно-го Кубадагского хребта и располагался непосредственно на палеозойских гранитах, что установлено В.Н.Крымсом по разрезам буровых скважин. Возможно, аналогичный прогиб (впадина) мог существовать и восточнее, у г.Кизыл-Арват. Образование прогибов, подобных Кубадагскому, можно считать началом коренной перестройки структуры для краевой части платформы, являвшейся особенностью именно киммерийского этапа развития данного региона.

Таким образом, к началу урумийджанского времени южнее Туранской платформы в морях северной окраины океана Тетис шел отчетливо дифференцированный процесс осадконакопления, в результате которого в них накопились формации миеоэоноклиальной принадлежности. Южно-Каспийский срединный массив, возможно, был островом среди окраинных морей. Севернее Туранская платформа представляла собой уже довольно сложное сооружение с Красноводско-Карабогазским щитом на западе, осложненным краевым Кубадагским прогибом, Туаркырской, Центрально-Каракумской и Амударьинской синеклизами, Карашорской, Горномангышлакской и Северо-Афганской антеклизмами и Южномангышлакско-Устюртскими внутриплатформенными прогибами.

лений, 22 – долины горных рек и временных потоков, 23 – низкое горье, 24 – рифовые массивы, 25 – песчаные бары и отмели, 26 – границы палеозоогеографических областей, 27 – границы палеозоогеографических провинций, 28 – границы палеозоогеографических округов (районов).

На большей части территории, за исключением Краснодарско-Карабогазского, участков Северо-Афганского и, возможно, Южно-Каспийского массивов шло накопление морских терригенных и терригенно-карбонатных осадков. Бассейны, покрывавшие Запад Средней Азии, входили в состав Средиземной и Бореальной палеозоо-географических областей, соединявшихся на месте современного бассейна р.Амударьи.

2. Урумилджанский этап

Территория Запада Средней Азии в урумилджанское время продолжала развиваться по наметившимся ранее тектоническим и палеогеографическим тенденциям, которые выразились в формировании специфического мальмского формационного комплекса и появлении значительно более контрастных структур, особенно на Туранской платформе. Вместе с тем следует подчеркнуть, что урумилджанский этап представляет собой только определенный отрезок времени, в течение которого тектонические и географические события происходили не одновременно на всей территории, запаздывая или обгоняя временные уровни начала и конца данного этапа. Вещественным выражением его является нижняя часть мальмского формационного комплекса, образованного экстракарбонатной, карбонатно-глинистой, реже эвапоритовой и слабокарбонатной формациями [212].

Однако появление формаций этого рода соответствует началу урумилджанского этапа только на юго-западе (Большой Балхан и Кубадаг) и, возможно, в Копетдаге и Южных Каракумах. В Амударьинской синеклизе и восточнее образование экстракарбонатной формации началось раньше, с раннего келловоя, а местами и с позднего бата. На месте Туаркыр - Центральнокаракумской антеклизы оно проявилось в конце келловоя или даже в начале оксфорда. А на севере, в пределах Мангышлака и Устурта на протяжении всего урумилджанского этапа продолжали формироваться песчано-глинистые осадки верхнедоггерского формационного комплекса.

Обстановка урумилджанского времени в системе Копетдагских многооснаклинальных прогибов нам известна лишь предполо-

жительно. Разрозненные выходы верхней части горизонта в районе г. Бахардена и данные гидрогеологических скважин, не вскрывших его основание, свидетельствуют только о повсеместном распространении морского бассейна с карбонатными осадками. Судя по мощностям берзенгинской, гаральтагаинской и мехинсуокой свит темп прогибания был высоким, особенно к западу от Ашхабада. Вероятно, и морской бассейн на западе был более глубоким и открытым, поскольку в западной части в нем преобладало накопление известковых ялов, в то время как в восточной наиболее существенную роль играли доломиты, иногда осаждались сульфаты. Смена состава пород во времени характеризует изменение направленности тектонических движений, а значительная примесь кремнистых пород в берзенгинской и мехинсуской свитах, в которых встречены радиолариты, может косвенно свидетельствовать о больших глубинах бассейна. Возможно, появление в мехинсуской свите отчетливой флишoidности отложений отражает активизацию тектонических процессов, обусловивших заложение глубоких трогообразных прогибов, в которые с разделявших их возвышенностей мутьевыми потоками сносился карбонатно-глинистый материал с обломками органического детрита.

Севернее, в Большебалханских миегеосинклинальных прогибах обстановка была более дифференцированной. В восточной части (юго-восточнее хребта Большой Балхан) характер морского бассейна, вероятно, принципиально не отличался от Копетдагского или был даже частью по-ледного.

В пределах же Большебалханской структуры начало урумийджанского этапа совпало с усилением тектонической деятельности. Заложённые ранее складки резко убыстрили свой рост, в результате чего сводовые части антиклиналей северо-западного простирания кое-где были выведены на поверхность и некоторое время представляли собой узкие вытянутые отмели или даже низкие острова.

Несколько позже, опустившись под уровень моря, они стали платформами, на которых поселились колонизальные кишечнополостные и водоросли, создавшие крупные быстрорастущие биогермные массивы — основу полос барьерных рифов, наблюдаемые в настоящее время в южном и западном обрывах Большебалханского хребта. Тектоническая активность территории и благоприятные па-

леогеографические факторы обусловили высокий темп рифообразования: мощность массивов одной только нижеурумильджанской подсвиты превышает 300 м в ущелье Ташлыдере.

В середине урумильджанского времени (конец раннего оксфорда?) здесь произошли новые движения, отчетливо выраженные в отдельных участках барьерного рифа. В результате образовалась поверхность, разделяющая ниже- и вышеурумильджанскую подсвиты, которая иногда в межрифовых зонах перекрывается горизонтом конгломератов и конгломерато-брекчий. Несмотря на, казалось бы, незначительность преобразований и фрагментарность проявления среднеурумильджанские движения играют важную роль в истории всего Западно-Среднеазиатского региона, значение которых выявлено еще недостаточно. Отражающие эти движения несогласия разделяют мальмский формационный комплекс на трансгрессивный элемент, который выражает максимум позднеюрской трансгрессии, распространившийся на большую часть всей рассматриваемой территории, и регрессивный элемент, отражающий постепенное осушение огромных пространств, принципиально изменившее облик этого участка земной коры. Для Большебалханской зоны середина оксфорда — время начала инверсионного этапа ее геосинклинального развития. Столь важное событие вначале не привело к сколько-нибудь существенному изменению палеогеографии района Большого Балхана. В полосе распространения барьерного рифа продолжали свой рост биогермы, но, возможно, менее крупных размеров.

За рифовым барьером (севернее) на протяжении всего урумильджанского времени развивался бассейн прибрежной лагуны, связанный с открытым морем через межрифовые проливы. Внутренняя часть лагуны стала ареной накопления известняковых илов с массовым развитием губковых поселений, преобразование которых привело к возникновению толщи слоистых известняков с многочисленными кремневыми стяжениями и прослоями. Далее по направлению к берегу распространялась зона баров, сформированных калькаренитами и соляными карбонатами, которая сейчас имеет вид полосы развития крупных косослоистых линз оолитовых известняков (ущелье Аннанияз, [34]). За зоной баров располагалась полоса накопления доломитовых илов в обстановке почти полного отсутствия связи с морским бассейном. Вероятно, именно здесь на

обособленном участке осаждались гипсы, которые ныне наблюдаются в гряде Борджомы. На севере лагуна граничила непосредственно с краем Туранской платформы, представленном в то время низкой выровненной сушей, сложенной герцинскими гранитами.

Таким образом, урумилджанский этап в пределах Туркменской части Средиземной геосинклинали характеризовался режимом активного карбонатакопления при одновременном формировании складчатых структур. Последние наиболее активно развивались в северной периферической зоне прогибов (большебалханский надтиш разреза). В середине этапа в ней наметилась тенденция перехода к инверсионной стадии.

На Туранскую платформу при нарастающих погружениях продолжалось наступление моря с юга и юго-востока. Вдоль каждой наиболее приподнятой периферии платформы (районы Красноводского полуострова, пустыни Чильмамедкум и восточнее) активно формировались краевые впадины, которые распространялись на все большую площадь, захватившую, в частности, весь хребет Кубадаг. В расширившемся заливе терригенные осадки сменялись карбонатами кайфатинской слиты. Последняя вблизи г. Красноводска представлена известняками с кремневыми стяжениями, напоминающими нижнеурумилджанскую подсвиту. Это обстоятельство, а также замещение известняков к востоку прибрежными и русловыми фациями позволяет их рассматривать как образования пририфового борта лагуны, непосредственно примыкавшего с тыла к биогермному массиву, расположенному несколько западнее, на месте современного Каспийского побережья. Глинисто-известковистые сланцы, перекрывающие известняки с кремнями, образовались, возможно, при кратковременном углублении дна, которое прекратило или приостановило рост рифов.

Восточнее у железнодорожной станции Кайля кайфатинская свита выражена красноцветными песчаниками с прослоями и линзами конгломератов с галькой магматических пород и лентой косою слоистостью, залегающими прямо на герцинских эффузивах среднего состава. Вероятно, это крайняя внешняя зона Кубадагской лагуны, в которой скапливались продукты размыва относительно возвышенной суши Красноводского полуострова.

Последующие события урумилджанского этапа в Кубадагской краевой впадине характеризуются накоплением преимущественно пестроцветных доломитовых илов зарифовой лагуны, распространившейся еще дальше на восток (В.Н.Крымус обнаружил непосредственно под кубасенгирской свитой в скважинах на мисе Кубасенгир и в обнажениях острова Дагада магматические породы фундамента Туранской плиты). Рифовый барьер отодвинулся, вероятно, к западу (в сторону моря) в соответствии с развитием начавшейся обширной регрессии. Прямого сообщения Кубадагской лагуны с Большебалханским бассейном не было, что подтверждается распространением в первой банок *Polyptychia nodosa* Voltz, известных на Кавказе и не обнаруженных в соответствующих отложениях Большого Балкана [95].

Следующая краевая впадина, образования которой вскрыты скважиной Чокрак, возможно, развивалась восточнее, на месте современного северного крыла Большебалханской мегантиклинали и далее до района г.Казанджика. Характер разреза в ней подобен кубадагскому подтипу.

Еще восточнее, между Кизыл-Арватским выступом и Серахской перемичкой, существовала следующая краевая впадина, разрез которой несколько отличается. Различие состоит в замещении экстракарбонатной формации глинисто-карбонатной. Роль глинистой компоненты в общем растет на юго-восток. Кроме того, в нижней (караманская свита) и верхней (низы сансиэской свиты) частях урумилджанского горизонта распространены линзы гипсов и ангидритов, отсутствующие в более западных впадинах. Явно более мористый характер отложений данной структуры объясняется, вероятно, наличием относительно постоянных связей со Средиземным морским бассейном на юге или востоке. При существовании сообщения на юге можно допустить, что здесь отсутствовали окраинные положительные структуры платформы. Соединение на востоке не исключает возможности существования последних.

Восточную часть Запада Средней Азии занимала огромная впадина, охватывавшая площадь Амударьинской синеклизы, юго-западных отрогов и южного склона Гиссара, а также, вероятно, Афганско-Таджикскую впадину. Нами будет рассмотрена история формирования только части этой территории (см. рис.1). К началу уру-

милджданского этапа она представляла собой мелководный залив океана Тетис, находившийся у подножья низкой Центрально-Азиатской суши. На юго-западе залив отделялся от океана Карабиль-Бадхызским массивом, занимавшим положение, сходное с положением южной части Красноводско-Карабогазского массива. Западным ограничением Амударьинской впадины выступали Туаркырско - Центральнокаракумская антеклизы и Серахская перемычка. Таким образом, тектонические условия этой территории в общем близки к таковым для более западных краевых платформенных впадин, что при сходстве палеогеографической обстановки привело к формированию сходного типа разреза.

Начало урумилджданского этапа на большей части Амударьинского залива не выразилось в сколько-нибудь ощутимых изменениях характера осадконакопления. Лишь на востоке, в районе современного южного склона Гиссара карбонатные осадки сменили терригенные. Почти повсеместно в относительно мелководном нормально-морском бассейне отлагались преимущественно карбонатные илы. В результате преобладающих погружений сформировалась мощная кутитангская свита, образованная чередованием слоистых известняков и глин (в подчиненном количестве). Восточнее роль глин существенно сокращается и господствующей становится экстракарбонатная формация.

Максимум трансгрессии пришелся на начало урумилджданского времени (во второй половине келловейского века), когда море почти достигло места современного Душанбе. С этим трансгрессивным циклом развития Амударьинского залива связано формирование Карасан-Карабайрской зоны рифов [88], располагавшейся в виде узкой полосы субмеридионального простирания, примерно параллельно береговой линии. Зона, вероятно, не представляла собой сплошного барьера, а выражалась отдельными биогермными массивами, в связи с чем к западу и к востоку от нее состав накапливающихся осадков существенно не отличался. Лишь на самом востоке существовала лагуна, в которой отлагались глинисто-доломитовые илы, подобные кубасенгирской свите Кубадага (варзобская свита).

Однако если максимальное распространение моря по широте приходится на начало урумилджданского этапа, то наибольшее прогибание дна экватории в Амударьинской синеклизе происходи-

ло в середине урумилджанского времени. В этот период бассейн распространился к югу, затопив северную периферию Карабиль-Бадхызского массива. Здесь параллельно берегу возникают рифовые массивы на площадях Шатлык, Даулетабад, Сандыкачи и др. На востоке акватория в это время несколько сократилась в результате отступления вод на запад. Северо-восточную и восточную границы бассейна определяла Ляйлякан-Каракумская зона барьерных рифов. Она отделяла от Амударьинского залива полосу лагун, в которых образовывались пестроцветные песчано-глинистые осадки гулиобской свиты.

Вторая половина урумилджанского этапа здесь, как и на рассмотренных выше территориях, характеризуется общей регрессией, которая происходила медленнее, чем в более западных областях. Во время отложения верхней половины кутитангской свиты (пачки 18-21) происходит главным образом уменьшение скорости прогибания дна, а не сокращение площади бассейна. Начинаясь в это время побеждать тенденции к поднятию территории привели к еще более широкому распространению рифовых комплексов. Наряду с рифами, продолжавшими существовать в Ляйлякан-Каракумской зоне, возникает новая Кутитанг-Денгизкульская субширотная зона развития крупных разоборванных рифовых массивов. С регрессивным циклом связаны, скорее всего, и значительные рифовые тела на северо-восточной и северной окраинах акватории (площади Уртабулак, Дарганата и др.). Самый конец урумилджанского этапа в отдельных местах, в частности на площади южного склона Гиссара, вновь проявился кратковременной трансгрессией. В результате осадки зарифовой лагуны оказались перекрытыми известняками открытого моря, а лагунные накопления продолжали образовываться лишь в прибрежной полосе развития варзобской свиты.

В центре Туранской платформы урумилджанский этап выразился также отчетливо, хотя начало его не отразилось сколько-нибудь серьезно на существовавшей ранее обстановке. По-прежнему на площади Туаркыр - Центральнокаракумской антеклизы в мелководном бассейне отлагались глинисто-карбонатные осадки туэрдагской свиты. Южная граница морского бассейна проходила вблизи юго-восточной периклинали структуры Бейнеу. В пределах последней на протяжении всего келловейского века в крайне мелко-

водной зоне, возможно отмельной, возникла своеобразная пачка (3-4 м), сложенная раковинами и ядрами фоссиллий - представителей всего келловейского ориктоценоза Туаркира, в частности, с аммонитами, характерными для большинства зон яруса. Это типичные конденсированные слои, возникшие при интенсивной гидродинамике под, вынесших вмещающие окаменелости осадки [157].

В самом конце келловейского века происходит некоторое изменение общей обстановки. На востоке, в районе Центрально-Каракумского свода, господствовавшие ранее опускания сменяются поднятиями, обусловившими к середине оксфордского века прекращение здесь осадконакопления. В Туаркырском районе погружения не только не прекращаются, но, возможно, начиная с конца келловейя даже возрастают. Глинистые образования туэрской свиты сменяются туаркырскими известняками. Сама по себе смена состава осадков вызвана скорее всего не тектоническими причинами, а достигшей этой зоны аридизацией климата и полным прекращением выноса материала с областей сноса, которые представляли, вероятно, низкие исключительно плоские равнины.

Мелкий Туаркырский нормально-соленый морской бассейн, имевший устойчивые связи с акваториями Русской плиты и Северного Кавказа, был чрезвычайно благоприятным для бурного развития бентосных организмов и аммонитов, образовавших так называемый "фиолетовый слой" [109]. Лишь на юге акватория, в районе Бейнеуской антиклинали отлагались глины в несколько углубленной части бассейна, распространившейся на северный край Краснодарско-Карабогазского массива. Позже, с начала оксфорда, погружения усиливаются и в Бейнеу также отлагаются известняки с кремневыми стяжениями и прослоями. Залегая в пределах собственно Туаркырской структуры на "фиолетовом слое" согласно, на Бейнеу они перекрывают келловей с перерывом. На Центрально-Каракумском своде туаркырская свита развита лишь по его периферии, главным образом северной. Следовательно, урумийджанский этап привел к резкому сокращению площади антеклизы, которую можно называть Центрально-Каракумской, и появлению новой структуры - Туаркырской синеклизы (рис.38). Прогибание рассматриваемой территории на всем протяжении позднеюрской эпохи было неравномерным, наибольшие амплитуды постоянно охватывали ее северную

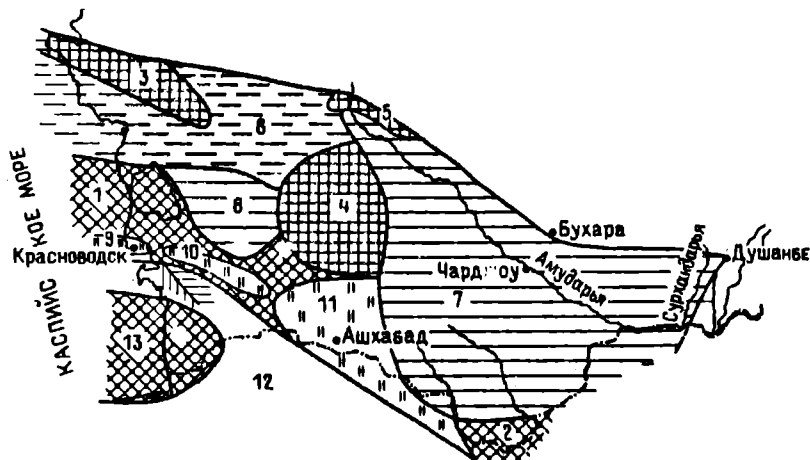


Рис.36. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для урумилъджанского времени ($J_2 s_2^{1/2} - o_2$).

1-10 - Туранская платформа: 1 - Красноводско-Карабогазский щит, 2 - Карабуль-Балхызский щит, 3 - Горномангышлакская антеклиз, 4 - Центрально-Каракумская антеклиз, 5 - Кызылкумская антеклиз, 6 - Туаркырская синеклиз, 7 - Амударьинская синеклиз, 8 - Туаркырская синеклиз, 9 - Кубадагская краевая впадина, 10 - Чильмамедкумская краевая впадина, 11 - Южно-Каракумская краевая впадина, 12 - Средиземная геосинклинальная область, 13 - Южно-Каспийский оредный массив.

часть. Чем дальше к югу, тем амплитуды погружений уменьшались, вплоть до развития фаций конденсированных слоев. Эта закономерность лишний раз подтверждает вывод об отсутствии прямой связи в Закаспии платформенного и геосинклинального бассейнов.

Конец урумилъджанского этапа ознаменовался в центральной части Туранской платформы резким воздыманием территории и прекращением процессов осадконакопления. Поднятие по времени проявления соответствует внутрикоффордским движениям в геосинклинальной зоне и, возможно, ими обусловлено. Районы Туаркыра и Центрального Каракумского свода объединяются и в течение оставшейся части поздней юры и даже позже выступают в составе резко расширявшего свои пределы Красноводско-Карабогазского микроконтинента - антеклиз.

Севернее эпитеклизы располагалась субширотная зона на месте современных Южного Мангышлака и Южного Устурта, которая в урумилджанское время испытывала довольно интенсивные погружения, выразившиеся в накоплении осадков мощностью в первые сотни метров. В Южномангышлакском прогибе формировалась нижняя большая часть песчано-глинистой чагабулакской свиты. Роль карбонатных прослоев в ней заметно возрастает вверх по разрезу и в южном направлении, отражая, вероятно, общую аридизацию климата при постепенном расширении трансгрессии. В Карашорской скважине прослой известняков и мергелей известны уже в нижних членах чагабулакской свиты, там они очень близки по составу туэрдагской свите Туаркыра (положение границы последней с чагабулакской не известно и, возможно, это единая толща, разделенная лишь пространством отсутствия наблюдений). Кроме нарастания карбонатности к югу в том же направлении наблюдается погрубение материала, что скорее всего обусловлено близостью района осадконакопления к размывавшемуся северному краю Красноводско-Карабогазского массива.

В центральной и северной частях Южного Мангышлака, в основании 4-й чагабулакской подсвиты, зафиксирован перерыв [39], отражающий кратковременное поднятие, отчетливо проявившееся в более северных площадях. В самом конце урумилджанского этапа большая северная часть южного Мангышлака испытала общее поднятие, вызванное, вероятно, как и в более южных областях, внутриоксфордскими движениями в Средиземной геосинклинальной области, непрерывное осадконакопление сохранилось лишь на юге (Карашорская скважина).

Восточнее Южномангышлакский прогиб сочленялся со сложной системой прогибов и валов, развивавшихся на территории Южного Устурта. Здесь также преобладали погружения, но палеогеографическая обстановка была более сложной. На западе (площади Шахпахты, Хоскудуч, Центральный Саракмыш) господствовали мелководные морские условия, почти не отличавшиеся от таковых для Южномангышлакского прогиба. В центре (площади Айбугир, Ждановская, Курганчик) более или менее единый прогиб был разделен поднятиями, в связи с чем сероцветные песчано-глинистые осадки здесь чередуются с прослоями пестроцветных лагунно-континен-

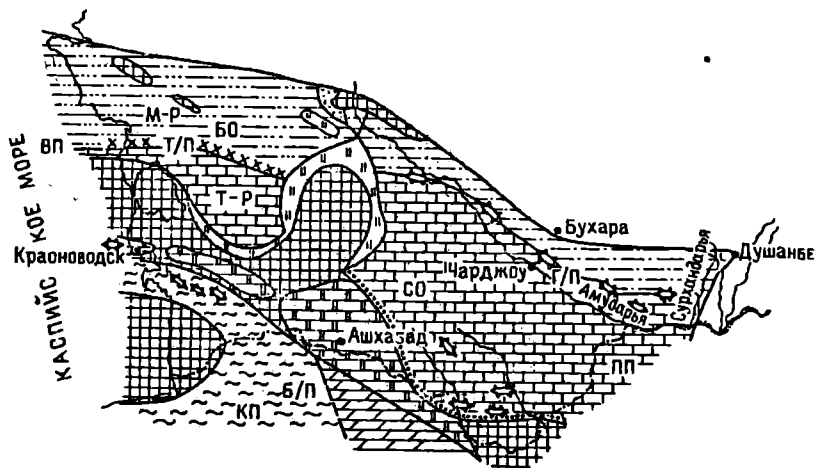


Рис.39. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для второй половины урумилджанского времени ($J_3c_2^2-o_2$).

БО - Бореальная палеозоогеографическая область. СО - Средиземная палеозоогеографическая область, ВП - Восточно-Европейская провинция, КП - Кавказская провинция, ПП - Памирская провинция, Т/П - Туранская подпровинция, Б/П - Балхано-Копетдагская подпровинция, Г/П - Гиссарская подпровинция, М-Р - Мангышлакский район, Т-Р - Туаркырский район.

тальных образований. Еще восточнее эта прибрежная зона распространения лагун сменяется аллювиальной равниной, на которой при постоянном погружении дна отлагались глинистые осадки (до 250 м), сносимые с обрамляющей ее на юго-западе возвышенности Кызылкумов (рис.39). С юго-востока, в районе Ургенчского поднятия, в аллювиальную равнину вдавался залив Амударьянского бассейна, в котором шло накопление мелководных песчано-глинистых осадков, вскоре сменившихся известково-доломитовыми илами. Распространение среди рассматриваемых отложений континентальных красцветов позволяет предположить несколько более раннее наступление аридизации климата на севере, так же как и на востоке (район г. Душанбе) Западно-Среднеазиатского региона.

С севера зона внутриплатформенных прогибов и валов обрамлялась Горномангышлакской и Кызылкумской антеклизмами. Первая представляла собой относительно стабильную область замедленно-

го осадконакопления. Малоамплитудные медленные опускания сменялись в ней кратковременными остановками движений или даже небольшими поднятиями. При погружениях в мелководном архипелаговом море отлагались преимущественно глинистые осадки, однообразные по составу на всей площади антеклизы. Сходство осадков и отсутствие грубообломочных разностей свидетельствуют о слабой расчлененности рельефа дна моря и распространенных в нем островов, подверженных слабому размыву. Моменты смены знака движений и приостановок отмечены горизонтами песчаных пород с желваками ожелезненных фосфоритов.

На юго-востоке Горномангышлакской антеклизы, у кладбища Карамая, рельеф области сноса был, вероятно, более активным, что привело к возникновению песчаников, чередующихся с глинами. Обилие и разнообразие органических остатков бонтоса и планктона говорит о чрезвычайно благоприятных условиях жизни в данном бассейне, ведущими среди которых можно считать небольшие глубины, нормально-морской солевой и газовый режимы, замедленность осадконакопления, ровный теплый климат и хорошо прогретая толща воды. В конце урумилджанского этапа поднятия охватили и Горный Мангышлак, в результате чего осадкообразование здесь прекратилось.

Кызылдумская антеклиза характеризовалась, вероятно, медленными восходящими движениями, обеспечивающими ее постоянный размыв. Накопление у периферии этого континентального участка однообразных чистых глин на аллювиальных равнинах указывает на выровненность рельефа суши.

Завершая рассмотрение урумилджанского этапа геологической истории Запада Средней Азии, следует отметить, что в течение данного отрезка времени регион испытал смену трансгрессивных и регрессивных тенденций, которая была обусловлена движениями в Средиземной геосинклинальной области, примерно на границе раннего и среднего оксфорда. Наиболее активно движения проявились в краевой части зоны миеосинклинальных прогибов (большебалханский надтип разреза), усилив контрастность развитых там структур. На Туранской платформе эти движения выразились более отчетливо в положительных структурах образования структурных поверхностей несогласий. В прогибах им обычно

соответствуют уровни смены трансгрессивных и регрессивных циклов осадков.

Первая половина этапа привела к максимальному за весь юрский период распространению морских ландшафтов и сокращению континентальных. Впервые появляются обстановки осолоненных лагун, что связано не только с проявлением тектонических движений, но и главным образом со значительной аридизацией климата. Если обстановка в морских бассейнах была неоднородной: существовали глубоководные, умеренно мелководные, мелководные и прибрежные условия, — то в пределах континентальных участков господствовали схожие ландшафты. Это были низкие выровненные микроконтиненты и острова в акваториях.

Многочисленные остатки организмов характеризуются разнообразием их систематического состава, что позволяет провести палеозоогеографическое районирование территории. Для данного этапа такая работа была проделана К.Аманиязовым [16], с выводами которого в общем можно согласиться. Южные и восточные акватории Западно-Среднеазиатского региона входят в системы Средиземной палеозоогеографической области. При этом миогеосинклинальные моря могут быть отнесены к Балхано-Копетдагской подпровинции Кавказской провинции, а Амударьинский залив — к Гиссарской подпровинции Памирской провинции. Туаркырско — Центральнокаракумский бассейн вместе с Мангышлакским образуют Туранскую подпровинцию Восточно-Европейской провинции Бореальной палеозоогеографической области. В пределах провинции, вероятно, могут быть намечены Туаркырокий и Мангышлакский районы, различающиеся составом бентонных организмов двустворок и брахиопод. Граница между областями на западе Туркмении резкая, обмен фауной между последними практически отсутствовал. Гиссарская же подпровинция имела, скорее всего, связь с Туранской по проливу в низовьях бассейна р.Амударья.

Следует подчеркнуть неодновременность проявления событий в пределах сложного и обширного региона, каким являлся Западно-Среднеазиатский. Так, аридизация климата постепенно охватывала территорию с юго-востока на северо-запад, что отразилось в постепенном омоложении карбонатной формации в том же направлении. Раньше всего в конце батского века она начала формиро-

ваться в Амударьинской синеклизе и в прилежащих районах юго-западных отрогов Гиссара, позже, в конце среднего келловоя, в миогеосинклинальных прогибах и в Кубадагской и Чильмамедкумской краевых впадинах Туранской платформы, в конце келловоя - в Туркире. На Мангышлаке же и Устурте карбонатная формация вообще не отлагалась.

3. Урумилджанско-Копетдагский этап

Урумилджанско-Копетдагский этап на территории Запада Средней Азии, продолжая основные тенденции предыдущего этапа, характеризовался максимальной тектонической активностью, которая на фоне повышения аридизации климата привела к значительному усложнению структуры региона (рис.40). Наряду с существова-

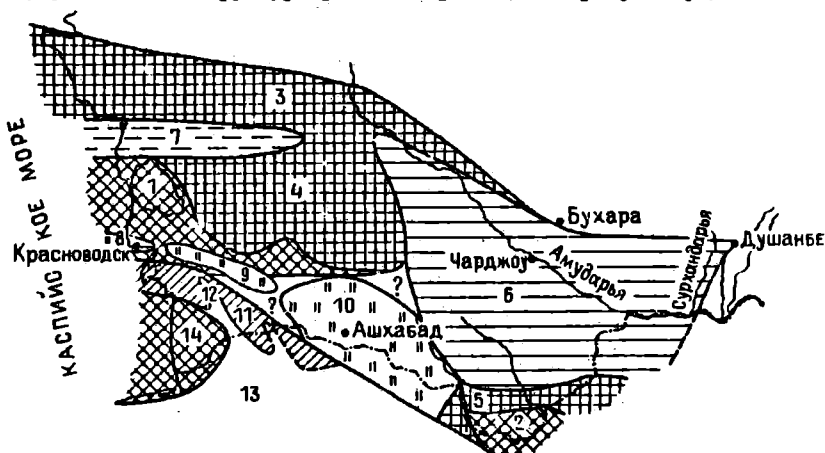


Рис.40. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для урумилджанско-копетдагского времени ($J_3O_3 - K_1 B^1$).

1-10 - Туранская платформа: 1 - Красноводско-Карабогазский шит, 2 - Карабуль-Бадхизский шит, 3 - Мангышлакско-Кизылкумская антеклиза, 4 - Туркирско-Каракумская антеклиза, 5 - Мургабская антеклиза, 6 - Амударьинская синеклиза, 7 - Южномангышлакско-Устуртский внутриплатформенный прогиб, 8 - Кубадагская краевая впадина, 9 - Чильмамедкумская краевая впадина, 10 - Южно-Каракумская краевая впадина, 11 - киммерийская складчатая область, 12 - Небитдагский остаточный прогиб, 13 - Средиземная геосинклинальная область, 14 - Южно-Каспийский срединный массив.

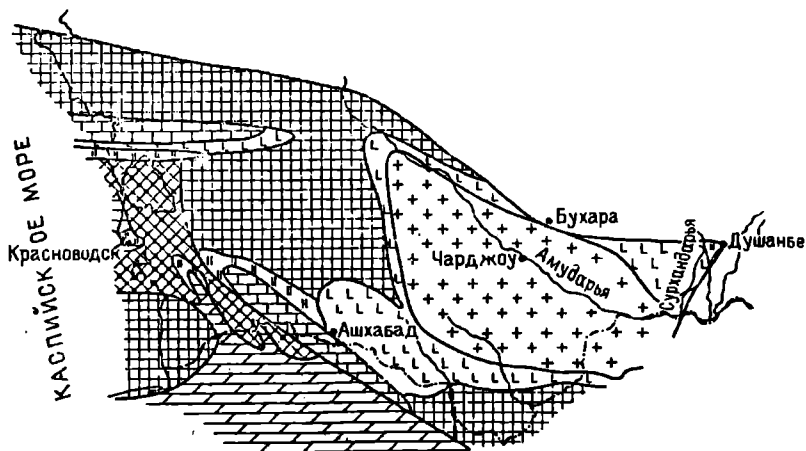


Рис.41. Палеогеографическая схема территории Западной Средней Азии для конца урумилъджанско-копетдагского времени ($J_3O_3 - K_1b'$).

выми ранее основными ее элементами - Средиземной геосинклинальной областью и Туранской платформой, в течение рассматриваемого времени сформировалась киммерийская складчатая область в зоне распространения большебалханского надтипа разреза. Сочетание тектонических и палеогеографических факторов выразилось в преобладании континентальных обстановок и ландшафтов оолоненных лагун.

В течение урумилъджанско-копетдагского этапа резко сократилась роль терригенных осадков (рис.41). Наибольшим развитием пользовались карбонатные и эвапоритовые осадки - индикаторы тропического термического аридного режима. Пестрота литологического состава пород, неодинаковая полнота разрезов, обилие перерывов осадконакопления и крайняя бедность отложений органическими остатками, принадлежащими, в основном, узкоспециализированным таксонам, затрудняют уверенную корреляцию местных стратонев между собой

В пределах Копетдагского бассейна обстановка существенно не изменилась. Здесь по-прежнему преобладало карбонатообразо-

вание, чередующееся в глубоких прогибах, вероятно, с накоплением глинисто-карбонатных турбидитов. Тем не менее в конце мекшиусского времени и в данной зоне сказывается активизация тектонических движений, выразившаяся в усилении роста структур, подчеркнутых рифовыми массивами на сводах антиклиналей (?) и несогласным залеганием на мекшиусской вышележащей узинсыртской свиты, которое отметил Г.Г.Мирзоев в восточной части Копетдага. Несколько западнее это несогласие можно считать также отражением внутриоксфордских движений, столь широко охвативших почти весь Западно-Среднеазиатский регион. При этом не исключено, что в Копетдаге перерыв в осадконакоплении фиксируется лишь над ядрами антиклинальных поднятий с развитыми на них биогермными массивами, что обычно для подобных образований.

Так или иначе, но на данном стратиграфическом уровне происходит изменение состава отложений. В узинсыртской свите значительно возрастает роль доломитов и появляются прослои гипсов [54, 169]. Таким образом, центральная и восточная части Копетдагского бассейна, вероятно, несколько обособились от океана Тетис, что привело к повышению его солености. Однако выходы этой свиты на поверхность в районе Бахардена показывают, что сульфаты не имеют всеобщего распространения. В Келятинском массиве они отсутствуют, там доломиты чередуются с маргелями. Возможно, наличие резкого рельефа привело к обособлению погружений, вследствие которых временами существенно повышалась соленость вод и садялись гипсы.

Завершается урумилджанско-копетдагский этап образования елльдеринской свиты. Формирование ее происходило при восстановлении связей с океаном, о чем свидетельствует широкое развитие известняков. В последнее время Р.Б.Вронской и Т.В.Якименко в известняках был обнаружен комплекс кальционелл верхнего титона и нижнего берриаса, подобный типичному для тех же отложений Эльбурса, северной части Иранского Копетдага и Северного Кавказа. Елльдеринская свита скорее всего сформировалась в обстановке широкой трансгрессии, последовавшей после проявления движений, называемых на Кавказе индийскими. Относительная стабилизация условий в Копетдагском море продолжалась недолго и после образования елльдеринской свиты новая резкая

активизация вызвала кратковременное прекращение осадконакопления.

На месте Большебалханской части миеогосинклинального бассейна в начале рассматриваемого этапа существенных изменений также не произошло, хотя осадконакопление, вероятно, уже активно шло в северной части и процессы рифообразования явно сместились к югу, вслед за отступавшим морем. Рифовые массивы располагались непосредственно у Небит-Дага и представляли собой тела мощностью более 300 м [34]. Во внутренней части зарифовой лагуны началось формирование значительной толщи строматолитовых известняков (ущелье Урумилджан), а затем отлагались доломитовые илы в центральных частях лагуны и на внешнем ее борту, в условиях крайнего мелководья, типа сабхи. Мы полагаем, что рассмотренные обстановки полностью контролировались структурным планом территории; рифы занимали южные части сводов растущих антиклиналей, а лагуны — синклинальные погружения между ними.

Однако осадконакопление происходило на ограниченной площади в южной части зоны. Большая же северная часть представляла собой уже низкую сушу, интенсивно размывавшуюся — доломиты сильно насыщены терригенным материалом песчаной и алевроитовой размерности. Возможно, и на юге существовали достаточно крупные размывавшиеся острова, так как в Данатинской скважине мальмский комплекс заканчивается нижеурумилджанской подовитой.

Во второй половине урумилджанско-копетдагского этапа складко- и рельефообразование значительно усилилось, у подножья растущих гор формируется предгорный конгломератовый шлейф. Следы этой молассы сохранились в виде прослоев красочетных известняковых конгломератов и песчаников в обрывах хребта Большой Балхан [156]. Титонско-раннеберриасская трансгрессия сказалась и здесь в виде чередования известняков и доломитов лимбабурунской свиты. Морские воды, в которых отлагалась свита, проникали узкими заливами в пониженные участки возникающей складчатой области. Обнаруженные остатки брахиопод, гастропод и двустворок принадлежат видам, широко распространенным в титоне и берриассе Кавказа, Крыма и Чехословакии (Штрамберг); имеются также и кальционеллы.

Растущие горы преграждали путь заливам, ограничивая их распространение линией несколько севернее города Небит-Дага. Интересно, что в ляммабурунской свите встречены прослои кислых туфов, свидетельствующие о вулканической деятельности, которая сопровождала создание здесь складчатой области. В конце ляммабурунского времени горообразование активизировалось. Верхние слои свиты сложены песчаниками.

После формирования ляммабурунской свиты морское осадконакопление здесь прекратилось. Создание складчатой области завершило геосинклинальное развитие этого участка земной коры, сократив площадь Средиземной геосинклинали и увеличив Туранскую платформу. Приведенные факты основываются только на данных по современной Большебалханской структуре, но материалы Данатинской окважины и ее структурное положение позволяют предполагать гораздо более широкое развитие этой зоны, которая, однако, ныне скрыта под Копетдагскими горами.

Севернее, на Туранской платформе урумилджанско-копетдагский этап также выразился достаточно отчетливо. В полосе развития краевых впадин почти повсеместно карбонатообразование сменяется оадкой эвапоритов. Повышенная концентрация солей в бассейнах, занимавших эту систему впадин, образовалась, вероятно, из-за нарушения их связи с океаном в результате создания положительных форм рельефа при воздыманиях, сопровождавших сжатия в периферической части Средиземной геосинклинали и сопряженной с ней зоной передовых поднятий на платформе. Однако для каждой краевой впадины сохранились особенности, отражающие ее специфику.

Кубадагская впадина была изолирована и в западной ее части начали образовываться довольно мощные пачки гипсов соймоновской свиты. В восточной же части все более широкое развитие получают поднятия, постепенно сокращающие площадь акватории. Лагуна превращается в межгорную впадину, в которой с востока на запад последовательно формируются красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники, пестроцветные алевролиты. К концу отложения соймоновской свиты водный бассейн сохраняется лишь на самом западе платформы и в нем начинают накапливаться

пестроцветные заглипсованные глины и алевролиты с тонкими пропластками гипса. Позже осадконакопление прекращается.

В Чильмамедкумской впадине обстановка была, вероятно, сходной. Однако в разрезе скв.1 Эсенкуи разрез соймоновской свиты завершается 100-метровой толщей известняков, образовавшихся в бассейне, соленость которого близка нормальной. Следовательно, или складчатая область не распространялась вдоль всего края платформы, или в ней находился прогиб, по которому воды океана проникли на периферию платформы во время трансгрессии, завершившей образование мальмского формационного комплекса на юго-западе Средней Азии.

В Южнокаракумской впадине условия рассматриваемого этапа вряд ли существенно отличались от имевших место в Кубадаге. Здесь накапливались доломиты и гипсы верхней части сансызской и бахардокской свит. Наличие молассовой формации в скважинах не установлено. Возможно, на месте южных Каракумов восходящие движения проявлялись менее сильно и менее длительно. Но в обеих впадинах мальмский комплекс ограничен сверху поверхностью перерыва, свидетельствующей о прекращении осадконакопления.

На огромной площади Амударьинской синеклизы к началу урумилджанско-копетдагского этапа морской бассейн сохранил связь с океаном Тетис, вероятно, только на юго-западе, так как по окраинам океана начали образовываться гипсы в зарифовых лагунах, отделенных от моря барьером Ляйлякан-Каракумского и Кугьтанг-Денгизкульского рифов. На западе и в центре синеклизы продолжали накапливаться карбонатно-глинистые и карбонатные осадки. В районе юго-западных отрогов Гиссара биогермные массивы поднялись над уровнем вод, подверглись размыву, а между массивами в отдельных случаях возникли условия для накопления осадков, подобных доманиковой фации - битуминозных глинистых сланцев с остатками многочисленных аммонитов (тибетатанская подсвита [107]). В это же время поднятия на юге и на западе почти полностью изолировали Амударьинский залив и его акватория превратилась в область накопления эвапоритовых осадков.

В центральной части Амударьинской синеклизы концентрация солей в воде была выше и там образовалась толща чередующихся ангидриатов, каменной и калийной соли мощностью до 1 км -

гаурдакская свита. На большем своем протяжении она согласно сменяет кугитанскую свиту, но на поверхность рифовых массивов гаурдакская свита ложится с размывом. Эвапориты содержат линзы и прослой доломитов, доломитовых известняков или глин, красноцветных в верхней части. Пестрота состава накопившихся в течение рассматриваемого этапа осадков свидетельствует о сложности строения территории, а также о различных имевших место здесь палеогеографических обстановок. В частности, Н.В.Безносковым, Г.Г.Мирзоевым и др. установлены соотношения в пространстве пород нижней части гаурдакской свиты: в предрифовых зонах последняя представлена сложным чередованием карбонатов и ангидритов. В межрифовых лагунах переслаиванию соответствуют сланцы тубегатанской подсвиты, в зарифовых лагунах — почти исключительно ангидриты. Следовательно, в начале урумилджанско-копетдагского времени связи с открытым морем были лишены лишь периферические части Амударьинского залива. Данное обстоятельство обусловлено не только поднятиями передовых зон Туранской платформы и Туаркырско-Центральнокаракумской антеклизы, но и развитием рифовых барьеров. Тем не менее именно влияние поднятий и нарастание к востоку аридности климата привело к постепенному формированию на юго-западе синеклизы, в районе Серахской перемычки, ангидритового барьера, обусловившего в дальнейшем прекращение связи всего Амударьинского залива с океаном и возникновение в первом солеродного бассейна.

Однако и в пределах Амударьинского залива условия оставались дифференцированными. Г.Г.Мирзоев пришел к выводу о существовании приподнятых участков дна на юге синеклизы в центре Репетек-Калифской зоны, где шло образование обширных подводных ангидритовых плато. Они разделяли более глубоководные части акватории. Дальнейшие погружения выразились в накоплении основной соляно-ангидритовой части гаурдакской свиты, происшедшем в обстановке практически полной изоляции Амударьинского залива от нормально-морских бассейнов. Резко меняющаяся в разрезе свиты мощность пачек солей при выдержанности мощности слоев ангидритов между ними показывает, что первые, как правило, "вложены" в подстилающий их рельеф и что на фоне относительно непрерывного прогибания области процесс

соленакпления был прерывистым. Следовательно, батиметрия водоема изменялась, отдельные относительно глубоководные его части иногда не компенсировались осадками и в ряде мест соли от подстилающих ангидритов отделялись более или менее значительными перерывами, т.е. соли в разных участках Амударьинского залива не строго одновозрастны. Подобные условия сохранились здесь до конца урумилджанско-копетдагского этапа.

Амударьинский содеродный бассейн обрамлялся, во всяком случае на севере и востоке, широкой полосой ангидритов с прослоями и линзами карбонатов, а также серых и красных глин — дибадомской свитой, замещающей гаурдакоку. Относительная выдержанность ее состава и мощности (около 100 м) отражает однообразие условий, в которых шло осадконакопление. Скорее всего она формировалась в мелководной прибрежной зоне на выровненном дне при медленных постепенных опусканиях. Присутствие карбонатных прослоев, обычных в нижней части свиты, свидетельствует о наличии кратковременных связей бассейна с океаном Тетис, но абсолютное преобладание в них остатков эндемичных видов двустворок указывает на сложность и затрудненность таких сообщений. Широкое распространение в верхней части дибадомской свиты линз красноцветных глин отражает, вероятно, проникновение в прибрежную зону продуктов сноса с начавшего медленно подниматься Центрально-Азиатского континента.

На северо-востоке и на юго-востоке в существенно сульфатной дибадомской свите все большую роль начинают играть карбонаты, главным образом мергели (Шаргунь, Ширкент), и на крайних участках, в районе Душанбе, дибадомская свита замещается доломитами и известняками с прослоями красноцветных глин варзобской свиты. Такое изменение состава осадков при движении к континенту В.С. Лучниковым и Г.Г. Мирзоевым объясняется опресняющим воздействием впадающих в лагуны рек. Не отрицая возможности такого преобразования сульфатов в карбонаты, все же следует указать, что оно несколько противоречит факту господства экстрааридного климата и низкого выровненного рельефа на прилежащей Центрально-Азиатской суше, только начавшей в конце этапа испытывать воздымание.

В центре Туранской платформы территория Туаркырско - Центральнокаракумской антеклизы вместе с Красноводско-Карабогазским щитом представляла собой микроконтинент, осадконакопление в пределах которого не происходило. На протяжении урумилджанско-копетдагского этапа это была низкая структурная равнина, почти не подвергавшаяся размыту. Лишь в конце данного времени западная часть равнины испытала воздымание и превратилась в область сноса для периферических зон Кубадагского и Южномангышлакского бассейнов.

В северо-западной части Туранской платформы, на площади внутриплатформенных прогибов Южного Мангышлака и Устюрта, после перерыва, продолжавшегося в течение среднего оксфорда, на Мангышлаке восстанавливаются условия, близкие к таковым для раннего оксфорда. На месте Горного Мангышлака существовало мелкое островное море, на дне которого отлагались маломощные глинистые илы, пески и карбонатные осадки. Южнее располагалась более открытая часть акватории, испытывавшая более интенсивное погружение. Осевая часть прогиба находилась, вероятно, в южной части, где мощность верхнего оксфорда достигает 200 м.

В конце оксфордского века или, скорее, в начале кимериджа смена глинисто-карбонатных осадков карбонатными знаменует распространение аридного климата и на указанные районы. В остальном каких-либо изменений условий не происходит, за исключением того, что Горномангышлакская антеклиза начинает воздыматься и осадконакопление на ней прекращается. Поднятия проявились и на юге, близ склона Карабогазского массива, и создали в окраинной зоне прогиба обстановку, близкую к таковой для Кубадагской краевой впадины. Здесь возникла лагуна, в которой шло образование карбонатно-сульфатных осадков.

Таким образом, в кимериджском веке площадь акватории на северо-западе Туранской платформы несколько сократилась за счет поднятия Горного Мангышлака и появления в северном Прикарабогазье лагун. Возможно, имело место также и отступление восточного берега, который в позднем оксфорде располагался в районе современной скважины Ассак-Аудан (?). Постепенно, к концу урумилджанско-копетдагского этапа, воздымания распространяются все ши-

ре, увеличивая роль континентальных ландшафтов, вплоть до их полного господства.

Итак, урумилджанско-копетдагский этап выразился в значительных преобразованиях на территории Запада Средней Азии. Являясь регрессивным, он привел к резкому сокращению площадей морского осадконакопления и увеличению лагунного. Главной причиной этого явились тектонические движения, особенно сильно проявившиеся в периферической зоне Средиземной геосинклинальной области, где сформировались складчатые структуры завершеного цикла геосинклинального развития.

Впервые на важное значение данной фазы складчатости указывал О.С.Вялов [61], назвав ее андийской. Позже Н.П.Луппов [67] рассматривал эти движения как проявление постепенно нарастающей интенсивности поднятия на протяжении киммериджского и титонского веков. Приведенный материал свидетельствует о том, что создание складчатой области протекало в течение достаточно длительного времени, во всяком случае начиная со среднего бата, и достигло максимального выражения в начале берриасского века. Этот период характеризовался неоднократным проявлением истинных фаз складчатости, обусловивших на протяжении сравнительно короткого времени принципиальную перестройку структур и приведшие в итоге к инверсии геосинклинального режима. Таким образом, был создан новый важный элемент в строении рассматриваемого региона между Копетдагской – геосинклинальной и Туранской – платформенной его частями.

На Туранской платформе киммерийские движения зафиксированы, главным образом, в краевых впадинах, которые отчетливо обособились и стали ареной накопления пестроцветных эвапоритовых толщ. Однако регрессия на огромной территории платформы проявилась не одновременно. Наблюдается постепенное запаздывание регрессии от юго-запада к северу и особенно к востоку, где максимум ее приходится уже на следующий из выделяемых этапов геологической истории. Столь же постепенно распространяется и увеличение аридности климата. В то время как на юге тропический сухой термический режим господствовал, начиная с урумилджанского этапа (конец среднего келловей), на север иссушение

пришло во второй половине урумилджанско-копетдагского этапа (кимеридж).

Среднегодовая температура морских бассейнов аридной полосы тропической зоны превышала 22°C [182]. Преобладающая низменная суша, на которой господствовали пустынные ландшафты, имела среднегодовые температуры $28-30^{\circ}\text{C}$.

Наконец, роль киммерийских движений проявляется еще и в прекращении осадконакопления почти на всей площади Запада Средней Азии, за исключением Амударьинской синеклизы и более восточных районов. Она отразилась также пока известной только на Большом Балхане вулканической деятельностью. Таким образом, завершение урумилджанско-копетдагского этапа — очень важный рубеж в геологической истории рассматриваемого региона, значение которого мы еще только начинаем понимать.

Что касается палеозоогеографического районирования акваторий, то создание континентальных барьеров резко обособило моря различных палеохорий. Остатки фауны в начале урумилджанско-копетдагского этапа свидетельствуют, что геосинклиальный бассейн и Амударьинский залив входили в Средиземную палеозоогеографическую область, типичными для которой были аммониты подсемейств *Perisphinctinae* и *Ataxioceratinae*, установленные в юго-западных отрогах Гиссара, в Копетдаге и на Большом Балхане. Мангышлакский же бассейн был тесно связан с Восточно-Европейской провинцией Бореальной области. Позже различия фаун морских бассейнов еще более увеличились. Распространение общих таксонов кальционелл, брахиопод, гастропод и двустворок в разновозрастных акваториях на месте Кавказа, Крыма, Средиземноморья, Копетдага, Большого Балхана и Кубадага доказывает распространение в южных районах Запада Средней Азии Средиземной палеозоогеографической области, причем, вероятно, провинциализм внутри нее для данного времени не свойствен.

Акватория же восточной части региона характеризовалась комплексом двустворок, состоящим почти сплошь из местных видов, преемственность которых от более древних определяет принадлежность этого бассейна также к Средиземной области. Однако обособленность его от океана Тетис и отсутствие в нем таксонов широкого распространения позволяют рассматривать эту

палеохориз как особую провинцию (Гиссарскую). В Южномангышлакском прогибе обнаружены устрицы и фораминиферы, широко представленные в морях Восточно-Европейской провинции Бореальной области, для которой также, вероятно, более дробные подразделения невозможны.

4. Копетдагский этап

Копетдагский этап на территории Запада Средней Азии знаменует начало нового цикла геологической истории, который прежде всего выражается в постепенном расширении площадей осадконакопления на увеличившейся за счет приращения киммерийской складчатой области Туранской платформы. Интенсивные воздымания отдельных частей региона, особенно на востоке, привели к образованию значительных по мощности и распространению континентальных толщ, отличающихся красноцветностью, которые наряду с лагунными и морскими отложениями составили неокомский формационный ряд в чехле платформы. Все большую роль играют терригенные — песчано-глинистые осадки. Одновременно достаточно активно проявляются контрастные по знаку и скоростям тектонические движения, обуславливавшие быструю эволюцию структур как в Средиземной геосинклинали, так и на Туранской платформе.

Копетдагский этап еще тесно связан с процессами только что завершившейся киммерийской складчатости и с сопутствовавшими им явлениями. В мезогеосинклинальных прогибах продолжается формирование структур в условиях накопления карбонатно-терригенных осадков. На Туранской платформе сохранился режим активизации: быстро воздымаются восточные и некоторые центральные участки, превращаясь в горные области. Их интенсивный размыв привел к началу распространения континентальной красноцветной формация. В то же время прогибы разрастаются и в них образуются лагунные и морские осадки. Роль карбонатов сокращается, что связано, вероятно, не с климатическими изменениями, а в основном с омоложением рельефа областей сноса. Наиболее активной по-прежнему остается зона развития большебалханского надтипа разреза (рис.42), в пределах которой складчатая область преобразуется в сложный эпигеосинклинальный прогиб (или

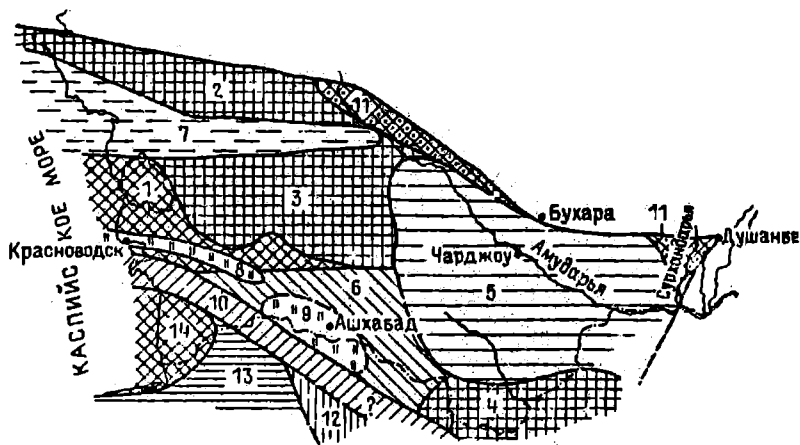


Рис.42. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для копетдагского времени (К, Б² - в).

1-9 - Туранская платформа: 1 - Красноводско-Карабогазский шит, 2 - Горномангышлакско-Устюртская антеклиза, 3 - Туаркырско-Центральнокаракумская антеклиза, 4 - Караиль-Бадхызская антеклиза, 5 - Амударьинская синеклиза, 6 - Южно-Каракумская моноклиза, 7 - Южно-Мангышлакский внутриплатформенный прогиб, 8 - Кубадаг - Чильмамедкумская краевая впадина, 9 - Ашхабадская краевая впадина; 10 - Большебалханский перикратонный прогиб, 11 - Центрально-Азиатский ороген, 12-14 - Средиземная геосинклинальная область: 12 - Восточно-Копетдагская синклинирная зона, 13 - Западно-Копетдагская антиклинирная зона, 14 - Южно-Каспийский срединный массив.

систему прогибов). Судя по преобладанию красноцветов, присутствию эвапоритов и карбонатов общие палеогеографические факторы (климат, влажность) существенно не отличались от таковых в предыдущем этапе.

В Копетдагской геосинклинали начало копетдагского этапа совпало со значительными погружениями, охватывшими, вероятно, центральную ее часть. Доступные для наблюдения участки свидетельствуют о сложности процессов осадконакопления коуской и инджеревской свит, образовавшихся здесь. В.И.Марченко [122] считал, что первая из них сформировалась в обстановке относительно глубоководной (первые сотни метров) части шельфа, в ре-

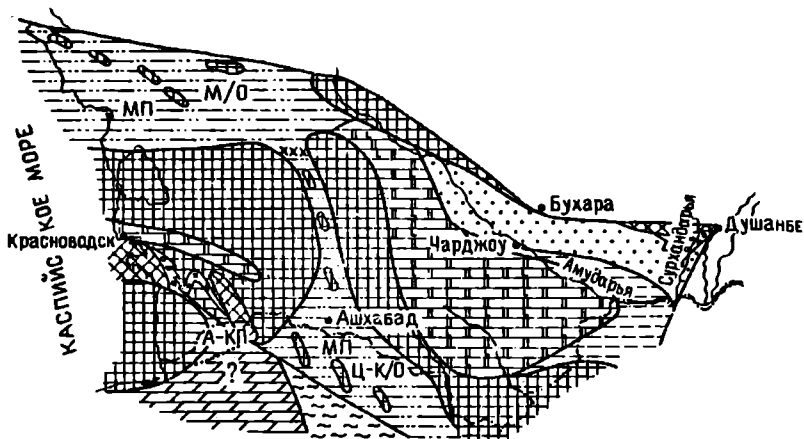


Рис.43. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для раннекопетдагского времени (K_1b^2-u).

А-КП - Альпийско-Кавказская провинция, МП - Мангышлакская провинция, М/О - Мангышлакский округ, Ц-К/О - Центральнo-Копетдагский округ.

зультате одного цикла опускания, завершившегося поднятием.

Наши данные позволяют несколько изменить это мнение (рис. 43). Коуская свита начала накапливаться в условиях неустойчивого мелководья открытого морского бассейна, возникшего в начале меловой трансгрессии. Затем на фоне общего погружения осадки накапливались на сильно расчлененном дне этого бассейна при активной динамике водной среды. В прогибах формировались мергели и глинистые известняки, на поднятиях селились санковые сообщества лоф, ктеностриумов, брахиопод, морских ежей. Многочисленные прослои обломочных известняков и локальные поверхности перерывов свидетельствуют о частых подводных размывах. Все же нижняя половина коуской свиты (до середины пачки 2) образовалась, вероятно, в достаточно мелководных условиях океанического шельфа. Позже глубина бассейна сильно увеличилась на фоне общей нивелировки рельефа дна. В результате преобладающими стали однообразные по облику карбонатно-глинистые илы, в которых существовали малочисленные тонкорачковинные за-

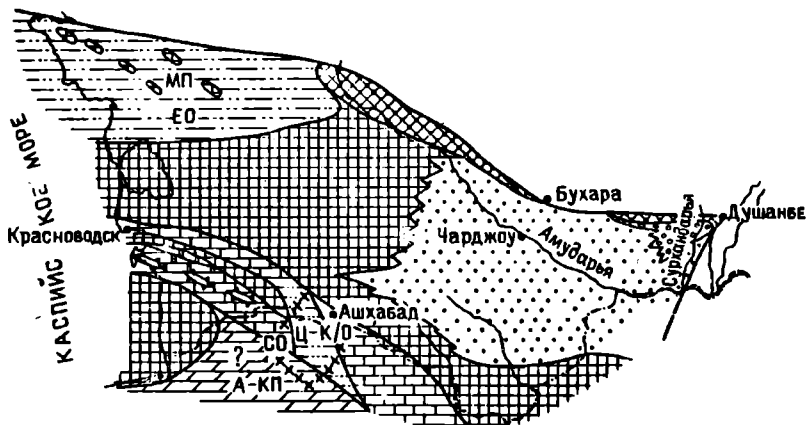


Рис.44. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для позднекопетдагского времени (K_1, B^2-v).

СО - Средиземная палеозоогеографическая область, ЕО - Европейская палеозоогеографическая область, А-КП - Альпийско-Кавказская провинция, МП - Мангышлакская провинция, Ц-К/О - Центрально-Копетдагский округ.

рывающиеся двусторонки - митилиды, бухии, легко переносящие значительные глубины [86], и совершенно отсутствовали представители мелководного бентоса.

Завершение накопления коуской свиты связано с быстрым небольшим обмелением дна, вызванным, скорее всего, восходящими движениями приподнятых участков в смежных районах и выраженным иногда перерывом в ее кровле. В.И.Марченко достаточно убедительно доказывает наличие в морском бассейне обстановки средней части шельфа при образовании инджеревской свиты (рис.44). Однако изменение обстановки вызвано не общими, как считал В.И.Марченко, а сузубо местными причинами, так как ни к западу, ни к востоку от центральной части Копетдага ни поднятий, ни сокращения моря не наблюдается. Вероятно, воздымания охватили отдельные участки дна Копетдагского моря, интенсивный размыв которых обусловил алевроито-песчаный состав инджеревской свиты западнее Ашхабада. Восточнее терригенные осадки замещаются карбонатными, образовавшимися, возможно, в более мелко-

водных и уж во всяком случае в более спокойных условиях. В.И.Марченко предполагал, что инджеревский бассейн претерпел некоторое опреснение и похолодание по сравнению с коуским временем. Широкое распространение в нем тепловодных устриц, а также стеногалинных миофорелл, птеротригоний и птихомий не позволяет согласиться с В.И.Марченко. В то же время спецификой Копетдагского моря для рассматриваемого этапа является присутствие типичных представителей бореальных морей – бухий, свидетельствующих о наличии между ними связей, ранее не устанавливаемых.

С севера Копетдагское море ограничивалось складчатой областью киммерид, которая в начале копетдагского времени еще заканчивала свое формирование, продолжая воздыматься. В наиболее северной полосе (на месте северного крыла Большебалханской мегантиклинали и, возможно, в ее центральной части), и на других участках, где рельеф суши был расчлененным – горным, накапливались молассоидные образования. Вблизи растущих возвышенностей развивались красноцветные конгломерато-брекчии конусов выноса временных потоков (Борджоклы, Огланлы, Урумилджан), а в удалении от них – песчаники, пудинги или доломито-мергельные озерные осадки (у колхоза Комсомольский, горы Геркез).

На территории большей части современного южного крыла мегантиклинали, где рельеф был менее расчлененным, господствовали процессы пенепленизации. Слабо выраженные поднятия размывались в субаэральных условиях. Продукты уничтожения поднятий образовали плащ доломито-мергельных осадков, обогащенных обломками пород мальмского формационного комплекса со следами корневых систем наземной растительности. Эта наклоненная к югу низменность временами погружалась под воды расположенного на самом юге мелкого открытого моря (скважина Даната). Последнее занимало площадь восточнее и существовало, вероятно, с начала копетдагского этапа. Через это море и проникли бухии в северную окраину океана Тетис (см. рис.43).

Во второй половине копетдагского этапа рельеф киммерид в основном сnivelировался и поднятия сменились резкими опусканиями, преобразовавшими складчатую область в эпигеосинклиналь-

ный прогиб (или систему прогибов). В результате Копетдагское море трансгрессировало и почти целиком затопило зону развития перикратонных прогибов. Однако темп погружения не везде был одинаков, участки развития киммерийских антиклиналей, возможно, сохранили вначале трансгрессии потенцию к воздыманию и представляли собой отмели или низкие острова в морском бассейне. На них поселялись колонии склерактиний и начали быстрый рост перхнеарланские биогермные массивы (см. рис.44). На юге эти массивы ограничены зоной мелководного открытого шельфа — местом накопления известково-глинистых осадков (гора Казанджабурун, скважина Даната).

Полоса круших рифов (до 100 м мощностью) образует барьер, затрудняющий водообмен между Копетдагским морем и Большеебалханским заливом, который занимал большую часть современной одноименной структуры. В результате в заливе установилась обстановка зарифовой лагуны, на внутреннем борту которой отлагались карбонатные илы, образующиеся за счет жизнедеятельности водорослей (Урумилъджан, Дагдирим и др.). Севернее формировались доломитовые осадки осолоненной лагуны (Огланлы, Кяриз, Даната и др.). Аналогичная картина имела место скорее всего и восточнее, за исключением района Ашхабада, где в копетдагское время господствовали условия открытого морского бассейна.

Копетдагский этап на Туранской платформе характеризовался значительными погружениями в ее западной части и не менее существенными воздыманиями на востоке, поэтому он отчетливо трансгрессивен в Закаспии и регрессивен на территории, начинающейся от левого берега Амударьи. На юге по-прежнему существовали краевые впадины платформы, являвшиеся участками активного осадконакопления. В юго-западной части резкие прогибания Кубадагской и Чильмамедкумской впадин проявились несколько позже начала копетдагского этапа. Они распространились на большие площади, чем в урумилъджанское и урумилъджанско-копетдагское время и, возможно, слились, образовав общий субширотный прогиб, протянувшийся от восточного берега Каспия до г.Кизыл-Арват. Ограниченность связи с океаном Тетис и островной характер бассейна обусловили при господстве аридного климата развитие осолоненной лагуны, в которой шло осаждение доломитовых илов. Во

второй половине копетдагского этапа установилось более тесное сообщение с открытым морем и лагуна сменилась заливом открытого типа, в котором формировались органогенные известняки. Нормальная соленость водоема подтверждается широким распространением в верхнеуфринской подсвите стеногалинных рудистов и кораллов.

В восточной части залива, вероятно, вблизи берега существенную роль играет терригенное осадконакопление. Кяно-Каракумская краевая впадина испытала погружений, в результате которых возник мелководный залив Копетдагского моря, видимо, с самого начала копетдагского времени. В нем накапливались терригенные или терригенно-карбонатные осадки. Г.Г.Мирзоев указывал, что в ряде скважин под морскими слоями распространены маломощные красноцветные алевролиты, относимые им к карабийской свите. Следует отметить, что это мало вероятно, так как ареал последней ограничен с запада Амударьинской синеклизой. Кроме того, карабийская свита омолаживается к западу, и даже в юго-западных отрогах Гиссара она занимает более высокое положение в стратиграфической колонке, чем основание коуской свиты (см. табл.1). Поэтому данные красноцветы вряд ли первично входили в геологическое тело карабийской свиты (хотя это и не исключено). Они, вероятно, возникли при размыве возвышенностей или островов на рубеже копетдагского и предшествующего ему этапов.

Центральная часть Туранской платформы была занята низкой выровненной сушей, тектонически стабильной на протяжении всего копетдагского этапа, в результате чего она практически не поставляла обломочный материал в окружающие водоемы. Н.Я.Ясамов показал, что отсутствие терригенной оторочки вокруг низменных континентальных поверхностей – типичная особенность пограничья суша – море в аридной зоне.

На северо-западе платформы территория Мангышлака с самого начала копетдагского времени была охвачена интенсивными прогибаниями и сюда устремились воды из Северо-Кавказского и Восточно-Европейского бассейнов. Интересно, что систематический состав бентосной фауны Мангышлакского и Копетдагского бассейнов очень близок, различается лишь количественным соотношением таксонов в бериасском ярусе. Это обстоятельство, которое, кстати,

позволило определить стратиграфический объем копетдагского горизонта, заставляет предполагать наличие пролива между указанными бассейнами. Присутствие остатков *Buchia cf. okensis* Pavl. в скв.2 Ербент указывает местоположение пролива в районе Центрально-Каракумского свода. Однако связь морей Бореальной и Средиземной областей просуществовала недолго и, вероятно, прекратилась уже во второй половине копетдагского этапа.

Что же касается Мангышлакского бассейна, то обстановка осадкообразования в разных частях его была не одинаковой. На севере, на месте Горномангышлакско-Устьюртской антеклизы существовал мелководный гидродинамически активный бассейн. Развитие его протекало при интенсивном размыве островов и соответственно быстром изменении положения последних, что выразилось в накоплении чрезвычайно изменчивого по простиранию и по разрезу комплекса песчано-глинистых осадков. Малая глубина бассейна, нормальная соленость, хорошая аэрация и разнообразие грунтов сделали данную акваторию крайне благоприятной для существования многочисленных бентонных, планктонных и нектонных организмов, относившихся к разным типам и классам животного царства. Их остатки образуют большое количество ракушняковых линз и прослоев, чередующихся с алевролитами, песчаниками и глинами.

На месте Южного Мангышлака и, вероятно, Западного Устьюрта бассейн был более глубоким и характеризовался относительно однообразными условиями, в которых отлагались песчано-глинистые осадки, содержащие гораздо меньшее количество остатков бентоса. Чрезвычайно широко распространенные здесь раковинки фораминифер и остракод указывают на то, что и эта территория была все же мелководным нормально-соленым морем.

Именно начало копетдагского этапа характеризовалось максимальным прогибанием. Обусловленная им трансгрессия распространилась далее к востоку на центральную часть Южного Устьюрта и в районе Ургенчского поднятия проникла в Амударьинский солеродный бассейн. В результате на Устьюрте образовалась шапахтинская терригенно-карбонатная свита, которая в низовьях р. Амударьи замещается карбонатно-сульфатной шараплинской свитой. Первая отлагалась в мелком открытом проливе с впадинами дном. Вторая сформировалась при "рассолении" насыщенных растворов со-

леродной лагуны притоком нормально-морских вод, вызвавшем прекращение садки солей и возникновение ангидритово-карбонатных осадков на большей западной части Амударьинской синеклизы.

Восточная часть Туранской платформы в данный период продолжала воздыматься, унаследовав направленность движений предыдущего этапа. Максимально эти движения проявились за пределами рассматриваемого региона в Южном Тянь-Шане, где впервые в мезозое возникла горная область, называемая нами Центрально-Азиатским орогеном. Понижения в периферической части орогена (южный склон Гиссара) стали местом скопления выносимого грубого материала - продуктов интенсивного размыва растущих гор (ширкентская свита). Западнее предгорья окаймлялись низменностью, на которой накапливались красноцветные песчано-глинистые осадки из равнинных участков русел рек, стекающих с гор. Реки в начале копетдагского этапа впадали в мелкий опресненный озерный бассейн, обрамлявший с востока Амударьинскую лагуну. Совокупность воздыманий, сопровождавшихся увеличением выноса осадков речной сетью, существенно сократила площадь, занимаемую осолопленной лагуной, а затем привела к полному ее уничтожению. Таким образом, поднятия, начавшиеся еще на прошлом этапе, в копетдагском увеличили темп и привели к постепенному замещению лагунных образований континентальными.

Рост гор на востоке способствовал продвижению красноцветных отложений к западу. Ширкентская свита охватила весь южный склон Гиссарского хребта, а замещающая ее карбильская свита к концу копетдагского этапа распространилась почти на всю поверхность Амударьинской синеклизы. Непрерывное погрубостио слагающего ее материала вверх по разрезу и с запада на восток отражает продолжающееся поднятие Центрально-Азиатского орогена на протяжении копетдагского времени. Распределение терригенных осадков внутри карбильской свиты и присущая ей макро- и микроосая слоистость доказывают ее образование в крупной речной артерии, протекавшей с северо-востока на юго-запад. Столь длительно существующая (?) и, вероятно, полноводная река или реки при господствовавшем тогда аридном климате могла сохраниться только в том случае, если ее истоки располагались выше снеговой линии. Следовательно, Центрально-Азиатская горная стра-

на уже в начале мелового периода представляла собой высокогорную область, предгорья которой обрамляли с северо-востока Амударьинскую синеклизу.

Тектонические и палеогеографические особенности копетдагского этапа на территории Запада Средней Азии обусловили образование нового, неокомского формационного комплекса, отделенного от нижележащего поверхностью региональнoгo несогласия. Он отчетливо представлен на западе и носит явно трансгрессивный характер. В восточной половине региона, где сохранилось господство восходящих движений, продолжалось формирование мальнского формационного комплекса. Его завершение выражено крайним регрессивным членом – континентальной красноцветной формацией, согласно сменяющей эвапоритовую как по разрезу, так и частично по простиранию.

В эволюции структур наиболее четко копетдагский этап проявился на Туранской платформе, где накопившиеся в этот отрезок времени породы начинают новый структурный ярус ее чехла. Кроме того, на месте киммерийской складчатой области появляется система эпигеосинклиналиных прогибов – наиболее тектонически активная зона платформы. В геосинклиналии области этот этап сказался лишь в изменении состава пород, да и то, возможно, далеко не повсеместно. Чисто карбонатные осадки сменились карбонатно-глинистыми и глинисто-песчаными. Структурных перестроек на рубеже урумилджанско-копетдагского и копетдагского этапов здесь не наблюдается.

Хотя климат копетдагского этапа существенно не изменился по сравнению с урумилджанско-копетдагским, все же широкое развитие в первом морских терригенных осадков в западной части региона может отражать некоторое понижение температур и повышение влажности. Относительно первого фактора Н.А. Ясаманов указывал, что среднегодовые температуры на севере Мангышлакского бассейна колебались в пределах 14,5 – 15,2°C, а на юге бассейна – 27 – 28°C. Вероятно, столь большие различия термического режима в пределах одного водоема несколько завышены, так как представляют собой результаты исследования разных объектов. Однако представления о температурных могут возникнуть и при усреднении материалов по разрезу в целом.

Следует подчеркнуть, что особенно в Мангышлакском бассейне климат вряд ли мог оставаться постоянным на протяжении всего копетдагского этапа. Для первой его половины (бериасской) климат был достаточно жарким и аридным, существенно не отличался от свойственного южным морям (среднегодовая температура по данным Н.А.Ясаманова 19°C), о чем свидетельствуют многочисленные устричные, гастроподовые и рудистовые банки в разрезе берриаса, аналогичные таковым в копетдагском горизонте Кубадага, Большого Балхана, Копетдага. Во второй половине копетдагского времени (валанжинской) на Мангышлаке температура бассейна возможно понизилась в результате расширения его связей с морем Восточно-Европейской платформы и прекращения сообщения с океаном Тетис, что подтверждается уменьшением карбонатности осадков, наличием многочисленных представителей остатков типично бореальных аммонитов, бухий, иноцерамов и отсутствием рудистов. Но и в валанжине воды были достаточно теплые, так как наряду с указанными формами в них существовали кораллы, тригонии, устрицы и др. Кроме того, это небольшое похолодание было сугубо местным и никак не отразилось на биоте более южных морей.

Что же касается повышения влажности климата, то оно проявилось более широко, хотя и не распространилось на все районы Запада Средней Азии, и обусловлено было обширной трансгрессией на западе, возникновением горной области на востоке с образованием в предгорьях речной и озерной сети.

Крайняя бедность остатками флоры копетдагского горизонта (только в скважинах обнаружены бедные по количеству форм спорово-пыльцевые комплексы) свидетельствуют о том, что поверхность континентальных пространств была преимущественно пустынной. Однако не исключено, что в пределах Центрально-Азиатского орогена и на прибрежных низменностях существовало ксерофильное редколесье, образованное сосновыми, кипарисовыми, реже гинкговыми и беннеттитовыми растениями [212].

Абватории морских бассейнов копетдагского этапа были населены многочисленной и разнообразной фауной, анализ систематического состава которой позволяет провести палеозоогеографическое районирование, причем следует иметь в виду различия орктоценозов нижне- и верхнекопетдагского подгоризонтов. В ран-

некопетдагское время моря Запада Средней Азии были населены организмами, преобладающую роль среди которых играли таксоны, широко распространенные в океане Тетис и свойственные Средиземной палеозоогеографической области. Одновременно в бассейнах Мангышлака и Центрального Копетдага присутствуют формы, типичные для Европейской области, которые определяют своеобразие этих бассейнов и позволяют отнести к Мангышлакской провинции [97]. Роль бореальных элементов в разных частях провинции значительно отличается. В Мангышлакском бассейне распространены бореальные аммониты (*Sarites*), бухии, некоторые роды брахиопод и фораминифер. В Копетдагском аммониты пока не известны, а бухии в общем подчинены типично средиземным представителям бентоса, кроме того в Копетдагском бассейне найдены также кальционеллиды, не известные в Мангышлакском море. Приведенные различия служат основанием для разделения Мангышлакской провинции на два округа или района — Мангышлакский и Центрально-Копетдагский (см. рис. 43).

В акваториях Большого Балхана и Кубадага распространены бентосные формы, среди которых полностью отсутствуют бореальные виды. Моллюски, брахиоподы, морские ежи, кальционеллиды представлены таксонами, широко известными из соответствующих отложений Кавказа и более западных регионов. Таким образом, моря Западной Туркмении следует включать в Альпийско-Кавказскую провинцию [97].

В позднекопетдагское время положение изменилось, нарушилась связь Мангышлакского бассейна с Копетдагским. В первом аммониты представлены родами почти исключительно бореального типа [118], поэтому можно считать, что данная акватория входила в валанжине уже в Европейскую палеозоогеографическую область. Однако среди бентоса здесь по-прежнему существенная роль принадлежит видам Средиземной области или эндемикам. Данное обстоятельство позволяет сохранить для рассматриваемой акватории ранг провинции, резко отличающейся своей фауной от других бассейнов Европейской области. Южные моря Запада Средней Азии условно являлись частью Альпийско-Кавказской провинции Средиземной палеозоогеографической области, о чем свидетельствуют находки типичных для нее таксонов аммонитов, кораллов, брахиопод, двустворок и др.

Сравнительно небольшой процент европейских видов (бухий) в ориктоценозе Центрального Копетдага позволяет обособить его в самостоятельный район или округ того же названия.

5. Янгаджинский этап

На янгаджинском этапе территория Запада Средней Азии испытала некоторое упрощение структурного плана региона (рис.45), увеличение размеров основных платформенных тектонических элементов. Такая специфика структурных особенностей региона отражает общий процесс стабилизации Туранской платформы, сопровождаемый здесь усилением отрицательных движений. В миогеосинклинальной зоне произошла дальнейшая дифференциация режима. В результате в пределах всей рассматриваемой территории существенно возросли площади областей седиментации, в которых преимущественное развитие получили лагунные пестроцветные и континентальные красноцветные осадки. Существенно сократились размеры областей сноса, а интенсивность размыва их возросла. В то же время янгаджинский этап отличался сложностью и неоднородностью процессов в отдельных частях рассматриваемой территории. Довольно уверенно он может быть подразделен на ранне- и поздне-янгаджинский подэтапы.

Уже с начала образования янгаджинского горизонта в формировании геосинклинального разреза отдельных частей Копетдагского бассейна наблюдаются значительные различия (рис.46). В восточной части (район развития ашхабадского типа разреза) конец предыдущего копетдагского этапа характеризовался резкими погружениями, выразившимися в смене карбонатно-терригенных пород с линзами устричников глинистыми алевролитами (пачка УП Марченко). Опускания сопровождались размывом и образованием в основании глинистой пачки базальных гравелитов с неокатанными обломками подстилающих известняков и железистыми облитамп. Начало янгаджинского времени выразилось здесь стабилизацией условий, приведших к возникновению карбонатов бахарденской свиты, которая залегает согласно на инджеревской.

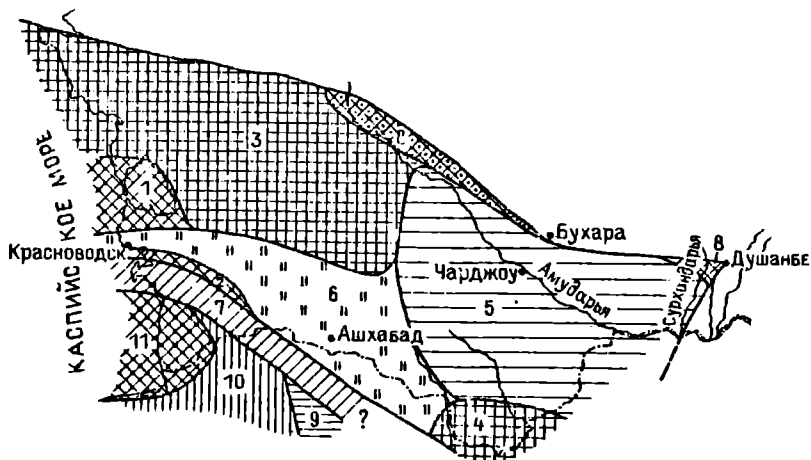


Рис. 45. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для лигаджинского времени (К, н - БГ¹).

1-7 - Туранская платформа: 1 - Карабогазский шит, 2 - Красноводский массив, 3 - Мангышлакско-Туаркырская антеклиза, 4 - Карабиль-Бадхизская антеклиза, 5 - Амударьянская синеклиза, 6 - Кжно-Каракумская краевая впадина, 7 - Большебалханский перикратонный прогиб, 8 - Центрально-Азиатский ороген; 9-11 - Среднеземная геосинклинальная область: 9 - Восточно-Копетдагская антиклинорная зона, 10 - Западно-Копетдагская синклинорная зона, 11 - Южно-Каспийский срединный массив.

Западнее, в области распространения кизыл-арватского типа разреза, подобные изменения характера осадконакопления начались позже. Там начало рассматриваемого этапа совпало с резким прогибанием дна, обусловившим смену терригенно-карбонатных осадков инджеревской свиты глинистыми отложениями (УП пачка Марченко), также залегающими с разрывом и обогащенными железистыми болитами в базальной части. В центре Копетдагского моря, как и в восточной части бассейна, вверх по разрезу они согласно переходят в карбонатную бахарденскую свиту. Поэтому для раннелигаджинского подэтапа характерно главным образом накопление бахарденской свиты, состав которой выражает некоторую стабилизацию движений в геосинклинальном море и относительную однородность условий осадкообразования. Однако установление на отдельных участках развития рифовых фаций (у озера Коу и, воз-

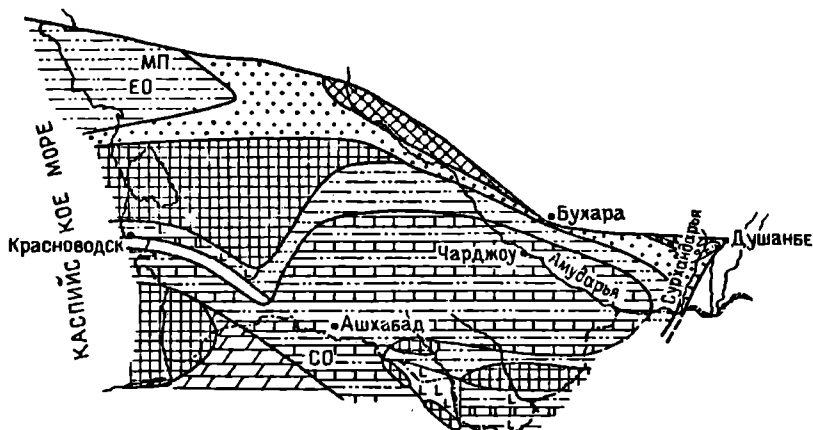


Рис.46. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для раннеэоценового времени $K_1n - Br^1$.

СО - Средиземная палеозоогеографическая область, ЕО - Европейская палеозоогеографическая область, МП - мангышлакская провинция.

можно, в ущелье Большие Каранки) свидетельствует о расчлененности рельефа дна бассейна.

Позднеэоценовый этап, начавшийся с образования ханкеризской свиты, отличался активизацией тектонических движений, которая привела к появлению существенных различий в строении западной и восточной частей геосинклинальной зоны (рис.47). В первой резко возросли скорости осадконакопления, преобладающими стали глинисто-карбонатные флишеидные толщи мощностью 500 м и более. В то же время значительная разница мощностей в отдельных местах кизыл-арватского типа разреза отражает сложность рельефа дна и различия в темпах движений. Восточнее, в области развития ашхабадского типа разреза, в ханкеризской свите преобладают карбонатные породы, а мощности, по сравнению с кизыл-арватским типом, сокращаются до 180-200 м. В чередовании карбонатных и глинистых пород здесь не обнаруживается столь четкой цикличности, которая характерна в западной части области. Указанные различия позволяют для ханкеризского вре-

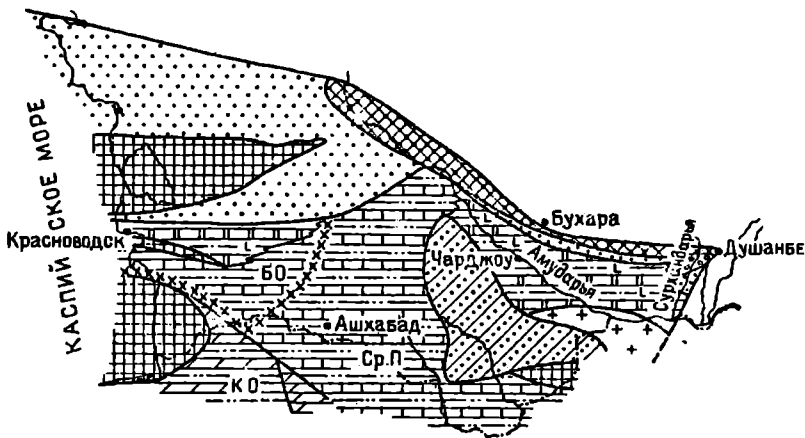


Рис. 47. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для поздняянгаджинского времени К, n-b'.

Ср.П - Среднеазиатская провинция, БО - Большебалханский округ, КО - Копетдагский округ.

мени наметить в Копетдагском бассейне синклиорную, более активную зону на западе и антиклиорную - на востоке.

Наряду с отмеченными различиями в строении ханкеризской свиты, типично для нее повсеместно постепенное увеличение роли карбонатных пород вверх по разрезу, свидетельствующее об относительном выравнивании условий развития миогеосинклинали к концу янгаджинского этапа.

На площади Туранской платформы начало данного этапа совпало с обширной трансгрессией, распространившейся из океана Тетис на южную часть платформы. Наиболее интенсивные опускания охватили эпигеосинклиальный Большебалханский прогиб (прогибы?) и в нем образовалась мощная (свыше 300 м) сложная толща переслаивания песчано-глинистых и карбонатных пород. Формирование казанджабурунской свиты происходило в мелководном морском бассейне с активным рельефом дна.

Прогибания появились и в пределах Южно-Каракумской краевой впадины, через которую трансгрессия широко распространилась к северу и востоку. Таким образом, уже в начале янгаджин-

ского этапа мелкое море захватило пространства на Туранской платформе, значительно перекрывающих ранее (в меловом периоде) существовавшие. С севера и юго-востока море обрамлялось полосой более или менее устойчиво связанных с ним лагун.

На западе, в Кубадаг-Чильмамедкумской краевой впадине и на юге Карабиль-Бадхызской антеклизы, в сильно осолоненных бассейнах отлагались пестроцветные терригенно-карбонатно-сульфатные осадки. На месте современного Восточного Копетдага шло образование гипсовой толщи. В остальных лагунах, располагавшихся севернее и восточнее морского бассейна, концентрация вод была, вероятно, меньшей и там отлагались пестроцветные мелкотерригенные илы с небольшой примесью доломита.

На северо-западе Туранской платформы, на месте современного полуострова Мангышлак, в начале янгаджинского времени возможно еще недолго существовал оставшийся от копетдагского этапа залив Восточно-Европейского моря, в котором продолжали накапливаться осадки, аналогичные копетдагским (не исключено, что это еще валанжинские образования).

Анализ янгаджинского седиментогенеза в пределах Запада Средней Азии привел нас к следующим выводам. Преобладание в областях осадконакопления глинистых и карбонатно-сульфатных отложений морского и лагунного генезиса и сравнительно малое развитие континентальных пород свидетельствуют, что большинство участков субаэрального развития представляло собой низменные выровненные пространства, поверхность которых почти не размывалась. Исключением является лишь Центрально-Азиатская горная область, у подножья которой формировались красноцветные аллювиальные и пролювиальные осадки. Однако судя по меньшей, чем раньше, площади их развития, абсолютные отметки этой горной области уменьшались или она была менее расчлененной, чем в копетдагское время.

Обширные по площади погружения Туранской платформы в начале янгаджинского этапа вскоре сменились медленными воздыманиями, существенно изменившими обстановку (см. рис.47). Наиболее значительно поднятия проявились на севере и северо-востоке региона и там возникли довольно крупные участки суши. Интенсивный размыв последних не только не сократил площади осадко-

образования, но, наоборот, увеличил их. В то же время сильно сократилась акватория морского бассейна.

На северо-западе расширилась Кубадагско-Чильмамедкумская лагуна за счет присоединения южной части Туаркирского района (структуры Кельдже и Бейнеу) и северо-западной части Центрально-Каракумского свода. Площадь этой лагуны была максимальной в середине янгаджинского времени, когда она распространилась почти на всю поверхность свода и большую часть территории Южных Каракумов. В пределах всего указанного пространства прослеживаются прослой пластового и конкреционного целестина важного маркирующего горизонта в средней части янгаджинской свиты. К концу этапа усилившаяся вновь трансгрессия сместила лагуну к северо-западу.

В центральной части Амударьинской синеклизы во второй половине янгаджинского времени возникла протяженная отмель или система баров, отделившая от открытого бассейна лагуны на месте современных юго-западных отрогов Гиссара. Сложное геологическое тело красноцветных песчаников – шатлыкский горизонт, по В.И.Соколову [185], Г.Г. Мирзоев [129] считал осадками авандельты. Однако отсутствие зоны распространения речных отложений по периферии шатлыкской фации и расположение последней между бассейнами нормальной и повышенной солености позволяют предположить, что она имеет тектоническую природу и связана с возникновением субмеридионального поднятия в осевой части Амударьинской синеклизы. Так или иначе, но шатлыкская фация отделила от моря значительный участок, в котором при господствующем ардном климате возникли бассейны повышенной солености. При этом наибольшая концентрация вод имела место на юге Восточной Туркмении, где возник солеродный бассейн, впервые установленный в начале 1960 гг. В.И. Черченко (керкидагская свита, по Г.Г.Мирзоеву). С севера этот бассейн обрамляла полоса пестроцветных глинисто-алевролитовых пород с прослоями гипсов, доломитов и мергелей верхнеальмурадской подсвиты.

На севере и востоке лагуны ограничивались полосой распространения красноцветных аллювиальных осадков, возникших за счет размыва Центрально-Азиатского орогена. С востока в аллю-

виальные отложения вклиниваются пролювиальные конгломератобрекчии и гравелиты ширкентской свиты.

На северо-западе Туранской платформы, на месте современных Мангышлака и Устурта, победившие воздымания надолго прекратили существование морских ландшафтов. Эта территория стала областью аккумуляции красноцветных осадков, активно поступающих с востока, из предгорий Центрально-Азиатской горной страны, и с юго-запада, с Карабогазской суши. Вероятно, район накопления красноцветов представлял собой низменную равнину, куда материал поставляли временные потоки, небольшие речные долины и пересыхающие озера.

Самый конец янгаджинского этапа характеризовался относительно ослаблением движений, что привело на платформе к смене преобладающих поднятий погружениями, которые особенно проявились в западной части региона. Таким образом, янгаджинский этап охватывает как бы весь цикл эпейрогенических движений на Туранской платформе. Он начался погружениями, затем сменившимися поднятиями, и закончился новой волной опускания, соответствующей наступлению очередного периода выравнивания тектонического режима в геосинклинальной области. Однако такая схема справедлива лишь для южной или юго-западной части платформы. На севере и северо-востоке региона постоянно преобладали поднятия, только иногда испытывавшие приостановку или замедление темпа воздымания. Эти тенденции еще шире проявятся в последующем этапе геологического развития.

Результатом указанных тектонических событий явилась эволюция структур платформенной части Запада Средней Азии. Объединились краевые впадины, прекратили существование внутриплатформенные прогибы. Последние, вместе с Туаркирско-Центрально-каракумской антеклизой, вошли в более крупную положительную структуру, осложненную отдельными впадинами и поднятиями, различия между которыми выражаются лишь в мощности красноцветных пород, накопившихся за один и тот же отрезок времени. Уменьшилось различие между перикратонным эпигеосинклинальным прогибом (прогибами) и краевыми впадинами. Наконец, более рельефной стала область Центрально-Азиатского орогена.

Однако и на янгаджинском этапе изменения направленности и темпа движений, палеогеографических закономерностей и выражающих их формаций происходят на всей рассматриваемой территории далеко не синхронно. Так, смена песчано-глинистой инджеревской свиты карбонатной бахарденской свитой в Копетдагском бассейне совершается на западе позже, чем на востоке. Красноцветные континентальные осадки в Туаркыре начинают накапливаться также позже, чем на востоке, северо-западе и т.д.

Широкое распространение среди отложений янгаджинского этапа карбонатов, красноцветов и особенно гипсов и каменной соли указывает на господство на Западе Средней Азии тропического аридного климата. Вероятно, в целом засушливость территории в рассматриваемое время была больше, чем в предшествующем копетдагском этапе. Относительно значений среднегодовых температур рассматриваемого времени данных в литературе нет. Однако можно предположить, что на Западе Средней Азии они были выше, чем на Малом Кавказе, климат которого был наиболее близок климату Закаспия.

Континентальные пространства по-прежнему представляли собой пустынные ландшафты, практически лишенные растительности. Лишь на отдельных участках Центрально-Азиатского орогена существовало редколесье, состоящее из древовидных папоротников, сосновых и беннеттитовых.

В самом начале янгаджинского этапа на месте Мангышлака возможно еще присутствовал унаследованный от предыдущего этапа морской залив, связанный с Восточно-Европейской и Северо-Кавказской акваториями. Широкое развитие среди населявшей его фауны местных видов тригонид указывает на его специфичность. Поэтому мы рассматриваем Мангышлаковский водоем, как и в копетдагское время, как Мангышлакский округ Мангышлакской провинции Европейской палеозоогеографической области. Это было последнее море в доаптской части раннего мела, связанное с бассейнами Европы. В дальнейшем все акватории на Западе Средней Азии вошли в систему бассейна океана Тетис.

Морские органические остатки нижнеянгаджинского подгоризонта принадлежат таксонам, типичным для одновозрастных отложений Средиземной палеозоогеографической области. Лишь распро-

странение среди них представителей рода *Endemoceras* и *Praelongithyris medneri* Weerth, обычных в бассейнах Западной Европы [225] и Русской плиты, указывает на наличие связей между Средиземной и Среднеевропейской областями. Однако эндемочерасы широко представлены на Кавказе и в Крыму, а брахиоподы обнаружены только в нижнеказанджабурунской подсвете Большого Балхана. Следовательно, на основании общего большого сходства биоценоза с кавказскими и крымскими раннеянгаджинскими акватория южных районов Средней Азии с полным правом могут быть отнесены к Восточно-Средиземноморской подобласти Средиземной палеозоогеографической области [97].

Однако Э.В.Котетипшили выделяла подобласти, учитывая, главным образом, различия состава аммонитов готеривского яруса в целом. Северные элементы в Крымско-Кавказском регионе широко представлены в верхнеготеривском подъярусе, а в нижнеготеривском почти отсутствуют. Представитель ориктоценоза нижнеянгаджинского подгоризонта, примерно соответствующего нижнему готериву, практически не содержит европейских форм, а состоит из таксонов, общих не только с Кавказом и Крымом, но и с собственно Средиземноморьем, включая Северную Африку [118]. Вероятно, раннеготеривские бассейны были очень тесно связаны между собой и провинциализм для них не характерен. Предложения же Э.В.Котетипшили справедливы лишь для позднего готерива.

Вообще длительность существования и ранг палеохорий вряд ли совпадают с рангом стратонов МСШ. Первые зависят лишь от темпа эволюции и условий расселения фауны, определяющих смену бисценозов во времени и пространстве, а также от конкретной характеристики фашиальных условий. Раннеготеривская трансгрессия проявилась чрезвычайно широко и обеспечила устойчивую связь между бассейнами океана Тетис, поэтому акватория южной части Средней Азии входила в Средиземную палеозоогеографическую область, не разделявшуюся на подобласти или провинции (см. рис. 46).

Воздымания, охватившие во второй половине готеривского века (примерно позднеянгаджинский подэтап) многие участки в Средиземном подвижном поясе и на его периферии, создали барьеры, затрудняющие связь различных частей океана Тетис, и тем самым

привели к значительным различиям состава биоценозов. Среди фауны, населявшей моря позднелюгандинского времени в Средней Азии, аммониты отсутствуют, а разнообразные представители бентоса состоят из таксонов, родственных таковым из верхнего готериванского баррема Кавказа, Крыма, Афганистана и других областей Средиземного пояса. Европейские элементы не известны, но появляются виды и даже роды, неизвестные на территориях западнее Каспия. Последние часто играют заметную роль в ориктоценозах, определяя их специфичность. К ним в первую очередь должны быть отнесены *Turkmenia balkhanensis* Krimh., остатки которых очень широко распространены в морских отложениях верхнелюгандинского подгоризонта не только Средней Азии, но и Афганистана, а также ряд эндемичных видов других двустворок, брахиопод и морских ежей.

Указанные обстоятельства не позволяют отнести Западно-Среднеазиатские бассейны к Восточно-Средиземноморской подобласти. Скорее всего, именно в это время возникает Среднеазиатская палеозоогеографическая провинция, выделенная Н.Н.Бобковой и Н.П.Дуповым [40] для позднего мела. Однако и в ее пределах состав фауны был не однородным. Ведущую роль в ориктоценозе верхнелюгандинского подгоризонта Большого Балхана, Кубадага и южной части Туаркырского района играют многочисленные экзогиры, относящиеся к видам, составляющим группу *Exogyra turkmenica* Lurr, которые не известны в Копетдаге. На данном основании для позднелюгандинского подэтапа предлагается разделять Среднеазиатскую провинцию Средиземной области на Копетдагский и Большебалханский округа (см. рис.47). Восточно-Средиземноморскую подобласть Э.В.Котетишвили следует, вероятно, рассматривать как Кавказскую провинцию, охватывающую позднеготеривские моря Кавказа и, возможно, Крыма.

6. Кумдагский этап

Структурный план территории Запада Средней Азии в кумдагский этап в общем не испытал сколько-нибудь существенных изменений (рис.48) по сравнению с люгандинским, но интенсивность тектонических движений возросла. В результате более от-

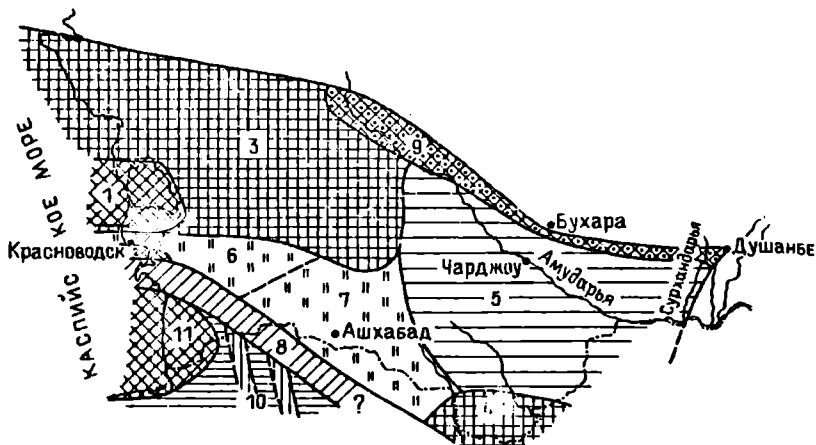


Рис.48. Палеотектоническая схема территории Западной Средней Азии для кумдагского времени (К₁, Br).

1-8 - Туранская платформа: 1 - Карабогазский щит, 2 - Красноводский массив, 3 - Майгышлакско-Туаркырская антеклиза, 4 - Карабуль-Бадхызская антеклиза, 5 - Амударьянская синеклиза, 6 - Кубадагская краевая впадина, 7 - Южно-Каракумская краевая впадина, 8 - Большебалханский перикратонный прогиб; 9 - Центрально-Азиатский ороген; 10, 11 - Средиземная геосинклинальная область: 10 - Копетдагская миогеосинклинальная система, 11 - Южно-Каспийский срединный массив.

четливыми стали очертания частных структур в миогеосинклинальной зоне, составляющие ее прогибы и гряды стали более резко различаться не только по мощности, но и по составу осадков. На юго-западе Туранской платформы усилились погружения, вызвавшие расширение трансгрессии и сокращение областей лагунного, континентального режима и поверхностей размыва (рис.49). Одновременно на северо-востоке увеличилась роль восходящих движений, которые способствовали расширению площади Центрально-Азиатского орогена, развитию в предгорной части континента аллювиальных равнин и отступанию к западу берегов морского бассейна.

В целом на Западе Средней Азии заметно отличается состав осадков, накопившихся на кумдагском этапе, по сравнению с составом отложений яшгаджинского этапа. Преобладающими стали мор-

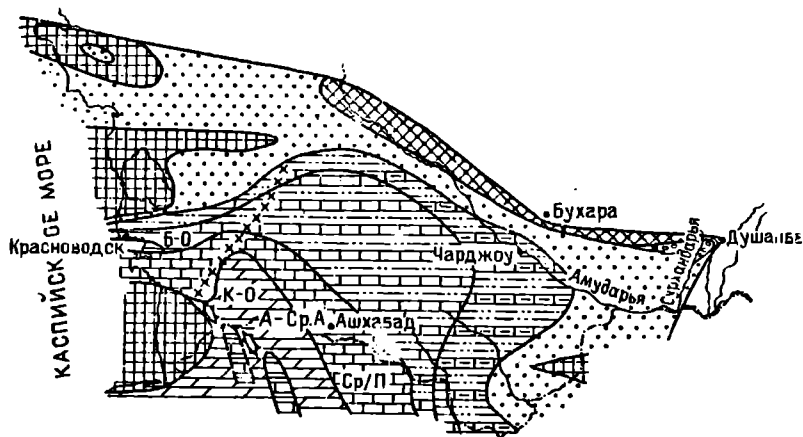


Рис.49. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для кумдагского времени (K_1br).

А-Ср.А - Альпийско-Среднеазиатская провинция, Ср/П - Среднеазиатская подпровинция, К-О - Копетдагский округ.

ские карбонаты и континентальные красноцветы, существенно сократилась роль лагунных пестроцветов и особенно эвапоритов. Указанные изменения, вероятно, вызваны тектоническими причинами: погружениями на юго-западе и поднятиями на востоке; климат скорее всего остался прежним. Характернейшая особенность кумдагских пород - это чрезвычайно широкое распространение среди морских карбонатов орбитолиновых известняков, появление которых и служит основанием для проведения нижней границы горизонта. Факт их возникновения отражает скачок в эволюции фораминифер и представляет собой явление, типичное для всей Средиземной палеозоогеографической области в барремском веке. Таким образом, для морских отложений Запада Средней Азии именно присутствие орбитолиновых известняков позволяет отличать кумдагские породы от подстилающих янгаджинских.

Вместе с тем орбитолиновые известняки характеризуют кумдагский этап только на отдельных участках (западная часть хребта Малый Балкан). В большинстве же мест на юго-западе регио-

на они распространены лишь в нижней (хоть и большей) части кумдагского горизонта. Верхняя часть последнего образована в основном песчано-глинистыми обычно глауконитовыми осадками, залегающими на карбонатах или красноватах согласно или с перерывом. Таким образом, внутри кумдагского горизонта на разных стратиграфических уровнях происходит смена неокомского формационного комплекса средне меловым. Она обусловлена следующими причинами.

Во-первых, здесь регрессия, завершающая формирование неокомского комплекса, сменяется трансгрессией, начинающей образование средне мелового формационного комплекса [58]. Изменение знака вертикальных движений, с которыми связано распространение трансгрессий и регрессий, обусловлено внутри барремского века скорее всего последовательными повышениями или понижениями уровня мирового океана, что подтверждается, в частности, очень широким развитием подобных явлений в том же стратиграфическом интервале Средиземноморья.

Во-вторых, смена формационного состава пород вызвана изменениями климатических условий, проявившимися в гумидизации климата на территории Западной Европы, Юго-Западной Азии и Северной Африки. Практически повсеместно с конца баррема — начала апта там получают развитие глауконитовые отложения, характерные для средней части меловой системы.

Однако как на площади указанных регионов, так и на территории Запада Средней Азии тектонические и климатические факторы изменяются не одновременно и выражаются по разному. Так, если средне меловой формационный комплекс в Западном Копетдаге, на Большом Балхане, в Кубадаге и в Туаркнре начинается внутри кумдагского горизонта, то в Центральном Копетдаге смена формационных комплексов происходит значительно выше, в нижнем апте. На востоке же Запада Средней Азии рубеж неокомского и средне мелового комплексов постепенно смещается в средний и даже верхний апт. То же можно сказать и об изменении состава отложений. В Западном Копетдаге и в Туаркырской мегантиклинали изменение формаций сопровождается перерывом, на Большом Балхане и в Кубадаге — согласной сменой пород различного состава.

В Копетдагской многогеосинклинали кумдагский этап начинается формированием одноименной свиты, образованной преимущественно орбитолиновыми известняками. На распределение пород здесь одновременно влияют эвстатические изменения уровня океана и движения, обусловившие развитие структур внутри Средиземной геосинклинали. Первые определяют общую вертикальную последовательность расположения состава осадков в течение нарастающей трансгрессии в начале кумдагского времени, которая сменяется регрессией в конце формирования свиты.

Базальные слои кумдагской свиты (пачка ХУП) обычно представлены очень мелководными оолитовыми и орбитолиновыми косо-слоистыми известняками. Вверх по разрезу они замечаются более разнообразным комплексом карбонатных пород, среди которых значительное место занимают пелитоморфные, водорослевые и другие разновидности, отлагавшиеся в условиях открытой части шельфа. Завершается свита косо-слоистыми оолитовыми и органогенными известняками (пачка ХХ), аналогичными базальным.

Наряду с описанной закономерностью наблюдается также дифференциация осадочного материала по площади. Так, кроме участков абсолютного преобладания в разрезе свиты известняков (Малый Балхан, Кюрендаг, у озера Коу, Гяурдаг и др.), выделяются участки (Кодж, гора Душак) резко увеличенной мощности и отчетливо ритмичного строения отложений. В последних преимущественно пелитоморфные, реже оолитовые и песчаные известняки разделяются прослоями тонкослоистых мергелей, переполненных остатками переотложенных брахиопод, мшанок, двустворок и др. Отдельные пачки мергелей или песчаных известняков обладают мелкой косо-слоистостью. Границы слоев различного состава резкие, иногда несущие отчетливые следы размыва. Накопление ритмичных толщ происходило, вероятно, в относительно мелководных прогибах, причем мергели можно считать результатом отложения турбидитных потоков. Прогибы разделялись возвышенностями дна, где накапливались более мелководные известняково-илы. Существование приподнятых участков подчоркивается развитием в их пределах рифовых массивов (Малый Балхан, Лырнуар), получивших наибольшее распространение в конце периода образования кумдагской свиты, когда нарастание регрессивных процессов сопровождалось

значительной активизацией рельефа дна Копетдагского моря.

В конце кумдагского этапа на большей части Копетдагской миогеосинклинали воздымания сменялись резкими опусканиями, наиболее типичными для области распространения апхабадского типа разреза. Одновременно произошло выравнивание рельефа дна бассейна. На месте Центрального Копетдага возник глубоководный (вероятно, самый глубоководный за рассматриваемое время) бассейн, возможно, некомпенсированный, в котором отлагались темные однообразные глинистые известняки и мергели арвазской свиты, почти совершенно лишенные остатков бентосных организмов. Акватория данного водоема была широкой: она охватила площади современного Копетдага на востоке и до Кизыл-Арвата на западе, а также прилежащие части Туранской платформы.

В более западных районах глубоководная часть Копетдагского моря быстро замещается относительно мелководным бассейном накопления глауконитовых песчано-глинистых осадков с многочисленными банками устриц и других бентосных групп. Господствующая здесь обстановка верхней части шельфа характеризуется нормальной соленостью вод и газовым режимом, а также высокой гидродинамикой среды.

Рельеф дна Кизыл-Арватского моря был достаточно расчлененным, поэтому формирование осадков происходило на относительно глубоких и почти прибрежных или крайне мелководных участках. В западной части бассейна, на Малом Балхане, сохранились поднятия, на которых до самого конца кумдагского этапа продолжали расти рифовые массивы. За ними, после узкой полосы устричных банок на внутреннем склоне зарифовой лагуны, располагалась зона пляжей [58, 167].

Как указывалось выше, типичными для нижней большей части кумдагского горизонта являются орбитолиновые известняки (на западе Малого Балкана они развиты по всему горизонту) — наиболее характерный элемент ургонской фации. Настоящая же ургонская фация, в своем типичном выражении, т.е. с многочисленными остатками рудистов, кораллов, гастропод, правильных морских ежей и др., встречается эпизодически, на отдельных участках. Наиболее достоверно она устанавливается на западе хребта Малый Балхан (пачка XXI), у поселка Пырнуар (пачка

XX), возможно, в ущелье Фирюза (пачка XX). Перечисленные участки — самое северо-восточное место проникновения ургонской фации в системе океана Тетис.

С севера к миогеосинклинальному бассейну примыкает довольно выдержанная полоса эпиконтинентального мелкого водоема с относительно выровненным рельефом дна, где идет накопление однообразных светлых органогенно-обломочных, оолитовых и орбитолиновых известняковых илов. Здесь в период формирования сабатанской и борджоклинской свит имеет место также смена трансгрессивных тенденций регрессивными. Регрессивная часть свит, слагающая верхи стратонов, увеличивается по мощности в направлении к северу и выражается появлением среди известняков прослоев алевролитов и глин, обломочного материала в известняках и многочисленных скоплениях устриц, а также рудистовых биогермов. Наиболее глубоководная зона данного бассейна располагается в районе городов Казанджик и Кизыл-Арват, где она фиксируется в скважинах.

Кумдагский этап в пределах южной и центральной частей Туранской платформы характеризуется вначале обширными опусканиями, способствовавшими затоплению поверхности суши водами окраинных морей океана Тетис и определенной нивелировке условий. Трансгрессия развивалась постепенно, размывая приподнятые участки дна и захватывая все большие пространства. Темп и амплитуда опусканий уменьшались в направлении с юга на север, в связи с чем в том же направлении бассейн становился все более мелководным и в его осадках все большую роль играли терригенные илы. Медленное распространение трансгрессии, сопровождающейся небольшими колебаниями дна бассейна, особенно ярко проявилось в его периферической части и привело к возникновению широкой полосы чередования морских и континентальных пестроцветных осадков. Последняя оконтуривала морской бассейн на северо-западе и северо-востоке.

Далее в центре и на севере Туранской платформы располагался низкий выровненный континент, обрамленный аллювиальными равнинами, на которых накапливались в руслах пересыхающих рек, временных потоков и в пресных озерах красноцветные песчано-глинистые осадки (кызылкырская, кугусемская, кызылташская свиты).

Среди равнин кое-где существовали приподнятые участки (залив Кара-Богаз-Гол, хребет Западный Каратау, частично восточные районы Карабиль-Бадхызской антеклизы). Лишь на северо-востоке равнина окаймляла низкие горы (?) Центрально-Азиатского орогена, интенсивное разрушение которых создавало пролювиальные отложения ширкентской свиты.

Средняя часть кумдагского этапа характеризовалась изменением знака господствующих движений с отрицательного на положительный, которое явилось причиной распространения регрессии. Воздымания были медленными, осложняющимися колебаниями земной коры. В общем и они сказались в некотором отступлении морского бассейна к югу внешне аналогичных комплексов осадков, какие возникли при трансгрессии. Однако если на большей части площади платформы смена опусканий поднятиями происходила постепенно и не выразилась в образовании несогласий или перерывов, то в отдельных районах амплитуды поднятий превышали скорости осадконакопления и вызвали размыв ранее сформировавшихся толщ. Так, воздымания центральной части Туаркирской мегантиклинали привели к уничтожению здесь значительной части кызыл-кирской свиты [52, 53]. Вероятно, аналогичные явления могли иметь место и в Западном Каратау.

Следует отметить, что рассматриваемая регрессия охватила только западную часть Западно-Среднеазиатского региона. В пределах же Амударьинской синеклизы и на более восточных территориях до конца кумдагского этапа продолжали господствовать условия очень медленной постепенно распространяющейся к востоку трансгрессии, что выражается в последовательном все более широком замещении шехитлинской свитой кызылташской и байрамалийской свит.

Конец кумдагского этапа на юго-западе Туранской платформы отмечен новыми еще более широкими опусканиями, обусловившими затопление не только тех территорий, которые заливались в начале этапа, но и новых участков, расположенных на более широкой площади. Трансгрессивный комплекс повсеместно выражен глауконитовыми песчано-глинистыми осадками, сменившимися карбонатные. Но само изменение условий в разных зонах платформенного осадконакопления происходило по-разному. На юге, на месте Большебал-

ханского перикратонного прогиба и краевых впадин смена регрессии трансгрессией носила постепенный характер. Она обнаруживается только в изменении состава пород (сабатанская, борджоклинская и Зольшебалханская свиты). При этом на месте Большого Балхана, как и в Центральном Копетдаге, в начале трансгрессии ненадолго возник некомпенсированный относительно глубоководный прогиб (нижнебольшебалханская подсвита), который вскоре прекратил свое существование и также, как в пределах краевых впадин, стал ареной накопления мелководных песчаников и глин с прослоями и линзами ракушняка, образованных в основном раковинами крупных двустворок. Отчетливо линзовидное строение, изменчивость пород по разрезу и простираению, наличие кривой слоистости и прослоев гравийников свидетельствуют о малой глубине бассейна, сложном рельефе его дна и высокой гидродинамической активности вод.

Севернее, в Туаркире и, возможно, в Центральных Каракумах, предшествующая регрессия привела к кратковременному осушению территории и ее размыву. Трансгрессия же захватила эту низкую сушу после небольшого перерыва в осадконакоплении, несколько позже, чем в более южных районах. Однако характер морского бассейна остался неизменным, лишь глубины его были еще меньшими. Северная половина Туаркирской мегантиклинали представляла собой широкую полосу развития литоральных фаций. Явно переотложенный характер органических остатков, преобладание косослоистых песчаников и многочисленные поверхности перерывов позволяют предполагать там широкое распространение пляжей.

Берегами рассмотренного бассейна по-прежнему были аллювиальные равнины, на которых в южной периферии Карабогазского массива накапливались такие же красноцветы, как и раньше (скважина Кара-Богаз-Гол). На Мангышлаке эти красноцветы сменились сероцветными песчано-глинистыми осадками верхнекугусемской подсвиты, что свидетельствует о гумидизации климата. Следует при этом отметить более широкое распространение на прибрежных равнинах континентального осадконакопления. Еще недавно существовавшие размывавшиеся участки (юг Карабогазского массива) перекрываются глинисто-песчаной толщей.

На протяжении кумдагского этапа климат территории Запада Средней Азии претерпел значительные изменения. В начале здесь господствовали условия тропического аридного климата. Об этом можно судить по преобладанию карбонатной (экстракарбонатной) и красноцветной формаций. Сокращение эвапоритов по сравнению с их объемом в предыдущем этапе вряд ли в данном случае может свидетельствовать о понижении температур и увлажнении атмосферы. Скорее всего это результат более быстрой и обширной трансгрессии на относительно выровненную территорию, которая обеспечивала наличие постоянной связи с океаническими бассейнами.

Как уже указывалось, для начала кумдагского времени в Западно-Среднеазиатской акватории типичными являются ургонская и близкие к ней фации. Среднегодовая температура вод колеблется в пределах $20,7 - 27,2^{\circ}\text{C}$ [212]. На суше в начале этапа продолжали господствовать обстановки пустынь или саванн.

В конце кумдагского этапа в результате значительного расширения морских пространств климат западной части региона стал более влажным, о чем свидетельствует прекращение карбонатообразования, сокращение роли красноцветных толщ и преобладание сероцветных осадков с большим количеством глауконита и частой лимонитизацией пород. Возможно, именно с этим связано и некоторое уменьшение среднегодовых температур приповерхностных вод в морских бассейнах, значения которых, однако, не опускались ниже 20°C . На Мангышлаке, на аллювиальных равнинах появились представители хвойных и некоторые виды попоретников.

Указанные климатические преобразования произошли только в западных районах, на востоке (Амударьинская синеклиза и восточнее) условия до конца этапа сохранились такими же, как и в его начале.

Что касается палеобиогеографического районирования, то сообщество организмов кумдагского времени в целом типично для Средиземной палеобиогеографической области. Однако среди комплекса биофоссилий отчетливо обособляется бентосный биоценоз ургонской фации, распространенный на громадной территории Средиземноморья, Карпат, юго-восточного Кавказа, Запада Средней Азии, Ирана, южного Афганистана. Все перечисленные регионы следует рассматривать начиная с баррема в качестве ургонской

палеохории высокого ранга (подобласти или провинции). Причем к данной палеохории в пределах перечисленных областей можно отнести лишь шельф морей океана Тетис, исключив из нее более глубоководные (и более мелководные) ландшафты зоны. Поэтому мы сочли возможным предложить выделение ургонской фации как единую Альпийско-Среднеазиатскую провинцию. В пределах последней различать Среднеазиатскую подпровинцию, которая может быть подразделена на Копетдагский и Большебалханский округа. Оригинальность последнего обосновывается широким распространением складчатых экзогир типа *Exogyr turcmunica* Lupp. (как и в янгаджинской биоте), не известных в более южных и восточных частях бассейна.

Наши представления отличаются от ранее приведенных Э.В. Котетишвили [36]. Она выделяла Альпийско-Кавказскую провинцию с Туркменской подпровинцией для всего барремского века. Изложенные выше соображения, а также различие в понимании критериев ургонской фации не позволяет нам согласиться с Э.В. Котетишвили.

В конце кумдагского этапа районирование юго-западной части Западно-Среднеазиатского бассейна существенно меняется. В морях, развитых на месте современного западного Копетдага, Большого Балхана, Кубадага и Туаркыра, расселяется комплекс бентосных организмов, очень близкий северокавказскому комплексу и практически не имеющий общих видов с закавказским. Своего расцвета этот комплекс достигнет позже.

7. Торанглинский этап

Рассмотрением торанглинского этапа нами завершается анализ истории формирования территории Запада Средней Азии. Он продолжил и развил основные тенденции, проявившиеся в конце предыдущего, кумдагского, этапа. В то же время торанглинский этап начинает новый цикл геологической истории региона, который охватил конец барремского, аптский, альбский, сеноманский и частично туронский века, характеризовался своими закономерностями, выразившимися в строении мощного и сложного формационного комплекса, названного нами средне меловым.

Как уже указывалось, главной особенностью торанглинского времени является общий трансгрессивный план развития, обусловленный господством нисходящих движений, которые постепенно распространялись с юго-запада на север и восток, расширяя области морской седиментации и сокращая или сдвигая в указанных направлениях области лагунной и континентальной седиментации. Совместно с общей гумидизацией климата эти процессы определили увеличение роли морского терригенного осадконакопления, вызванного сокращением и смещением к северо-востоку карбонатных и красноцветных образований. Позже, в конце апта и в альбе, морское осадконакопление получит почти повсеместное распространение в западных районах Средней Азии.

По сравнению с предыдущим, в торанглинском этапе тектонические структуры стали менее контрастными, переходы между ними — более постепенными, причем главной особенностью каждой из структур становится прежде всего мощность составляющих ее отложений, в противоположность различиям в составе, которые меняются крайне незначительно. Такая особенность выражает относительную плавность тектонических преимущественно вертикальных движений. Наступает период длительного господства эпейрогенеза, когда основные структурные зоны различаются главным образом темпом осадконакопления.

Приведенные соображения как будто бы противоречат палеотектонической схеме торанглинского этапа развития (рис. 50), которая состоит из большего числа элементов, чем, скажем, аналогичная схема кумдагского этапа. Но это противоречие кажущееся, оно обусловлено лучшей изученностью данных отложений, более надежным их расчленением, а также тем, что торанглинский этап охватывает лишь начало среднемелового цикла и соответствует более короткому стратиграфическому интервалу, чем остальные этапы. Поэтому для выделения структурных элементов могут быть использованы менее существенные признаки.

Только из интересов преемственности мы здесь употребляем термин "краевые впадины платформы". На самом деле эти структуры представляют собой развитие переходного (главным образом по мощности) типа разреза между перикратонным прогибом или геосинклиналью и положительными участками платформы (антекли-

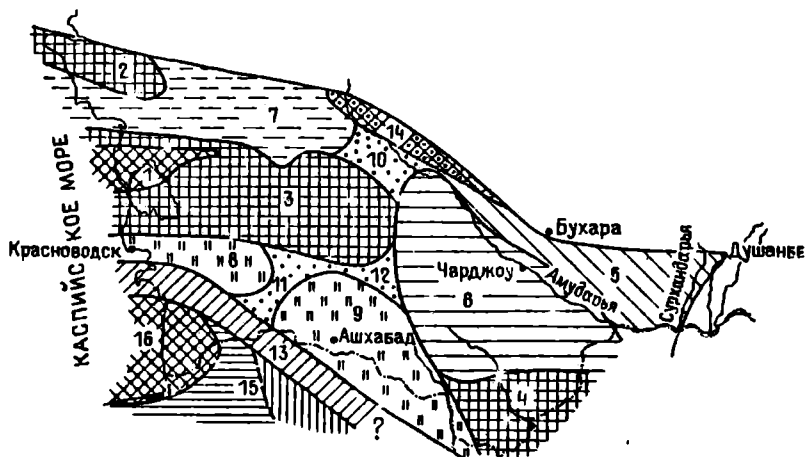


Рис. 50. Палеотектоническая схема территории Запада Средней Азии для торангинского времени (K_1, Br_2).

1-13 - Туранская платформа: 1 - Карабогазский массив, 2 - Горномангышлакская антеклиза, 3 - Туаркнрско-Центральнокаракумская антеклиза, 4 - Карабиль-Бадхнзская антеклиза, 5 - Южно-Гиссарская моноклиза, 6 - Амударьинская синеклиза, 7 - Южномангышлакско-Устуртский внутрплатформенный прогиб, 8 - Кубадагская краевая впадина, 9 - Южно-Каракумская краевая впадина, 10 - Ургенчская структурная перемычка, 11 - Кзыл-Арватская структурная перемычка, 12 - Серахская структурная перемычка, 13 - Большебалханский перикратонный прогиб; 14 - Центрально-Азиатский ороген; 15, 16 - Средиземная геосинклинальная область: 15 - Копетдагская мнотгеосинклинальная система, 16 - Южно-Каспийский срединный массив.

за). Это синеклиза или моноклиза, принципиально отличающаяся от более или менее замкнутых структур краевых впадин прошлых этапов нечеткостью контуров в плане и особым формационным набором - более "мористым", чем в антеклизах и менее "мористым", чем в геосинклинальном.

Резкие климатические изменения и более постоянные тесные связи Западно-Среднеазиатских морей с океаном Тегис не только привели во второй половине баррема к общему изменению состава отложений, но также сказались и на составе биофоссилий. На смену преимущественно тонкораковинным формам с большим количеством эндемиков и обилием рифтостроящих организмов пришли крупные

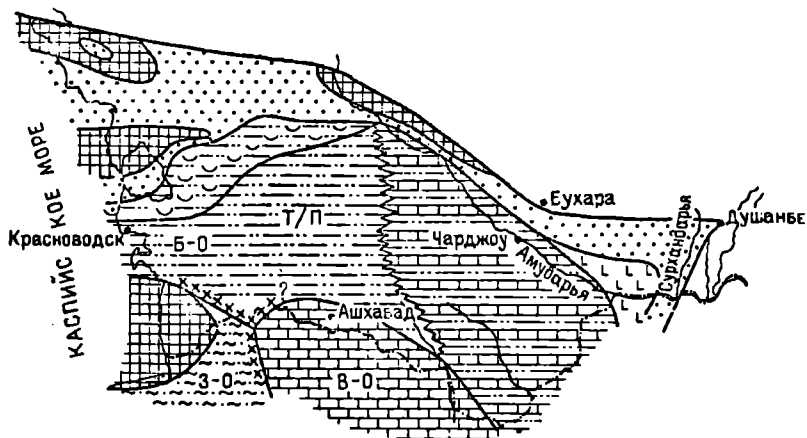


Рис. 51. Палеогеографическая схема территории Запада Средней Азии для туранглинского времени (K_1Br_2).

Т/П - Туркменская подпровинция, Б-О - Большебалханский округ, З-О - Западно-Копетдагский округ, В-О - Восточно-Копетдагский округ.

толстосторонние двустворки, гастроподы и брахиоподы, относящиеся в основном к космополитным видам. Кишечнополостные резко сокращаются. Появились многочисленные аммониты и белемниты.

Особенности осадконакопления в разных частях региона рассмотрены при описании завершающих стадий кумдагского этапа. В туранглинском этапе они не изменились. В Копетдагском миогеосинклинальном бассейне на протяжении всего туранглинского этапа на востоке сохранились условия глубоководного некомпенсированного прогиба, в котором накапливались однообразные глинистые известняки и мергели темного цвета, почти лишенные остатков бентосной фауны (арвазская свита). На западе формировались песчано-глинистые глауконитовые осадки на открытом шельфе, при неоднократном углублении (пачки XXII, XXIV) и обмелении трансгрессирующего бассейна (пачки XXIII, XXV). При этом во времени и к востоку глубины моря постепенно возрастали.

В пределах перикратонного Большебалханского прогиба и в прилежащих частях Кубадага и южных Каракумов господствовали об-

становки мелкого постепенно углубляется шельфа (рис.51). Во времени наряду с общим погружением наблюдается выравнивание дна бассейна, что подтверждается более выдержанным характером преимущественно параллельно слоистых пород, сокращением в них количества линз ракушечников и отсутствием прослоев гравийников. Однако сведения о мощностях большебалканской и шихской свит по данным бурения скважин свидетельствуют о наличии участков относительно замедленного осадконакопления, разделявших более интенсивно погружающиеся зоны. Интересно, что геофизическими и буровыми работами в современной структуре южного склона Туранской платформы устанавливаются Кизыл-Арватская и Серахская структурные перемычки, зарождение которых можно установить по конкретным геологическим данным, начиная с торанглинского горизонта. В юго-восточной части платформы находился глубоководный залив, протягивающийся сюда из геосинклинального моря.

Севернее, на площади Туаркырско-Центральнокаракумской антеклизы существовал обширный мелководный морской бассейн, на расчлененном дне которого благодаря активной гидродинамике вод накапливались маломощные глауконитовые песчано-глинистые осадки с многочисленными линзами и прослоями ракушечников, гравийников и галечников. Количество последних к северу возрастает и сублитораль постепенно сменяется широкой полосой литоральных фаций (пляж), отделяющих море от низких аллювиальных раковин, которые располагались на месте современного Мангышлака.

В восточной части Туранской платформы, на месте Амударьинской синеклизы в торанглинском этапе продолжал существовать мелководный морской бассейн, в котором отлагались карбонатно-глинистые илы (шехитлинская свита). Берегами бассейна являлись аллювиальные равнины, места формирования континентальных красноцветных песчано-глинистых осадков. Постепенно акватория расширялась, покрывая на северо-востоке, востоке и юго-востоке прилегающие участки суши. К концу торанглинского времени море распространилось к востоку от среднего течения р. Амударьи и захватило всю Карабиль-Бадхизскую антеклизу. В этот же период перед фронтом наступающего моря в районе Гаурдакской антиклинали возникла лагуна, где происходило образование гипсов, чередующихся с глинами (мачайская свита). Опускания, вызвавшие

трансгрессию, проявились и восточнее и привели к отступлению на восток Центрально-Азиатского орогена. В результате полностью исчез грубый галечный материал в составе отложений аллювиальных равнин.

Климатические условия торанглинского этапа, вероятно, существенно не отличались от таковых для конца кумдагского времени. Можно предполагать, что увлажнение распространилось дальше к востоку, хотя судя по присутствию на больших площадях краснокветов и карбонатов, а также по началу формирования в лагуне сульфатов в восточной половине Западно-Среднеазиатского региона продолжал господствовать аридный климат.

Как отмечалось выше, ориктоценоз торанглинского горизонта значительно и принципиально отличается от ориктоценоза более древних горизонтов. Изменились и связи Западно-Среднеазиатского морского бассейна с другими морями Средиземной палеобиогеографической области, к которой он по-прежнему относился. Достаточно широко распространенные в торанглинском горизонте аммониты принадлежат к родам, типичным для верхнего баррема Северного Кавказа, южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Поэтому представляется вполне справедливым заключение Э.В. Котетилишвили о существовании единой Альпийско-Кавказской провинции. В то же время аммониты Запада Средней Азии отличаются от кавказских сравнительно бедностью систематического состава, а также распространением только в Закаспии рода *Turkmeniceras*, неизвестного до настоящего времени почти нигде за пределами Туркмении. Указанные особенности позволяют выделять самостоятельную Туркменскую подпровинцию [97].

Однако акватория западной части Среднеазиатского бассейна наряду с аммонитами содержали разнообразную бентосную фауну, состав которой различался довольно существенно. На Большом Балхане, в Кубадаге и Туаркюре встречены многочисленные представители бентоса, в целом по систематическому составу близкого к таковым восточной части Северного Кавказа и Предкавказья. Отличия заключаются в присутствии в Западной Туркмении некоторых эндемичных видов тригоний, астарт, морских ежей. На Малом Балхане и в Западном Копетдаге состав бентосных форм более бедный, там практически не известны или крайне редки находки жер-

виллий, сфер, многих видов тригоний и др. В Центральном и Восточном Копетдаге представители бентоса почти не встречаются.

Таким образом, Туркменская подпровинция может, в свою очередь, подразделяться на округа Большебалханский, Западно-Копетдагский и Восточно-Копетдагский (см. рис. 51). Однако в пределах округа состав биофоссилий не остается постоянным. В частности, распределение органических остатков в торанглинском горизонте Большебалханского округа проявляет отчетливую зависимость от фациальных условий и особенностей захоронения организмов [158]. Так, присутствие аммонитов в ориктоценозе характерно лишь для относительно удаленных от берега частей акватории (Большой Балхан, Кубадаг и севернее до южной периклинали Туаркырской мегантиклинали). При этом для наиболее открытого бассейна на месте современных Большого Балхана и Кубадага сообщество двустворок составлено чрезвычайно разнообразным в систематическом отношении комплексом без доминирования какого-либо таксона. Севернее, на юге Туаркырского района, разнообразие сокращается и преобладающими становятся остатки *Gervillia alaeformis* Sow. и *Litschkovitrigonia inguschensis alta* Pros., а также *Dentorogna subricordeana* Pros. Далее, в ядерной части Туаркырской структуры, из ориктоценоза постепенно исчезают сферы и крупные устрицы, уменьшается количество личковитригоний и жервиллий, зато появляются многочисленные *Lima longa* Roem., *Exoguga tuberculifera* Koch et Dunk., *Iotrigonia abichi renngarteni* Mordv. Последние полностью доминируют в северных районах Туаркырской мегантиклинали и образуют ракушняки среди косослоистых песчаников торанглинских пляжей.

Анализ истории геологического развития Запада Средней Азии в среднекембрийско-барремское время отразил главные ее закономерности, которые перечислены ниже.

1. Тектонические. Рассмотренный интервал геологического времени отличался от предшествующего и последующего повышенной тектонической активностью, достигшей максимума на рубеже урумийджанско-копетдагского и копетдагского этапов (в начале берриасского века). Эта активность явилась результатом проявившейся в данном регионе киммерийской (новокиммерийская) фазы

складчатости, апогей которой выражен повсеместно поверхностью несогласия. Она по-разному проявилась в различных структурных зонах региона. В Копетдагской миеосинклинали фаза складчатости разделяет структурные ярусы геосинклинального разреза, в пределах большебалханского надтипа разреза – структурные этажи, нижний из которых сформировался при геосинклинальном режиме, верхний – при платформенном. На Туранской платформе несогласие разделяет структурные ярусы ее чехла. Кроме того, площадь платформы возросла в результате присоединения киммерид, а размеры Копетдагского геосинклинального бассейна несколько сократились за счет возникновений нижнего этажа (складчатого) большебалханского надтипа разреза.

Тектоническая активность динамических процессов постоянно скачкообразно нарастала до начала копетдагского времени, а затем так же убывала до конца торанглинского этапа. Изменение интенсивности напряжений обусловило резкость проявления структур различного порядка, от областей различного тектонического режима до частных складок. Только в среднем келловее-барреме вдоль южного края Туранской платформы развивались структуры краевых впадин.

Изложенное позволяет в истории геологического развития Запада Средней Азии выделить киммерийский цикл с присущим ему своеобразием тектонических процессов и создаваемых им структур.

2. Формационные. Мальмский и неокомский формационные комплексы резко отличаются от верхнедоггерского и среднемелового комплексов и также подтверждают правомочность выделения киммерийского цикла в качестве самостоятельного крупного этапа геологической истории Запада Средней Азии. Вместе с тем необходимо напомнить, что смена формаций и их комплексов в разных частях региона происходит неодновременно и неодинаково. Поэтому большинство физических критериев не могут служить основой временной корреляции, хотя и облегчают ее, являясь важнейшим критерием расчленения разреза – выделения местных стратонов.

3. Палеогеографические. Среднекеелловейско-барремское время на Западе Средней Азии совпало с господством аридного тропического климата, который разделил в истории региона гумидные режимы средней юры и средней части мелового периода. Гас-

смотренный этап начался обширной трансгрессией морей океанов Тетис и Бореального на Туранскую сушу. Его развитие сопровождалось сменой трансгрессивных и регрессивных тенденций с господством последних в урумилджанско-копетдагское и янгаджинское время. Завершился этот этап новой мощной трансгрессией вод из океана Тетис на север. Сложную эволюцию претерпели господствующие обстановки - морская, континентальная и, разделяющих их, практически отсутствовавшая ранее, обстановка засоленной лагуны.

В среднекелловейско-барремское время существенно отличался рельеф поверхности региона. На смену пассивного в предшествующие этапы мезозоя пришел активный. Причем активность рельефа во времени нарастала, особенно дна геосинклинального моря и на востоке, где в копетдагское время возник Центрально-Азиатский ороген. Перечисленные палеогеографические факторы способствовали образованию в среднем келловее - барреме очень сложного и пестрого фациального комплекса отложений с преобладанием карбонатных, сульфатных, пестроцветных и красноцветных осадков, почти совершенно отсутствующих во вмещающих частях разреза. Следовательно, и палеогеографические закономерности позволяют уверенно выделять в мезозое Запада Средней Азии киммерийский цикл.

4. Палеобιοгеографическое районирование. Континентальные осадки почти лишены органических остатков и в течение всего среднекелловейско-барремского временного интервала они накапливались на территориях, входивших в состав Европейско-Синийской палеофитогеографической области [49, 50]. Организмы, населявшие акватории, относились к сообществам Средиземной и Бореальной, а с копетдагского этапа - к Средиземной и Европейской областей. Роль Средиземной области постепенно возрастала, пока с позднеянгаджинского времени не стала доминирующей. Тем не менее близость Бореальной или Европейской областей постоянно сказывалась на систематическом составе Западно-Среднеазиатской биоты, в зависимости от наличия фиксированной связи между ними.

Сообщение морских бассейнов на территории Запада Средней Азии с океанами то расширялось, то сужалось и даже прекращалось. Подобные изменения отражались на составе биоценоза и при-

Таблица 4. Эволюция палеогеографического районирования морей Запада Средней Азии

Региональные геохроны	Палеогеографические области	Типы (надтипы) разрезов						Палеогеографические области	
		Кизыл-Арватский	Ашхабадский	Большебалханский	Кубадаг-Гиссарский, В. Копетдаг	Каракумский	Мангышлакский		
Торанглинское время	Средиземная	Альпийско-кавказская провинция						Мангышлакская провинция	Европейская-бореальная
		Туркменская подпровинция							
Э. Копетдагский округ		В. Копетдагский округ	Большебалханский округ						
Альпийско-Среднеазиатская провинция									
Кумдагское время		Копетдагский округ		Большебалханский округ					
		Среднеазиатская провинция							
Позднеягджинское время		Копетдагский округ		Большебалханский окр.					
		Альпийско-Кавказская провинция							
Ранняяягджинское время		Центрально-Копетдагский окр.							
		Мангышлакская провинция							
Позднекопетдагское время	Центрально-Копетдагский окр.								
			Гиссарская провинция						
Раннекопетдагское время									
Урумльджанско-копетдагское время									
Урумльджанское время									

Средиземная область,
 бореальная или Европейская область,
 отсутствие морских условий

водили к частой смене размеров и рангов палеобиохорий (табл.4), нарушению или восстановлению зоогеографических систем. Интересно, что этапы наиболее значительных трансгрессий (урумильджанский, торанглинский) способствовали большей дифференциации биоценозов. Регрессивные режимы (урумильджанско-копетдагский этап, позднеангаджинский подэтап), наоборот, отличаются общностью систематического состава биоты на больших площадях, хотя иногда и приводят к отчетливой изоляции крупных палеобиохорий. Биогеографические единицы во времени меняют свое положение. Так, Среднеазиатская провинция, возникшая в начале в Западно-Среднеазиатском море (в Гаурдакском районе она поглотилась в раннем апте), позже сместилась к востоку и юго-востоку (в Афганистане она просуществовала на протяжении большей части мелового периода [70]). В исходном же ареале в кумдагское время в характерное среднеазиатское сообщество проникло множество кавказских форм, а в торанглинское - вообще биоценоз сменился принципиально другим. Следовательно, детальные исследования позволяют установить эволюцию палеобиохорий в пространстве и времени. Темп ее может быть небольшим (несколько веков) или значительным (подвек или даже фаза).

VI. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Приведенный материал, как нам представляется, достаточно обоснованно доказывает принадлежность территории Запада Средней Азии к Туранской платформе, эпиплатформенному Центрально-Азиатскому орогену и Альпийскому складчатому поясу, пережившим в конце юрского и начале мелового периодов сложную геологическую историю. Однако перечисленные тектонические регионы в свою очередь являются лишь элементами крупных геоструктурных областей, протянувшихся субширотно почти вдоль всего юга Евразии. Выявленные особенности развития этих областей на киммерийском этапе подчиняются более общим закономерностям формирования крупных сегментов земной коры.

Если геологическое строение и эволюция эпипалеозойских стабильных регионов южной периферии Евразии относительно хорошо изучено, то этого нельзя сказать об Альпийском складчатом поясе, специфика тектоники которого и последовательность преобразований в нем еще только выясняются. Такое положение связано прежде всего с резкой неравномерностью изученности и большой сложностью структурных соотношений, особенно в восточной, Азиатской части складчатого пояса. Попытка расшифровки структур сейчас несколько облегчается наличием ряда обобщений по тектонике Передней и Средней Азии, для которых, в частности, установлена значительная роль ранних и поздних киммерид [78, 79, 126, 183, 184, 197-200]. Излагаемые здесь представления несколько отличаются от принятых в перечисленных работах и основываются прежде всего на обнаруженных особенностях разреза юри и нижнего мела.

Итак, большая северная часть рассматриваемой территории расположена на Туранской платформе, являющейся одной из ряда стабильных структур, которые возникли главным образом в результате герцинской складчатости и нарастали с юга Лавразийский мегаконтинент. Ее прямым продолжением на западе служит Скиф-

ская платформа, а далее - центральная часть Западно-Европейской платформы.

Некоторое своеобразие Туранской платформы заключается в том, что консолидация ее завершилась несколько позже западных областей. Активно проявившиеся в Средней Азии древнекиммерийские движения, которые А.А.Белов включал в герцинский цикл, создали на юго-востоке Северо-Афганский массив, увеличивший вместе с Карабиль-Бадхизским размеры Турана. Возможно, сходный процесс имел место и на Мангышлаке. Таким образом, фундамент Среднеазиатского платформенного региона разнороден и сформирован разновозрастными складчатыми структурами. Собственно киммерийский этап на Западе Средней Азии характеризуется принципиальным сходством событий со Скифской платформой. Это сходство заключается в распространении близких формаций и в одинаковой направленности вертикальных движений.

Нижняя часть юрской системы в обоих случаях характеризовалась преобладанием континентальных угленосных отложений, выравнивающих рельеф поверхности при постепенно нарастающих погружениях. Максимальные опускания отмечены трансгрессией позднего байоса, когда широкое развитие получили морские песчано-глинистые осадки. Поднятия батского века вновь привели к господству континентального режима.

Собственно киммерийский этап начался в середине или в конце батского века, что почти повсеместно отмечено несогласиями в основании морских глинисто-песчаных толщ, резко трансгрессивно перекрывающих более древние образования. Наиболее важной особенностью этого этапа следует считать значительную дифференциацию по знаку, амплитуде и скоростям тектонических движений, обусловившую значительное усложнение структуры чехла платформ. Особенно отчетливо дифференциация проявилась у границ платформ со Средиземной геосинклинальной областью, где возникли специфические структуры краевых впадин (районы развития кубадаг-гиссарского типа разреза, восточной части Предкавказья, мазанская свита Равнинного Крыма). Киммерийская активизация охватила структуры не только в пределах молодых платформ. Она сказалась и в краевых частях Восточно-Европейского кратона, в Днестровско-Прутском междуречье, где верхи юрской и низы меловой сис-

тем представлены мощной (более 700 м) серией пестроцветных терригенно-карбонатно-сульфатных пород [173]. В зонах, более удаленных от края платформы, верхняя юра слагала трансгрессивный комплекс терригенных, карбонатных и красноцветных маломощных отложений, большая или меньшая часть которых была затем уничтожена при поднятиях в конце юрского и начале мелового периодов.

Окончание киммерийского этапа (баррем, апт) привело к повсеместному упрощению строения чехла в результате нарастания трансгрессии с юга и севера. При общей гумидизации климата преобладание получили однообразные по составу песчано-глинистые глауконитовые осадки, распространившиеся почти на всю поверхность южных окраин Евразийского континента.

Таким образом, киммерийский этап в геологическом развитии платформенных территорий южной периферии Евразии проявился очень широко, образовав значительную полосу распространения близких формаций, а отдельные прослеживаются почти непрерывно от р.Прут до Памира. Следует подчеркнуть, что одновременно увеличивается роль континентальных пород в восточном направлении, происходит также омоложение к востоку времени максимального проявления киммерийских восходящих движений.

Типичным для платформенных регионов на рубеже юрского и мелового периодов можно считать также наличие выступов фундамента — наиболее устойчивых областей размыва. Они имели разный возраст и располагались в разных частях платформ (Красноводско-Карабогазский, Центральнo-Каракумский, Кызылкумский, Ставропольский, Карабиль-Бадхызский массивы). После киммерийского этапа размеры площадей и значение как областей сноса перечисленных массивов значительно сократились.

Остальная, более южная часть территории Запада Средней Азии входит в состав Альпийского складчатого пояса, а именно, в состав Средне-Восточного его сегмента. В юрское и раннемеловое время здесь господствовал геосинклинальный режим, обусловивший резкую изменчивость разреза и сложность геологических процессов. Современные данные позволяют установить в пределах указанного сегмента общую субширотную зональность этой части Средиземной геосинклинали.

Тектоническое районирование Средиземной геосинклинальной области намечено в работах Дж.Штёклина, В.И.Славина и В.Е.Хаина [183, 184, 208]. Нами оно лишь несколько детализируется, применительно, главным образом, к верхнеюрско-нижнемеловой части разреза. В.Е.Хаин с соавт. указывали [201], что тектоническая зональность Иранской и Южно-Туркменской частей Средиземного пояса не прослеживаются на территории Афганистана. Область ее проявления ограничивается Урало-Оманским линейментом. Однако проведенная в 1970-х гг. геологическая съемка Афганской территории [70] показала, что большинство зон Ирана узнается и в Афганистане, но пространственное положение их смещено вдоль Урало-Оманской структуры.

В геологическом строении Средне-Восточного сегмента Средиземного пояса отчетливо выделяются две самостоятельные геосинклинальные системы, различающиеся историей развития и особенностями разреза. Южная протягивается от западного ограничения Гималаев к югу и далее вдоль побережья Индийского океана. Она охватывает Соляной кряж, Сулеймановы горы и хребты Загроса. Это типично альпийская система, ограниченная на севере крупными надвигами - линия надвига Загрос [126]. Северная распространена на большей части Ирана и Афганистана, захватывает южные районы Советского Союза и имеет более сложную историю развития. Именно северная система является предметом нашего рассмотрения. С севера на юг в ней выделяются (рис.52): 1 - Большебалханско-Среднеафганская зона; 2 - Эльбурс-Южноафганская зона; 3 - Центрально-Иранская зона; 4 - Южнокаспийский срединный массив.

Большебалханско-Среднеафганская зона в современной структуре разобщена и выходит на поверхность в Западной Туркмении, в Среднеафганском блоке Кохе Кафтархан и на Юго-Восточном Памире. Обнаружение в скважине Даната-1 большебалханского надтипа разреза позволяет предполагать широкое, возможно почти повсеместное, распространение зоны в северной периферии Средиземного подвижного пояса.

Для этой зоны характерно сложное складчатое строение преимущественно карбонатно-глинистой верхней кры, на которой положо залегает морские, лагунные и континентальные осадки мела

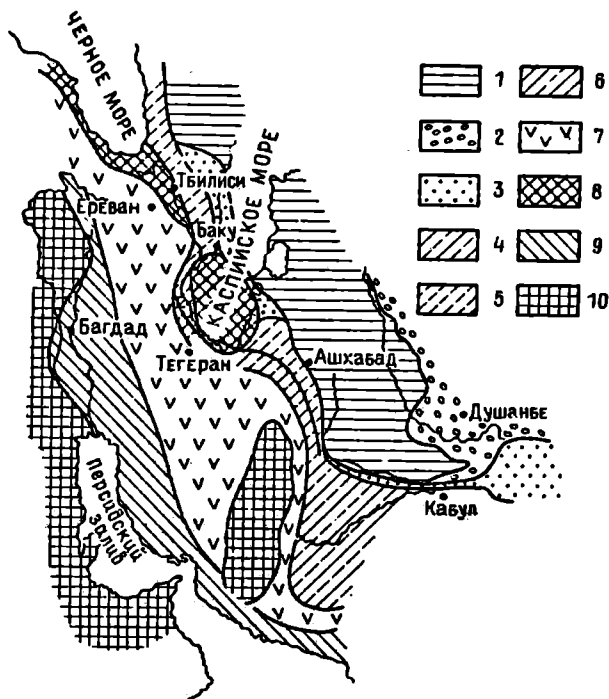


Рис. 52. Схема тектонического районирования Средне-Восточного сегмента Средиземного складчатого пояса.

1 — эпигерцинская платформа; 2 — эпиплатформенный ороген, 3 — Большебалканско-Среднеафганская зона (киммериды), 4 — Эльбурс-Южноафганская зона (киммеридо-альпиды), 5 — Копетдагская подзона, 6 — Эльбурс-Биналудская подзона, 7 — Центрально-Иранская зона (киммеридо-альпиды), 8 — срединные массивы, 9 — Загросская геосинклинальная область (альпиды), 10 — части Гондваны.

умеренной мощности. Зона представляет собой полосу киммерид (новокиммерид или средних киммерид [78, 79]). В.И. Дронов писал, что по сложности и контрастности строения ее Афгано-Памирской части эта зона превосходит другие зоны, развитые к востоку от Урало-Оманского линейного элемента. Западнее Каспийского моря аналогами рассматриваемой зоны могут считаться Дагестан, а еще западнее — Горный Крым. Повсюду на рубеже юрского и мелового перио-

дов перечисленные территории были охвачены очень мощными тектоническими движениями, приведшими в большинстве случаев к завершению геосинклинального режима и созданию эпикиммерийских платформ или складчатых областей.

Эльбурс-Южноафганская зона объединяет Туркменский и Иранский Копетдаг, Эльбурс, Аладаг и Биналуд, а также Гильменд-Аргандабскую область Южного Афганистана. В отличие от Большебалханско-Среднеафганской зоны, данная зона была значительно меньше подвержена киммерийским движениям, поэтому они не привели к принципиальному изменению здесь тектонического режима. Юрско-меловой разрез данной зоны относительно полный, наблюдаются лишь отдельные непродолжительные перерывы. На основании того, что главным образом развиты здесь карбонатные породы (начиная с верхней части средней юры), можно заключить, что эта зона вместе с Большебалханско-Среднеафганской представляла собой область, построенную мезогеосинклинальными формациями Северной геосинклинальной системы Средиземного пояса.

Строение Эльбурс-Южноафганской зоны неоднородно. По особенностям строения ее западной части в верхнеюрско-нижнемеловом разрезе выделяются две подзоны. Северная - Копетдагская подзона охватывает Туркменский и Иранский Копетдаг и, вероятно, Северный Эльбурс. Для нее характерно практически согласное взаимоотношение мальмского и неокомского формационного комплексов и смена известняковых толщ нижней части меловых отложений мергелями и глинистыми известняками (арвазская свита), а выше глауконитовыми песчано-глинистыми породами среднемелового формационного комплекса. Особенности мальмского и неокомского комплексов Иранского Копетдага изложены в книге П.И. Калугина [93]. В ней приводятся разрезы, расположенные в долине р. Атрек что позволяет распознать нижнемеловые свиты, а кое-где даже их отдельные пачки, аналогичные выделенным в Советском Копетдаге (на левобережье Атрека, в хребте Бова-Мусадак и Каракол слой 1 соответствует, скорее всего, бахарденской свите, слой 2 и 3 - ханкерийской, 4 и 5 - кумдагской, а слой 6 - арвазской). На правобережье Атрека, на южном склоне хребта Дост-Алинидаг: слой 1 и 2 относятся к кумдагской, а слой 3 и 4 - к арвазской свитам. В хребте Лейлидаг слой 1 и 2 - бахарденская свита,

слои 3 - 6а - ханкерязская, слои 7 и 8 - кумдагская, а слои 9 и 10 - арвазская).

Включение в эту же зону Северного Эльбурса обосновано в диссертации Дж.М.Стампули [223], который доказывает отсутствие в его пределах значительного перерыва между стратиграфическими аналогами коуской свиты и подстилающими отложениями. Однако в Северном Эльбурсе весь нижний мел образован известняками. Последнее обстоятельство нельзя рассматривать как существенный признак в различии строения разреза, так как, по данным П.И.Калдугина, и в Иранском Копетдаге наблюдается постепенное замещение глинистых известняков и мергелей арвазской свиты чистыми известняками с орбитолинами.

Южная - Эльбурс-Биналудская подзона охватывает большую центральную часть Эльбурса, а также системы Аладага и Биналуда. Для нее характерна значительная мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений, распространение наряду с преобладающими карбонатными, терригенными и хемогенными отложениями, отчетливое несогласие вблизи границы юры и мела, отвечающее проявлению киммерийской складчатости, и присутствие магматических пород. Мальмский формационный комплекс представлен известняками Долишай и Лар, залегающими непосредственно на песчано-конгломератовые образования формации Шемшак или, в хребте Аладаг, на песчаники и конгломераты с прослоями известняков. Перекрываются известняки с кремневыми стяжениями формации Лар (более 700 м) формацией "гипсово-мелатировой", сложенной чередующимися гипсами, мергелями, миндалекаменными и авгит-оливиновыми диабазами, принадлежащими, вероятно, соответствующей части урумилджанско-копетдагского интергоризонта - времени максимального проявления киммерийских движений.

Выше со значительным перерывом залегает нижнемеловая (баррем? - альб) формация Тиз Кух, состоящая из орбитолиновых и рудистовых известняков. В отдельных местах, например, в районе Неса, среди карбонатов встречаются застывшие потоки оливиновых базальтов (мощность до 40 м). Формации Лар и Тиз Кух пользуются в подзоне очень широким распространением, разделяющие

же их породы обладают значительной изменчивостью или вообще отсутствуют*.

К западу от Каспийского моря Эльбурс-Южноафганская зона, вероятно, замещается флишевыми прогибами южного склона Большого Кавказа, а еще западнее - Старопланинской складчатой областью в Болгарии.

Большебалханско-Среднеафганская и Эльбурс-Южноафганская зоны на западе, на восточном побережье Каспия разделялись Южнокаспийским срединным массивом, занимавшим южную часть Каспийской акватории^{***}. Первая зона отгибалась срединный массив с севера. Вторая вероятно частично выклинивалась на границе с ним, а частично отгибалась его с юга. Возможно, киммерийское складкообразование объединило северную зону с массивом и, присоединившись к Туранской платформе, последний стал ее юго-западным выступом, подобным Северо-Афганскому.

Центрально-Иранская зона отчетливо выделяется к западу от Урало-Оманского линсаемента. Она занимает пространство между линией надвига Загрос на юге и Эльбурсом на севере. К этой же зоне относится 6-я структурная зона Южного Эльбурса [126]. Восточнее, по нашим представлениям, к ней должны быть отнесены также районы развития "пестрой смеси" - меланжа в перифериях Лутской глыбы (Афгано-Востоочноиранская область) и, возможно, Хиндурадж-Хазарская область в Восточном Афганистане [79].

Большинство авторов тектонических обобщений по Ирану и по восточной части Средиземного пояса в целом считали данную зону полосой развития срединных массивов [89, 197, 208]. Однако и Дж.Штёклин, и В.Е.Хаин подчеркивали, что по сложности геологического строения Центральный Иран является наиболее четко выраженной геосинклинальной структурой в пределах Азиатской части Средиземного пояса к северу от Загроса. Последнее обстоятельство заставило Дж.Штёклина пересмотреть свои выводы о

* По данным П.И.Калугина [93], в Аладаге стратиграфическим аналогом "гипс-мелафиров" являются красноцветные конгломераты.

^{***} Фрагмент срединного массива сохранился в виде выхода метаморфитов "Горганской шпору" [137, 208].

тектонической природе данной зоны. Он писал, что Центральный Иран представляет собой "резко складчатую зону эвгеосинклинального типа" ([126], с.274). Мы считаем, что данная точка зрения вполне справедлива. Основанием для такого мнения служит чрезвычайная пестрота формационного состава, в частности, мальмского комплекса, который выражен резкими замещениями в плане и в разрезе формаций Лар, Квалех, Доктар, Эсфендиар, Багамшах, верхнеюрских солей, Бидо, красных слоев Гареду, красноцветов Терристик и др. Почти столь же изменчивы по составу нижнемеловые породы, залегающие со структурным несогласием на юрских, со "слоями красных конгломератов" в основании.

Среди осадочных пород юры и мела, испытавших слабый метаморфизм, распространены офиолит-радиоляритовые комплексы. Мальмские формации прорваны гранитными интрузиями. К сказанному стоит добавить, что изменениям подвержен не только состав пород, но и их мощности, которые "на коротких расстояниях могут изменяться от 0 до 7 км и более" [126]. Центрально-Иранская зона на рубеже юрского и мелового периодов претерпела резкую складчатость, сопровождаемую интрузивным магматизмом, но не прекратила существования здесь геосинклинального режима.

Северное и восточное обрамления глыбы Лут мы относим также к Центрально-Иранской зоне на основании сходства слагающих его осадочно-вулканогенных пород с образованиями рассмотренных ранее более западных районов. Резко секущее, меридиональное их простирание, вероятно, вторично и в этом смысле действительно является наложенным на киммерийские структуры [79]. Такие же основания позволяют включить в эвгеосинклинальную зону хотя бы части Хиндурадж-Хазарской области Восточного Афганистана, которая представлена мозаично построенными осадочно-вулканогенными толщами, прорванными интрузиями. Возможно, это остатки эвгеосинклиналя, располагавшейся первично южнее мюгеосинклинальных структур Южного Афганистана.

К западу Центрально-Иранская зона продолжается в Анатолидах и, возможно, частично в Понтидах, для которых также характерны мезозойские офиолиты [126]. К ней же скорее всего относится и Севано-Акеринская зона Малого Кавказа [199], для кото-

рой типичны обширные покровы эффузивов в пределах преимущественно карбонатного разреза верхней кры и нижнего мела. Здесь также повсеместно проявилась киммерийская складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитных интрузий.

Все вышеперечисленные тектонические зоны в совокупности составляли обширную геосинклинальную систему в восточной части Средиземного пояса. Эта система заложилась, скорее всего, в конце триасового периода в результате раскрытия континентальной коры, созданной здесь мощными герцинско-древнекиммерийскими складкообразовательными движениями [37, 38]. В дальнейшем ее структура претерпела существенные изменения под влиянием многократных деформаций, вызванных проявившимися фазами складчатости, в особенности альпийской, которая завершила геосинклинальное развитие территории и создала здесь складчатую область.

Лейтмотивом альпийского тектогенеза наряду с чрезвычайно интенсивным вулканизмом являлись резкие сжатия, обусловившие образование многоамплитудных надвиговых структур, приведших к значительному сокращению и усложнению структуры земной коры. Зарождение покровов исследователи зарубежной Азии относят к последним этапам геологической истории, начиная с эоцена [79, 93, 126]. В результате горные хребты к западу от Памира приобрели вид односторонних виргаций - "сноповидных хребтов" (sheaf ranges), по А.Гансеру [64]. Все виргации раскрываются на запад и переходят в сильно деформированные подвижные впадины. На севере каждый сноповидный хребет ограничен нарушением надвигового или сбросового типа. А.Гансер достаточно убедительно объясняет происхождение подобной структуры разрастанием складчатых зон между сгущивающимися хребтами под воздействием надвигающегося щита. Представляется, что роль последнего в Средне-Восточном сегменте играла глыба Лут - фрагмент Гондванского суперматерика (?), передвигавшегося в северо-западном направлении.

Туранская платформа, обладающая значительно большей массой, сопротивлялась давлению с юга, а упором служил ее Североафганский выступ. Взаимодействие относительно стабильного Карабиль-Бадхызского массива в перемещавшейся Лутской глыбе привело к пережиму геосинклинальной системы на границе Ирана и Афганистана и созданию структуры типа Памирского синтаксиса. Оно

вызвало образование отчетливой геологической границы между Иранской и Афганской частями Средиземного толса, получившей название Урало-Оманского линеймента, который тем самым представляет собой молодой крупный правый сдвиг (не исключено, что данная линия могла быть заложена и в палеозое, но в мезозое она не проявлялась).

Западнее южный край Туранской платформы был лишен сколь-нибудь крупных консолидированных массивов и пластичные массы Центрально-Иранской и Эльбурс-Южноафганской зон могли свободнее перемещаться к северу, перекрыв раньше стабилизировавшуюся Большебалханско-Среднеафганскую зону и опущенный край пассивной платформы. Амплитуды перекрытия увеличиваются с востока на запад, являясь минимальными вблизи Карабиль-Бадхызского выступа, преобразуясь даже возможно в очередной правый сдвиг на границе геосинклинального Центрального и платформенного Восточного Копетдага.

Южно-Каспийский массив, причленившийся в самом начале мела к Туранской платформе, представлял собой следующий к западу упор, ограничивающий распространение покровов. Восточная его граница является естественным рубежом, ограничивающим Копетдагскую и Аладагскую виргации. Значение Южно-Каспийского массива как упора подтверждается наличием в Эльбурсе наряду с крутыми надвигами к югу, надвигов к северу [126]. Интенсивные сжатия альпийской орогенической эпохи, охватившие всю геосинклинальную систему, привели к возникновению разнообразных тектонических нарушений. Основные движения надвигового и взбросового характера разделили выше перечисленные зоны. Очень широкое распространение получили разрывы правых сдвигов, отражающие преобладающие перемещения масс в северо-западном направлении [104].

Таким образом, современная структура северной геосинклинальной системы Средне-Восточного сегмента Средиземного складчатого пояса представляют собой сочетание надвиговых пакетов складчатых комплексов, более или менее сильно надвинутых на север, северо-запад. Завершение надвигообразования пришлось на неоген-четвертичное время, так как лежащие крылья надвигов деформируют в ряде случаев (Отланлийская гряда в западной Туркмении) породы этого возраста. Максимальные амплитуды перемещения

отличает Эльбурс—Среднеафганскую зону в районе западного Копет-дага. Значительно меньший размах надвигов свойствен эпикиммерийским структурам Большебалханско—Среднеафганской зоны. В ходе геологического развития рассмотренной геосинклинальной системы и прилегающей платформы важную роль играли киммерийские движения. Почти повсеместно удается выделить данный этап, ограниченный в большинстве случаев распространением мальмского и неокомского формационных комплексов, достаточно резко отличающихся от вмещающих.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акрамходжаев А.М., Валиев А.А. // Узб. геол. журн. 1968. № 3. С.3-7.
2. Акрамходжаев А.М., Эгамбердиев М.Э., Миркамалов Х.Х., Нартаеджаев М.Н. Особенности литологического состава, стратиграфии и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент, 1971.
3. Александров В.В. // Матер. ЦНИГРИ. Регион. геология и гидрогеология. 1933. Сб.2. С.1-19.
4. Алексеева Л.В. // Труды КГГЭ. 1960. Вып.5. С.278-286.
5. Алиев И.М., Бараш Б.И., Дикенштейн Г.Х. и др. // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1963. № 9. С.7-9.
6. Алиев М.М., Алексеева Л.В., Шилова Д.Д. // Проблемные вопросы стратиграфии нефтегазоносных областей Советского Союза. М., 1973. С.3-9.
7. Алиев М.М., Андреев Ю.Н., Нехрикова Н.И. и др. Меловые отложения Востока Средней Азии. М., 1979.
8. Алиев М.М., Павлова М.М., Смирнов Ю.П. и др. Меловые отложения обрамления Каспийского моря. М., 1980.
9. Алиев М.М., Крылов Н.А., Генкина Н.А. и др. Юра Юга СССР. М., 1983.
10. Алиев М.М., Друшиц В.В., Крылов Н.А. и др. Нижний мел Юга СССР. М., 1985.
11. Алланов А. // Изв. АН ТССР. Сер. физико-технич., химич. и геологич. науки. 1965. Вып.5. С.55-59.
12. Алланов А. Литология нижнемеловых отложений Восточного Туркменистана и перспективы их нефтегазоносности. М., 1968.
13. Алланов А., Айсберг Р.Е. // Труды УГ СМ ТССР. 1966. Вып.4. С.27-37.
14. Алланов А., Емуд М.С., Панасенко О.М. и др. Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М., 1976.
15. Аманниязов К. Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Ашхабад, 1962.
16. Аманниязов К. Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад, 1971.
17. Аманниязов К., Невлирич Л.Е. // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1962. № 6. С.56-64.

18. Амурский Г.И., Крымас В.Н., Шелегова И.Ф. // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., 1956. С.192-198.

19. Амурский Г.И., Тиунов К.В., Хариков Б.А., Шлезингер Л.Е. Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М., 1968.

20. Андреев Ю.Н. // Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, 1966. С.42-45.

21. Андреев Ю.Н. // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1969. Вып.1. С.5-14.

22. Андреев Ю.Н. // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1969. Вып.2, ч.П. С.3-40.

23. Ануфриенко Л.А. Раннемеловые двусторчатые моллюски советской части Афгано-Таджикской впадины, их стратиграфическое и биологическое значение: Автореф. канд. дис. Харьков, 1973.

24. Арифджанов М.Х. Рифовые комплексы келловей-оксфорда Узбекистана. Ташкент, 1975.

25. Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Вып.2. Западная часть. М.-Л., 1934.

26. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т.3 / Под ред. А.П.Виноградова. М., 1968.

27. Байков А.А., Селлепкий В.И., Худайкулиев Х. // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-технич., химич. и геологич. науки. 1968. №4. С.87-92.

28. Баранова З.Е. // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1961. №46. С.37-49.

29. Бараш Б.И., Грачев Г.И., Соколов В.Я. // Труды ВНИГНИ. 1961. Вып.35. С.111-120.

30. Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса. Л., 1971.

31. Безносос Н.В. // Труды ВНИГНИ. 1975. Вып.171. С.3-26.

32. Безносос Н.В., Верба Ю.Д., Крымгольд Г.Я. и др. // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов, 1975. Вып.1. С.65-75.

33. Безносос Н.В., Кутузова В.В., Румакин В.Н. // Труды ВНИГНИ. 1978. Вып.210. С.69-77

34. Безносос Н.В., Кутузова В.В. // Советская геология. 1983. №3. С.56-65.

35. Безносос Н.В., Кутузова В.В. // Там же. 1985. №4. С.64-67.

36. Белов А.А. История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. докт. дис. М., 1979.

37. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Мессаковский А.А. // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, 1981. С.27-31.

38. Бененсон В.А., Готман Е.А., Цатурова Н.К. и др. Мезозойские отложения Южного Мангышлака. М., 1970.

39. Бобкова Н.Н., Луппов Н.П. // Стратиграфия верхнего палеозоя, мезозоя южных биогеографич. провинций. М., 1969. С.193-203.
40. Богданова Т.Н. Нижний апт и пограничные с ним слои Западной и Южной Туркмении (аммониты, стратиграфия, двустворки): Автореф. канд. дис. Л., 1974.
41. Богданова Т.Н., Лобачева С.В. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. Л., 1966. Т.130.
42. Богословский Н.А. // Матер. для геологии России. Т.17. СПб, 1893. С.97-103.
43. Браташ В.И. // Труды ВНИГНИ. 1961. Вып.30. С.184-191.
44. Браташ В.И. // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., 1966. С.224-238.
45. Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В. // Труды ВНИГНИ. 1970. Вып.30.
46. Бугрова И.Ю., Преображенский М.Б., Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1985. № 7. С.22-30.
47. Вахрамеев В.А. // Труды ГИН АН СССР. 1964. Вып.102. С.1-161.
48. Вахрамеев В.А. // Палеонтологич. журн. 1975. № 2. С.123-132.
49. Вахрамеев В.А. // Советская геология. 1984. № 1. С.41-49.
50. Вахрамеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П. // Труды Тадж.-Памирск. экспедиции. 1936. Вып.38.
51. Верба Ю.Л. Нижнемеловые красноцветы Западной Туркмении: Автореф. канд. дис. Л., 1973.
52. Верба Ю.Л. // Вопросы стратиграфии. Л., 1974. Вып.1. С.109-121.
53. Верба Ю.Л., Прозоровская Е.Л. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1966. № 6. С.17-25.
54. Верба Ю.Л., Кривошеев В.Т., Прозоровская Е.Л., Прозоровский В.А. // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-технич., химич. и геологич. наук. 1970. № 6. С.97-109.
55. Верба Ю.Л., Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1972. № 6. С.51-63.
56. Верба Ю.Л., Прозоровский В.А. // Научн. труды Ташкентск. ун-та. 1972. Вып.431. С.81-91.
57. Верба Ю.Л., Прозоровский В.А. // Литология и палеогеография. Л., 1973. Вып.1. С.75-86.
58. Верба Ю.Л., Кривгольц Г.Л., Прозоровская Е.Л., Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1976. № 6. С.43-53.
59. Верба Ю.Л., Прозоровский В.А. // Вопросы стратиграфии. Л., 1979. Вып.2. С.53-65.
60. Вялов О.С. // Изв. ВГО. 1932. Т. IX, вып.88. С.1345-1352.

61. Вялов С.С. // Докл. АН СССР. 1935. Т.2, № 3. С.278-281.
62. Габриэлини Г.А., Кривошеев В.Т. // Труды УГ СМ ТССР. 1966. Вып.4. С.16-27.
63. Гинсес А. Геология Гималаев. М., 1967.
64. Генцигер А.Б., Викман М.К. // Труды СНИИГТИМС.1969. Вып.94. С.107-111.
65. Геология СССР. Т.ХХП. Туркменская ССР. Ч.1. Геологическое описание / Под ред. И.П.Дуппова. М., 1957.
66. Геология СССР. Т.ХХП. Туркменская ССР. Геологическое описание / Под ред. И.П.Дуппова. М., 1972.
67. Геология СССР. Т.ХХШ. Узбекская ССР. Геологическое описание. Кн.1 / Под ред. В.Г.Горьковца. М., 1972.
68. Геология СССР. Т.ХХУШ. Эстонская ССР / Под ред. К.К. Орвику. М., 1960.
69. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн.1. Геология / Под ред. В.И.Дронова. М., 1980.
70. Горобцов В.М., Мирзаханов М.К., Сахиббаев С.Д. // Труды УГ СМ ТССР. 1972. Вып.7. С.29-33.
71. Горинов В.Б., Ескаэ Г.С., Кривгольц Г.Я., Прозоровский В.А. // Тезисы докл. XXУШ сессии Всес. палеонтол. о-ва. Ч.1. Ташкент, 1982. С.24, 25.
72. Данов А.В. Путеводитель экскурсии Ш Всесоюзн. геол. съезда. 1928. Вып.1.
73. Джабаров Г.Н., Кубасов П.М., Маня А.А. и др. // Изв. АН ТССР. Сер. физико-технич., химич. и геологич. наук. 1971. № 1. С.121-123.
74. Дикенштейн Г.Х. // Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М., 1960. С.113-122.
75. Дикенштейн Г.Х., Шебуева И.Н., Бархатная И.Н. // Геология нефти и газа. 1964. № 5. С.30-34.
76. Дискуссия, посвященная проблеме тектонического положения Большого Балхана // Бюлл. МОИШ. Отд. геологии. 1960. Т.ХХУ, вып.3.
77. Дронов В.И. // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанье, 1981. С.22, 23.
78. Дронов В.И. // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С.123-132.
79. Друшиц В.В., Михайлова И.А. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М., 1960.
80. Еголи В.Л. // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1973. № 2. С.107-112.
81. Еголи В.Л. Юрская шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа: Автореф. докт. дис. Краснодар, 1977.

82. Егоян В.Д. // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1984. Т.59, вып.2. С.72-87.
83. Егоян В.Д., Ткачук Г.А. К стратиграфии готерива Северного Кавказа. Л., 1965.
84. Жиньо М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
85. Захаров В.А. Бухийды (*Bivalvia*). Морфология, филогения, систематика, палеоэкология, роль в биостратиграфии Борейальной верхней юры и неокома: Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1978.
86. Зоны Юрской системы в СССР / Под ред. Г.Я.Крымгольца. Труды МСК СССР. 1982. Т.10.
87. Ильин В.Д., Безносов В.Н., Белякова Г.М. и др. // Труды ВНИГГи. 1976. Вып.164.
88. Казьмин В.Г., Кулаков В.В. // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1969. Т.ХIV, вып.2. С.61-76.
89. Какабадзе М.В. Колхидаты и их стратиграфическое значение. Тбилиси, 1971.
90. Какабадзе М.В. Раннемеловые гетероморфные аммониты (анцелоцераты и гетероцератиды) Юга СССР и их биостратиграфическое значение: Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1982.
91. Калугин П.И. // Задачи и перспективы поисково-разведочн. работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Ашхабад, 1959. С.85-144.
92. Калугин П.И. Ожний Копетдаг. Ашхабад, 1977.
93. Клычева Н.Ю., Якуницкая М.И. // Труды ВНИГГи. 1963. Вып.218. С.301-341.
94. Коротков В.А., Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1961. № 24. С.134-137.
95. Котетигвили Э.В. // Труды ГИН АН ГрССР. 1970. Нов.сер. Вып. 25.
96. Котетигвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеогеография Кавказской части Средиземноморской области в раннем мелу: Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1982.
97. Кошелев Н.И., Лувинис М.Г., Давыдов А.Н. // Геология нефти и газа. 1975. № 12. С.52-56.
98. Кравченко К.Н., Мирзоев Г.Г., Прозоровский В.А. // Постановления МСК и материалы его постоянных комиссий. М., 1970. С.42-46.
99. Кривошеев В.Т. // Изв. АН ТССР. Сер. физико-технич., химич. и геологич. наук. 1966. № 5. С.102-104.
100. Кривошеев В.Т., Мурадов К. // Труды УГ СМ ТССР. 1966. Вып.4. С.7-15.
101. Крымголец Г.Я. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1984. № 6. С.73.
102. Крымголец Е.Г., Сухянин В.Г., Василенко В.П., Федорова-Шахмундес В.А. // Труды ВНИГГи. 1976. Вып.388. С.139-150.

103. Крымус В.Н. // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., 1966. С.186-191.
104. Кувьмина О.А., Пантелеев Г.Т., Кувшинова И.Ф., Исаенко В.Н. // Труды треста Союзбургаз. 1970. Вып.8.
105. Куприн П.Н., Мирзаханов М.К. // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1962. Т. XXXVII, вып. 2. С.5-23.
106. Курбатов В.В., Решман Е.А. // Тезисы докл. XXVIII сессии Всес. палеонтол. о-ва. Ташкент, 1982. С.42, 43.
855. 107. Дуппов Н.П. // Изв. ГГРУ. 1931. Т.1, вып.54. С.835-
108. Дуппов Н.П. // Труды ВГРО. Л., 1932. Вып.269.
124. 109. Дуппов Н.П. // Труды ЛОЕ. 1936. Т. IXU, вып.1. С.116-
110. Дуппов Н.П. // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1938. № 3. С.371-404.
9. 111. Дуппов Н.П. // Труды ВСЕГЕИ. Общ. сер. Л., 1949. Вып. 9. С.33-44.
112. Дуппов Н.П. // Труды ВНИГРИ. 1952. Вып.65.
113. Дуппов Н.П. // Там же. 1959. Вып.33. С.167-180.
114. Дуппов Н.П. // Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Ашхабад, 1959. С.163-174.
115. Дуппов Н.П., Сиротина Е.А., Товбина С.В. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1960. Т.42. С.156-173.
116. Дуппов Н.П., Прозоровский В.А. // Ежегодник Всесоюзного палеонтологического о-ва. 1983. Т. XXVI. С.105-127.
117. Дуппов Н.П., Алексеева Л.В., Богданова Т.Н. и др. Валанжия Мангышлака. М., 1983.
118. Лучников В.С. Юрские отложения Таджикской депрессии и ее горного обрамления: Автореф. канд. дис. М., 1968.
119. Лучников В.С. // Закономерности геологического строения, нефтегазоносности и направленности поисково-разведочных работ на нефть и газ Таджикистана и сопредельных районов Узбекской ССР: Матер. научн. конф. Душанбе, 1970. С.47, 48.
120. Макарьева С.Ф. // Вопросы микропалеонтологии. 1979. Вып.22. С.50-63.
121. Марченко В.И. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1962. Т.78.
122. Машрыков К.К. Юрские угленосные отложения северо-западной Туркмении и их положение в Крымско-Кавказско-Прикаспийской угленосной провинции. Ашхабад, 1958.
123. Машрыков К.К., Аманнйязов К., Юферов Р.Ф. // Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад, 1965. С.25-40.
124. Машрыков К.К., Крымгольц Г.Я., Мирзаханов М.К. и др. // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1969. С.5-39.

125. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т.1 / Под ред. А.Спенсера. М., 1977.
126. Месежников М.С. // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, 1974. С.87-100.
127. Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск, 1979. С.71-81.
128. Мирзоев Г.Г. // Советская геология. 1978. № 8. С.22-37.
129. Мирошниченко В.П. // Гаурдакский химический комбинат. Т.1. М., 1933. С.38-46.
130. Мокринский В.А. // Памяти академика П.И.Степанова. М., 1952. С.396-424.
131. Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. М.-Л., 1960.
132. Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. М.-Л., 1962.
133. Мушкетов И.В. // Записки СПб Минералог. о-ва. 1891. 2 сер., ч. XXIII.
134. Наливкин Д.В. // Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.-Л., 1936. С.35-61.
135. Никитин С.Н. // Материалы для геол. России. Т.Х. СПб, 1883.
136. Никшич И.И. Копет-Даг: Геологические и гидрогеологические исследования в Полтарацком уезде Туркменской области в 1923 г. Ташкент, 1924.
137. Никшич И.И., Огнев В.Н. // Матер. по общей и прикладной геологии. Сер. гидрогеология. Л., 1928. Вып.78, № 1.
138. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии / Под ред. Н.В.Безносова и др. М., 1970.
139. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа / Под ред. Н.В.Безносова и др. М., 1973.
140. Огнев В.Н. // Проблемы советской геологии. 1937. № 9. С.789-798.
141. Пергамент М.А. Иноцермы и стратиграфия верхнего мела севера Тихоокеанской области и зональная шкала: Автореф. докт. дис. М., 1974.
142. Петров Н.П. // Докл. АН УзССР. 1949. № 3. С.10-13.
143. Петров Н.П. // Труды ИГ АН УзССР. 1953. Вып. IX. С.196-205.
144. Пирятинский Б.Г. Верхнеюрские двустворчатые моллюски Западной Туркмении и Дагестана и их стратиграфическое значение: Автореф. канд. дис. Л., 1964.
145. Поляков В.Н., Мамеева С.А., Родовильский М.С., Швецова Е.М. // Палеонтологическое обоснование стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Узбекистана. 1969. Вып.8. С.60-86.

146. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1977. Вып.17.
147. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1978. Вып.18.
148. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1981. Вып.19.
149. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1982. Вып.20.
150. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1983. Вып.21.
151. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л., 1985. Вып.22.
152. Пояркова З.Н., Поярков Б.В. // Болл. МОИП. Отд.геология. 1985. Т.60. С.19-34.
153. Проект стратиграфического кодекса СССР (второй вариант) / Под ред. А.И.Жамойды. Л., 1974.
154. Прозоровская Е.Д. Стратиграфия и брахиоподы верхнеюрских отложений Западной Туркмении: Автореф. канд. дис.Л., 1962.
155. Прозоровская Е.Д., Пирятинский Б.Г., Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1960. № 12. С.138-141.
156. Прозоровская Е.Д., Пирятинский Б.Г. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1961. Т.46. С.101-105.
157. Прозоровский В.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски неокомских отложений Западной Туркмении: Автореф. канд. дис. Л., 1964.
158. Прозоровский В.А. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1970. № 24. С.142-147.
159. Прозоровский В.А. // Труды ВНИГНИ, 1975. Вып. 171. С.127-153.
160. Прозоровский В.А. // Вопросы стратиграфии. Л., 1979. Вып.2. С.24-39.
161. Прозоровский В.А. // Там же. С.65-76.
162. Прозоровский В.А. // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, 1981. С.120-122.
163. Прозоровский В.А. Верхняя юра и нижний мел Западе Средней Азии (стратиграфия, история геологического развития): Автореф. докт. дис. Л., 1985.
164. Прозоровский В.А., Коротков В.А., Мамонтова Е.В. и др. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т.51.
165. Прозоровский В.А., Птушкин Э.И. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1963. № 24. С.47-53.
166. Прозоровский В.А., Ильин В.Д. // Труды ВНИГНИ, 1972. Вып.122. С.16-24.
167. Прозоровский В.А., Верба Ю.Л., Коробков А.И., Прозоровская Е.Д. // Изв. АН СССР. Сер.геологич. 1976. № 5. С.145-148.

168. Пчелинцев В.Е., Крымгольц Г.Я. // Труды ВГРО. Л.; М. Новосибирск, 1934. Вып.210.

169. Ренгартен В.П. // Вестн. ирригации. Ташкент, 1925. № 8. С.61-67.

170. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы (1962). Л., 1965.

171. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозой Средней Азии (Самарканд, 1971). Л., 1977.

1972. Романса Л.Ф. Мезозойские пестроцветы Днепровако-Прутского междуречья. Кишинев, 1976.

173. Савельев А.А. // Труды ВНИГРИ. 1963. Вып.218. С.209-235.

174. Савельев А.А. // Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Алжхбад, 1966. С.5-9.

175. Савельев А.А., Василенко В.П. // Труды ВНИГРИ. 1963. Вып.218. С.248-300.

176. Сахаров А.С. // Труды Сев.-Кав. НИПроектного ин-та нефтяной пром. 1973. Вып.13. С.14-21.

177. Сахаров А.С. // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1976. № 1. С.38-46.

178. Сикстель Т.А., Станкевич Ю.В. // Сборник научн. трудов. Ташкент, 1964. Вып.3. С.74-80.

179. Симаков С.Н. // Труды ВНИГРИ. Спец.сер. 1954. Вып.2.

180. Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.-Л., 1962.

181. Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Ч.2. Мезозой. Л., 1966.

182. Славин В.И., Хаин В.Е. // Вестн. Моск. ун-та. Сер.Д. Геология. 1980. № 2. С.3-13. № 4. С.3-14.

183. Славин В.И., Хаин В.Е. // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, 1981. С.47, 48.

184. Соколов В.Я. // Новости нефтяной и газовой техники. Геология. 1962. № 12. С.14-21.

185. Соколов В.Я. // Советская геология. 1973. № 1. С.66-71.

186. Степанов Д.Д. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., 1958.

187. Степанов Д.Д., Месечников М.С. // Общая стратиграфия. Л., 1979.

188. Стратиграфический кодекс СССР / Под ред. А.И.Еамойды и др. Л., 1977.

189. Стратиграфия СССР. Молдав система. 1 полутом / Под ред. М.М.Москвина и др. М., 1986.

190. Стратиграфия СССР. Юрская система / Под ред. Г.Я.Крымгольца. М., 1972.

191. Тектоника Евразии / Под ред. А.Л.Яншина. М., 1966.
192. Товбина С.З. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1963. Т.109. С.98-113.
193. Товбина С.З. // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1979. № 5. С.61-67.
194. Товбина С.З., Ташлиев М.Ш. // Изв. АН ТССР. Сер. физико-технич., химич. и геологич. наук. 1980. № 2. С.102-109.
195. Фелькнер 2-ой. Горный журнал. СПб, 1938. Ч.1, кн.1.
196. Хаин В.Е. // Вестн. Моск. ун-та. 1968. № 6. С.3-18. 1969. № 1. С.3-25; № 2. С.3-20.
197. Хаин В.Е. // Там же. 1970. № 2. С.46-72.
198. Хаин В.Е. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1972. № 2. С.3-14.
199. Хаин В.Е. Альпийский Средиземноморский пояс: Региональная тектоника. М., 1984.
200. Хаин В.Е., Кап Я.Г., Селицкий А.Г. и др. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1973. № 3. С.3-17; № 4. С.11-17.
201. Херасков Н.П. // Гаурданский химический комбинат. Т.2 Ашхабад, 1934. С.11-60.
202. Чекабаев С.К., Кононов Ю.С., Воцалевский Э.С. и др. Геология и нефтегазоносность южного Мангышлака. Алма-Ата, 1967.
203. Чуенко Н.П. Геология Узбекской ССР. Т.П. М.-Л., 1937.
204. Шванов В.Н. Стратиграфия, литология и условия образования нижнемеловых отложений Западного Таджикистана: Автореф. канд. дис. Л., 1961.
205. Шехтман П.А. Геология Среднеазиатского нижнемелового угленосного бассейна. Ташкент, 1941.
206. Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М., 1975.
207. Штёклин Дж. // Геотектоника. 1966. № 1. С.3-21.
208. Эристави М.С. Нижний мел Кавказа и Крыма. Монографии, № 10. Тбилиси, 1960.
209. Эристави М.С. Подразделения нижнего мела Альпийской зоны. Монографии, № 11. Тбилиси, 1962.
210. Юберев Р.Ф. Стратиграфия и двусторчатые моллюски юрских отложений Кугитангского хребта. Ашхабад, 1968.
211. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юр, мела и палеогена Юга СССР. М., 1978.
212. Alavi-Naini M. // Geol. Survey of Iran. 1972. Report N 23.
213. Allenbach P. Geologie und Petrographie des Delavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz). Iran. Uster, 1966.
214. Bogdanova T.N., Lobatsheva S.V., Proscorovsky V.A. // Abst. symp. on Stage boundaries. Copenhagen, 1983. P.26-29.

215. Casey R. // Proc. Geol. Soc. 1962. N 1598. P.95-100.
216. Casey R. // The Boreal lower Cretaceous. London, 1973. P.193-266.
217. Hill R.T. // Bull. of the Geol. Soc. of America. 1891. Vol.2. P.503-528.
218. Lexique stratigraphique International. Vol.1, Europe. F.4s V1. France, Belgique, Pays-Bas, Luxemburg. Sur le direction du prof. P.Fruvost. Paris, 1957.
219. Luppov N.P. // Ann. Institutu Geol., f.2. Publici Hungarici. 1971. Vol.LIX. P.353-358.
220. Oppel A. Wurtemb. natur. Jahreshefte. 1856-58. Hf.XU-XIV.
221. Orbigny A. Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universales des animaux mollusques et rayonnés. Paris, 1850. Vol.1.
222. Stampfli G.M. Etude géologique générale de l'Elburs oriental, au S de Gonbad-e-Qabus Iran N.-E. Geneva, 1978. N 1863.
223. Stöcklin J., Setudehnia A.O. // Asie CNRS. 1972. Vol. VIII, fasc. 9b.
224. Thiermann A. // Geol.Jarb. (BRD), Hannover, 1964. Bd.81. S.345-411.
225. Williams H.S. // Bull. of the Un. States geol. Survey. Washington, 1891. Vol.80.

Перечень названий палеонтологических таксонов

(см. рис. 8,10,12,14,16,18,20,23,24,26,28,30,32,34)

- | | |
|--|--|
| 1 - <i>Taliacella</i> cf. <i>propatula</i> Mnc. | 34 - <i>L. pseudocrassa</i> Mjatl. |
| 2 - <i>Crassicollaria parvula</i> Remane. | 35 - <i>L. caescopini</i> Mityan |
| 3 - <i>C. intermedia</i> D.Delya | 36 - <i>L. ucrainica</i> Kapt. |
| 4 - <i>C. ex gr. brevis</i> Remane | 37 - <i>L. russiensis</i> Mjatl. |
| 5 - <i>Crassicollaria</i> spp. | 38 - <i>L. praerussiensis</i> Mjatl. |
| 6 - <i>Crassicollaria</i> sp. | 39 - <i>L. tumida</i> Mjatl. |
| 7 - <i>Calpionella alpina</i> Lorenz | 40 - <i>L. cf. tumida</i> Mjatl. |
| 8 - <i>C. longa</i> Colom | 41 - <i>L. munsteri</i> Roem. |
| 9 - <i>Calpionella</i> spp. | 42 - <i>L. magna</i> Mjatl. |
| 10 - <i>Calpionella</i> sp. | 43 - <i>L. hialina</i> Mjatl. |
| 11 - <i>Calpionellopsis darderi</i> Colom | 44 - <i>L. aff. calva</i> Wien. |
| 12 - <i>C. simplex</i> Colom | 45 - <i>L. cf. cultretiformis</i> Mjatl. |
| 13 - <i>Calpionellites uncinata</i> Citu et Pasquare | 46 - <i>L. cf. uhligi</i> Wisn. |
| 14 - <i>C. ex gr. darderi</i> Colom | 47 - <i>L. cf. lucidisepta</i> Kapt. |
| 15 - <i>Calpionellites</i> sp. | 48 - <i>L. cf. subguleata</i> Wisn. |
| 16 - <i>Tintinopsella romanica</i> Boller | 49 - <i>L. cf. infrevolgensis</i> Furs. et Pol. |
| 17 - <i>T. ex gr. romanica</i> Boller | 50 - <i>L. aff. utilis</i> Gorbatsch. |
| 18 - <i>T. maxima</i> Colom | 51 - <i>L. multicus</i> Zesp. |
| 19 - <i>T. longa</i> Colom | 52 - <i>L. macrodisca</i> Reuss |
| 20 - <i>T. cf. doliformis</i> Colom | 53 - <i>L. lideri</i> Rom. |
| 21 - <i>Tintinopsella</i> spp. | 54 - <i>L. nodosa</i> Reuss |
| 22 - <i>Tintinopsella</i> sp. | 55 - <i>L. subolata</i> Reuss |
| 23 - <i>Chitinoidea ex gr. bonei</i> Doben | 56 - <i>L. squilonica</i> Mjatl. |
| 24 - <i>Chitinoidea</i> sp. | 57 - <i>L. alleonora</i> Nik. |
| 25 - <i>Remeniella codishiana</i> Colom | 58 - <i>L. subangulata</i> Reuss |
| 26 - <i>R. dadayi</i> Colom | 59 - <i>L. nuda</i> Reuss |
| 27 - <i>Lorenziella</i> cf. <i>trandanubica</i> Knauer et Nagy | 60 - <i>L. assurgens</i> Mjatl. |
| 28 - <i>Stamiosphaera cf. melucuna</i> Borze | 61 - <i>L. aff. crassata</i> Kapt. |
| 29 - <i>Borzacella</i> sp. | 62 - <i>L. ex gr. hybrida</i> Terquem |
| 30 - <i>Durendella</i> sp. | 63 - <i>L. aff. dibrarica</i> Agal. |
| 31 - <i>Lenticulina sphaeroides</i> kub. et Zw. | 64 - <i>L. cf. bogutschevi</i> Agal. |
| 32 - <i>L. evoluta</i> Kurbatov | 65 - <i>L. cf. acleone</i> Nik. |
| 33 - <i>L. duabensis</i> Kurbatov | 66 - <i>L. guttata</i> Bart. et Br. |
| | 67 - <i>Lenticulina</i> spp. |
| | 68 - <i>Haplophragmoides colchidensis</i> Moros. |
| | 69 - <i>H. volubilis</i> Rom. |
| | 70 - <i>H. aff. concavus</i> Champ. |
| | 71 - <i>H. ex gr. subevolutus</i> Nik. |
| | 72 - <i>H. embaensis</i> Nik. |
| | 73 - <i>H. nonioninoidea</i> Reuss |

- 74 - *H. cf. volgensis* Mjatl.
 75 - *Globulina coithica* Terq.
 76 - *G. prisca* Reuss
 77 - *G. aff. prisca* Reuss
 78 - *G. ex gr. prisca* Reuss
 79 - *G. lacrima* Reuss.
 80 - *Glomospirella ex gr. gorbialis* Kark. et Pol.
 81 - *Spirillina kübleri* Mjatl.
 82 - *Trocholina cf. solicenris* Biel. et Poz.
 83 - *Saracina cf. cornucopiae* Schwager
 84 - *Gilhardina flabelloides* Terq.
 85 - *Fronicularia cf. regularis* Franke.
 86 - *Miliolina* sp.
 87 - *Paramiliolina (?) costata* Ant.
 88 - *Globigerina infracretacea* Glassen.
 89 - *G. tuschepsensis* Ant.
 90 - *G. budricevi* Droff. et Ag.
 91 - *G. haterivica* Subb.
 92 - *G. aff. micra* Nik.
 93 - *G. aff. neocomica barremica* Tiar.
 94 - *Ammobaculites agglutiformis* Bard.
 95 - *A. irregulareformis* Bart. et Br.
 96 - *A. lageniformis* Mjatl.
 97 - *A. irregularis* Kays.
 98 - *A. aff. fragmentarius* Cushman.
 99 - *A. aff. albica* Zhuk.
 100 - *Trochammina neocomiana* Mjatl.
 101 - *T. brauni* Gorbatsch.
 102 - *T. cf. neocomiana* Mjatl.
 103 - *Protonina ampullacea* Brady
 104 - *P. diffiliformis* Brady
 105 - *Spiroplectammina aff. lata* Zasp.
 106 - *Heterostomella unigeriformis* B.
 107 - *Dentalina aff. basiplanata* C.
 108 - *Lamarcina reussi* Ant.
 109 - *L. lamplughi* Berth.
 110 - *Bulimina aff. vinifera* Savid.
 111 - *B. aff. kuznetzovae* Ant.
 112 - *Heterohelix wasuitensis* Tapp.
 113 - *Textularia karasiensis* B.
 114 - *Quinqueloculina micra* Mamed.
 115 - *Q. aff. micra* Mamed.
 116 - *Q. micra longa* Mamed.
 117 - *Q. micra complanata* Mamed.
 118 - *Q. pseudobrauni* Mamed.
 119 - *Q. aff. liguides* Mamed.
 120 - *Miliomina micra* Mamed.
 121 - *M. cf. micra* Mamed.
 122 - *M. pseudobrauni* Mamed.
 123 - *Antepaijeborchella lubrica* Kuzn.
 124 - *Tritaxis pyramidata* Reuss
 125 - *T. ex gr. pyramidata* Reuss
 126 - *T. insingens* Reuss
 127 - *T. aff. crassa* Dam.
 128 - *Marginulina robusta* Reuss
 129 - *M. vulgaris* Agal.
 130 - *Discorbis dampfilae* Mjatl.
 131 - *D. cf. dampfilae* Mjatl.
 132 - *Discorbis* sp.
 133 - *Astaculus chaltanicus* Agal.
 134 - *A. assurgens* Mjatl.
 135 - *A. gratus* Reuss
 136 - *Pseudograudulina humilis* Roem.
 137 - *Darbiella utilis* Gorbatsch.
 138 - *Orbitolina delicata* Hens.
 139 - *O. discoidea* Gras.
 140 - *Orbitolina* sp.
 141 - *Dictyoconus arabicus* Hens.
 142 - *D. walnutensis* Carsey
 143 - *Dictyoconus* sp.
 144 - *Balkhania balkhanica* Marmont.
 145 - *Balkhania* sp.
 146 - *Actinastrea culculosa* Trautsch.
 147 - *Eugyra* sp.
 148 - *Rhactorhynchia mangysch-laci* Pojar.
 149 - *R. cf. corallina* Veym.
 150 - *Lobolothyrus zieteni* Lör.
 151 - *Lophlothyris (?) subse-la* Leyar

- 152 - *Septaliphoria tuarkyrensis* Moiss.
 153 - *S. aff. assimetrica* Kutsch.
 154 - *S. semenovi* Moiss.
 155 - *S. aff. semenovi* Moiss.
 156 - *Ptychothyris aff. andulataensis* Haass.
 157 - *Zelleria alexandrovi* Moiss.
 158 - *Z. balchanensis* Moiss.
 159 - *Z. čuenkovi* Moiss.
 160 - *Z. bucculenta* Sow.
 161 - *Burmairaynchia cf. elegans* Bucm.
 162 - *Gusarella gussarensis* Moiss.
 163 - *G. assakeaudanica* Pojar.
 164 - "*Rhynchonella*" *rolleri eltonica* Maer.
 165 - *Glosseudesia kouensis* Lobatsch.
 166 - *G. semistriata* Defr.
 167 - *Cyclothyris kiparisovae* Moiss.
 168 - *C. multiformis* Roem.
 169 - *C. kerisensis* Moiss.
 170 - *C. kopetdagensis* Moiss.
 171 - *C. irregularis* Pict.
 172 - *C. cf. irregularis* Pict.
 173 - *C. lata* Orb.
 174 - *C. aff. lata* Orb.
 175 - *C. gibbsiana* Orb.
 176 - *C. pseudosella* Lobatsch.
 177 - *C. geokderensis* Moiss.
 178 - *C. bertheloti* Kil.
 179 - *Sellithyris valdensis* Lor.
 180 - *S. russilensis* Lor.
 181 - *S. sella* Sow.
 182 - *S. coxwilensis* Midl.
 183 - *Psilothyris tamarindus* Sow.
 184 - *P. aff. tamarindus* Sow.
 185 - *P. oglanliensis* Moiss.
 186 - *P. cf. ullucolensis* Moiss.
 187 - *Platithyris moutoniana* Orb.
 188 - *P. cf. moutoniana* Orb.
 189 - *Praelongithyris acuta* Quenst.
 190 - *P. aff. acuta* Quenst.
 191 - *P. credneri* Weert
 192 - *Tropeothyris callinaria* Orb.
 193 - *T. kuguşemi* Smirn.
 194 - *T. cf. solevensis* Lor.
 195 - *Belbekella geokderensis* Moiss.
 196 - *B. ex gr. geokderensis* Moiss.
 197 - *B. gibbsiana sayni* Jac. et Fal.
 198 - *B. gillieronii longirostris* Pict.
 199 - *Nucleata hippopus* Roem.
 200 - *Masculina sanctaerucis* Cotziges
 201 - *Terebrataliopsis mangy-schlakensis* Smirn
 202 - *Polyptytes nodosa* Voltz
 203 - *Harpagodes ex gr. oceani* Coq.
 204 - *Globularia koklusensis* Pčel.
 205 - *Leyianthania terrenairensis* Pčel.
 206 - *Nerinea cf. sundurlae* Vogdt
 207 - *Nerinea* sp.
 208 - *Pleurotomaria bourguetti* Lor.
 209 - *Columbelina mazima* Lor.
 210 - *Ampullina macrospira* Pčel.
 211 - *A. balkhanensis* Pčel.
 212 - *Pseudonerinea ornata* Pčel.
 213 - *Itieria gemmelaroi* Pčel.
 214 - *I. balkhanensis* Pčel.
 215 - *Purpuroidea* sp.
 216 - *Arca cf. retusa* Contej.
 217 - *A. sanctaerucis* Pict. et Camp.
 218 - *A. cf. carteroniana* Orb.
 219 - *Gucullaea cornueliana* Orb.
 220 - *Grammatodon shapsugensis* Nordv.
 221 - *Perna mytiloides* Lam.
 222 - *Dentoperna subricordeana* Pros.
 223 - *Isognomon ricordeana* Orb.,
 224 - *I. mulleti* Desh.
 225 - *Arcomytilus subpectinatus* Orb.
 226 - *A. cf. subpectinatus* Orb.
 227 - *A. couloni* Marcou
 228 - *Pinna lanceolata* Sow.
 229 - *Pteria mechtelensis* Rep.
 230 - *Pteria* sp.
 231 - *Nucula cf. simplex* Leym.
 232 - *Barbatia raulini* Leym.
 233 - *Parallelodon pictum* Mi-lasch.
 234 - *Ptychomya couensis* Krimh.

- 235 - *Buchia tolli* Sok.
 236 - *B. inflata* Tolia
 237 - *B. uncioides* Pavl.
 238 - *B. unshensis* Pavl.
 239 - *B. volgensis* Lah.
 240 - *B. terebratuloides* Lah.
 241 - *B. crassicolus* Keys.
 242 - *B. cf. crassicolus* Keys.
 243 - *B. okensis* Pavl.
 244 - *B. cf. okensis* Pavl.
 245 - *B. bronni* Lah.
 246 - *B. cf. lahuseni* Pavl.
 247 - *B. piriformis* Pavl.
 248 - *B. contorta* Pavl.
 249 - *B. keyserlingi* Lah.
 250 - *Buchia* sp.
 251 - *Inoceramus kugusemensis* Bogd.
 252 - *I. dilatatus* Bogd.
 253 - *Inoceramus* sp.
 254 - *Turkmenia baikhanensis* Krimh.
 255 - *Gervillia alaeformis* Sow.
 256 - *G. anceps* Desh.
 257 - *G. terekensis* Hennig.
 258 - *Lima dubisiensis* Pict. et Camp.
 259 - *L. cf. dubisiensis* Pict. et Camp.
 260 - *L. orbikayana* Math.
 261 - *L. longa* Roem.
 262 - *L. undatd* Desh.
 263 - *L. parallela* Sow.
 264 - *Lima* sp.
 265 - *Plagiostoma astartina* Contej.
 266 - *Chlamys fibrosa* Sow.
 267 - *Ch. cf. lahuseni* Boriss.
 268 - *Ch. cf. archiacianus* Orb.
 269 - *Ch. goldfussi* Desh.
 270 - *Ch. cf. goldfussi* Desh.
 271 - *Ch. urgonensis* Lor.
 272 - *Aequipecten aff. subinaequicostatus* Kas.
 273 - *Entolium demissum* Phill.
 274 - *Camptonectes lens* Sow.
 275 - *C. annulatus* Sow.
 276 - *C. verdunensis* Buv.
 277 - *C. normalicus* Rep.
 278 - *C. duabensis* Orb.
 279 - *C. kugitungensis* Rep.
 280 - *C. grenieri* Contej.
 281 - *C. cottaldinus* Orb.
 282 - *Neithea simplex* Mordv.
 283 - *N. cf. simplex* Mordv.
 284 - *N. daghestanica* Hennig.
 285 - *N. atava* Roem.
 286 - *N. valangiensis* Pict. et Camp.
 287 - *Ostrea dubisiensis* Contej.
 288 - *O. duabensis* Contej.
 289 - *O. eos* Coq.
 290 - *O. corauiensis* Orb.
 291 - *O. cf. germaini* Coq.
 292 - *Exogyra cf. bruntrutana* Thurm.
 293 - *Ex. virgula* Goldf.
 294 - *Ex. turkmenica* Lupp.
 295 - *Ex. balkhanica* Pros.
 296 - *Ex. geokderensis* Pros.
 297 - *Exogyra* sp.
 298 - *Gryphaea* sp.
 299 - *Rhynchostreon subsinuatum* Leym.
 300 - *Rh. falciformis* Leym.
 301 - *Rh. latissimum* Lam.
 302 - *Rh. cf. latissimum* Lam.
 303 - *Rh. ex gr. latissimum* Lam.
 304 - *Rh. subreedi* Bogd.
 305 - *Rh. tombeckianum* Orb.
 306 - *Cerastostreon tuberculiphera* Koch et Dunk.
 307 - *Lopha rectangularis* Roem.
 308 - *Limatula tombeckiana* Orb.
 309 - *Trigonia ex gr. elongata* Sow.
 310 - *T. carinata* Ag.
 311 - *T. minor* Litsch.
 312 - *Myophorella ex gr. coralina* Orb.
 313 - *M. ex gr. pellati* Man-Calm.
 314 - *M. loewinsonlessingi* Hennig.
 315 - *Litschkovitrigonia tuarkyrca* Pros.
 316 - *L. tenuituberculata* Savel.
 317 - *L. inguschensis alta* Pros.
 318 - *L. multituberculata* Litsch.
 319 - *Pterotrigonia ex gr. vectiana* Lyc.
 320 - *P. ex gr. alaeformis* Park.

- 321 - *P. caudata* Ag.
 322 - *P. cf. caudata* Ag.
 323 - *P. ex gr. caudata* Ag.
 324 - *Iotrigonia jakchisaurensis* Lupp.
 325 - *I. abichi renngarteni* Mordv.
 326 - *Quadratotrigenia nodosa subricordeana* Mordv.
 327 - *Scaphotrigenia cf. scapha* Ag.
 328 - *Astarte cf. elegans* Sow.
 329 - *A. quehenensis* Lor.
 330 - *A. sauvagei* Lor.
 331 - *A. cf. carinata* Rep.
 332 - *A. pontica* Pčel.
 333 - *A. trembianscensis* Zass.
 334 - *A. beaumonti* Leym.
 335 - *A. transversa* Leym.
 336 - *A. cf. disparilis* Orb.
 337 - *A. cf. substriata* Leym.
 338 - *A. contabriglensis* Woods
 339 - *A. globiformis* Leym.
 340 - *A. karajmanica* Pros.
 341 - *A. obovata* Sow.
 342 - *A. gigantea* Deah.
 343 - *Sphaera corrugata* Sow.
 344 - *Opis suprajurensis* Sow.
 345 - *O. cf. neocomiensis* Orb.
 346 - *O. neocomiensis ogranliensis* Pčel.
 347 - *Cyrena lineata* Contež.
 348 - *Cardium cf. imbricatarium* Orb.
 349 - *C. voltzi* Leym.
 350 - *Cardium* sp.
 351 - *Protocardia dionisea* Buv.
 352 - *P. incurva* Buv.
 353 - *P. concina* Buch.
 354 - *P. cf. impressa* Leym.
 355 - *Plesiocyprina gissarensis* Rep.
 356 - *Cuspidaria cf. usbekistanica* Rep.
 357 - *Praecontia (?) numismalis* Orb.
 358 - *Corbula carinata* Buv.
 359 - *C. cf. angulata* Phill.
 360 - *C. striatula* Sow.
 361 - *Corbula cf. laevis* Sow.
 362 - *Modiolus subhannoveriana* Pčel.
 363 - *M. longavus* Contež.
 364 - *M. reversus* Orb.
 365 - *M. ex gr. reversus* Orb.
 366 - *M. cf. gillieronii* Pict. et Camp.
 367 - *M. gusselkoensis* Po-slavsk.
 368 - *M. cf. ligeriensis* Orb.
 369 - *Pholas cf. lupkei* Woll.
 370 - *Miopholas cornuelianus* Orb.
 371 - *Pholadomya minuta* Lor.
 372 - *Ph. gillieronii* Pict. et Camp.
 373 - *Ph. gigantea* Sow.
 374 - *Ph. ex gr. gigantea* Sow.
 375 - *Ceratomya cf. excentrica* Ag.
 376 - *Ceratomya* sp.
 377 - *Tellina cf. carteroniana* Orb.
 378 - *Dreissena cf. lanceolata* Sow.
 379 - *Diceras* sp.
 380 - *Limnocyrena rotunda* Martins.
 381 - *L. subovalis* Martins.
 382 - *L. cyclaeformis* Martins.
 383 - *L. pussiloides* Martins.
 384 - *L. hissarica* Martins.
 385 - *Trigonioides kodairiformis* Martins.
 386 - *T. hissaransis* Martins.
 387 - *Macrocephalites cf. pila* Nik.
 388 - *M. tumides* Rein.
 388a - *M. macrocephalus* Schloth.
 388b - *M. cf. venus* Bucka.
 389 - *Kepplerites calloviensis* Sow.
 390 - *K. gowerianus* Sow.
 391 - *K. filicostatus* Sok.
 392 - *K. cf. endatum* Orb.
 392a - *Kinkelinceras india* Spath
 392b - *Indosphinctes patina* Neuma.
 392c - *I. caucasicus* Djan.
 393 - *Erynoceras coronatum* Brug.
 394 - *E. banksi* Sow.
 395 - *E. renardi* Nik.
 396 - *Reineckia anceps* Rein.
 397 - *Reineckia* sp.
 398 - *Hecticoceras trilineatum* Waag.
 399 - *H. orbygny* Jamet
 400 - *Prohecticoceras retrocostatum* Heuer

- 401 - *Euspidoceras perrugineum* Jeann.
 402 - *Euspidoceras* sp.
 403 - *Kosmoceras jason* Rein.
 404 - *K. duncani* Sow.
 405 - *K. cf. duncani* Sow.
 406 - *K. theodori* Opp.
 407 - *K. spinosum* Sow.
 408 - *K. compressum* Quenst.
 409 - *K. rowlstonensis* Jang. et Bird
 410 - *K. enodatum* Nik.
 411 - *K. proniae* Teiss.
 412 - *K. aff. cosior* Rein.
 412a - *Kosmoceras* sp.
 413 - *Quenstedtoceras lamberti* Sow.
 414 - *Q. praelamberti* Douv.
 415 - *Q. mariae* Orb.
 416 - *Q. flexicostatum* Phill.
 417 - *Q. angulatum* Troizk.
 418 - *Peltoceras athleta* Phill.
 419 - *P. borissjaki* Amann.
 420 - *P. arduenensis* Orb.
 421 - *P. cf. broili* Preis.
 422 - *P. cf. constanti* Orb.
 423 - *Cardioceras cordatum* Sow.
 424 - *C. praecordatum* Douv.
 425 - *C. russiense* Sazon.
 426 - *C. cf. rotundatum* Nik.
 427 - *C. cf. uhligi* Maire
 428 - *C. cf. califerum* Buckm.
 429 - *Cardioceras* sp.
 430 - *Dichotomosphinctes cf. orbigni* Lor.
 431 - *Properisphinctes cf. bernensis* Lor.
 432 - *P. cadonicus* Dum.
 433 - *Arisphinctes cf. plicatilis* Sow.
 434 - *Ochetoceras cf. demantatum* Opp.
 435 - *Ataxioceras* sp.
 436 - "*Perisphinctes*" *biplex* Sow.
 437 - "P". *cf. lucinaense* Favre
 438 - "P". *cf. depereti* Riaz.
 439 - "P". *cf. riasanensis* Treiss.
 439a - "P". *orbigni* Lor.
 439b - "P". *wartae* Buckm.
 439c - "P". *becconi* Gemm.
 439d - "P". *prientalis* Siem.
- 440 - *Aspidoceras cf. perarmatum* Gumbel.
 440a - *A. babianum* Orb.
 441 - *Amoeboceras alternans* Buch
 442 - *A. bauchini* Opp.
 443 - *A. aff. liusatum* Quenst.
 444 - *Kaspirites fulgens* Trautsch.
 445 - *Streblitinae*
 446 - *Neocosmoceras aff. perolarum* Math.
 447 - *N. cf. gagni* Simon.
 448 - *N. aff. rorellei* Paq.
 449 - *Transkaspiites transkaspius* Lupp.
 450 - *Subalpinites cf. fauriensis* Wazenot
 451 - *Euthymiceras cf. transfigurabilis* Bogosl.
 452 - *E. cf. salenskii* Moiss.
 453 - *E. ex gr. euthymi* Pict.
 454 - *Euthymiceras* sp.
 455 - *Euryptychites* sp.
 456 - *Astieriptychites* sp.
 457 - *Neoceraspidites* sp.
 458 - *Polyptychites polyptichus* Keys.
 459 - *P. keysermingi* Neum. et Uhl.
 460 - *Dichotomites* spp.
 461 - *Surites* sp.
 462 - *Valanginites ex gr. vilfridi* Kar.
 463 - *Saynoceras ex gr. verrucosum* Orb.
 464 - *Neocomites* sp.
 465 - *Astieria* sp.
 465a - *Neopoldia* sp.
 466 - *Endemoceras ex gr. ambliogonium* Neum. et Uhl.
 467 - *E. balkhanicum* Lupp.
 468 - *Endemoceras* sp.
 469 - *Distoloceras koeneni* Kar.
 470 - *D. cf. taurica* Eichw.
 471 - *Crioceratites ex gr. duvali* Kar.
 472 - *Olcostephanus filiosus* Baumb.
 473 - *Oostrella ex gr. cultrata* Orb.
 474 - *Litoceras* sp.
 475 - *Imerites giraudi multicostratum* Tovb.
 476 - *I. cf. giraudi* Rouch.

- 477 - *I. favrei* Rouch.
 478 - *Imerites* sp.
 479 - *Heteroceras* cf. *elegans* Rouch.
 480 - *Heteroceras* sp.
 481 - *Paraimerites* *semituberculatus* Rouch.
 482 - *P.* aff. *katsharavai* Rouch.
 483 - *Colchidites* *securiformis* Simen.
 484 - *C. atcharensis* Rouch.
 485 - *C.* cf. *longicostatus* Kab.
 486 - *C.* cf. *schaoriensis* Djan.
 487 - *C.* cf. *nicortsmindensis* Rouch.
 488 - *Colchidites* sp.
 489 - *Turkmeniceras* *turkmenicum* Tovb.
 490 - *T. multicosatum* Tovb.
 491 - *T. geokderense* Tovb.
 492 - *T. catuloi* Parona
 493 - *T. rarecostatum* Tovb.
 493a - *T. tumidum* Tovb.
 494 - *Turkmeniceras* spp.
 495 - *Turmeniceras* sp.
 496 - *Matheronites* *ridzewski* Kar.
 497 - *M. turkmenicum* Lupp.
 498 - *M. ex gr. ucensis* Dimitr.
 499 - *Deshayesites* *oglanliensis* Bogd.
 500 - *D. antiquus* Bogd.
 501 - *D. tuarkyrius* Bogd.
 502 - *D. luppevi* Bogd.
 503 - *D. deshayesi* Leym.
 504 - *Deshayesites* sp.
 505 - *Ancyloceras* sp.
 506 - *Pseudochaploceras* *romosum* Bogd.
 507 - *Protetragonites* *inflatus* Uhl.
 508 - *Hibolites* cf. *liastatus* Blainv.
 509 - *H.* cf. *latesulcatus* Orb.
 510 - *Toxaster* *granosus* Orb.
 511 - *T. granosus* *holasteroides* Lamb.
 512 - *T. retusus* Lam.
 513 - *T. turkmenicus* Lobatsch.
 514 - *T. balkhanicus* Lobatsch.
 515 - *Dissaster* cf. *subelongatus* Orbl.
 516 - *Hoteraster* *renngarteni* Porezk.
 517 - *H.* cf. *renngarteni* Porezk.
 518 - *H.* aff. *couloni* Orb.
 519 - *H. magnus* Porezk.
 520 - *H.* cf. *elegans* Rouch.
 521 - *Hoteraster* sp.
 522 - *Diploporidia* *vasillievskii* Vial.
 523 - *Tetragramma* *balkhanensis* Vial.
 524 - *Pygurus* *romani* Lamb.
 525 - *P. gillieron* Des.
 526 - *Pygaulus* cf. *rostratus* Ag.
 527 - *Echinobrissus* cf. *bourgignati* Ag.
 528 - *Epiaster* *toxasteroides* Porezk. et Lobatsch.
 529 - *Epiaster* sp.
 530 - *Paracideris* cf. *florigemma* Phill.
 531 - *Scheda* *polita* Mandelst.
 532 - *Stravia* sp.
 533 - *Malzevia* *malzi* Andrv.
 534 - *Malzevia* sp.
 535 - *Cypridea* *karataigensis* Lub.
 536 - *C. ex gr. bispinosiformis* Lub.
 537 - *Cypridea* sp.
 538 - *Schuleridea* *altera* Kuzn.
 539 - *Pelicope* *certa* Kuzn.
 540 - *Neocytherettiana* cf. *infraquensis* Kuzn.
 541 - *Clithrocytheroidea* *lubrica* Kuzn.
 542 - *Macrocypris* *cariosa* Kuzn.
 543 - *Oncocytheridea* *parabrevis* Andrv. et Oertli
 544 - *Licoiterocypris* *inflatus* Lub.
 545 - *L. indagis* Mandelst.
 546 - *Sigillium* cf. *irocerum* Kuzn.
 547 - *Protocythere* *ex gr. hechti* Tirbel
 548 - *P. ex gr. trillicata* Roem.
 549 - *Pavloviella* *citava* Kuzn.
 550 - *Cytherettina* *subparallela* Kuzn.

- 551 - *Reophax aff. scorpiurus*
Mandelst.
- 552 - *Paraecytheridea priarabica* Gal.
- 553 - *P. visa* Mandelst.
- 554 - *P. certa* Mandelst.
- 555 - *Pontocythere obtexa* Mandelst.
- 556 - *Pavloviella steghaus* Mandelst.
- 557 - *P. tenella* Mandelst.
- 558 - *Aequiacytheridea alta*
Lub.
- 559 - *Origoilyocypris cirrata*
Mandelst.
- 560 - *Pachypteria lanceolata*
Brongn.
- 561 - *Otozamites graphicus*
(Leck.) Harr.
- 562 - *Brachyphyllum* sp.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
I. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАБОТЕ	8
II. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО ТИ- ПАМ РАЗРЕЗОВ СРЕДНЕКЕЛЛОВЕЙСКО-БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	25
1. Копетдагский надтип разреза	30
Кизыл-Арватский тип разреза	33
Ашхабадский тип разреза	38
2. Большебалханский надтип разреза	40
Восточнoбольшебалханский тип разреза	42
Западнoбольшебалханский тип разреза	46
3. Туранский надтип разреза	48
Кубадаг-Гиссерский тип разреза	-
Керакумский тип разреза	75
Мангышлакский тип разреза	84
III. УНИФИЦИРОВАННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СРЕДНЕКЕЛЛО- ВЕЙСКО-БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ ...	96
1. Урумьльджанский горизонт	97
2. Урумьльджанско-Копетдагский интергоризонт	102
3. Копетдагский горизонт	103
4. Янгаджиинский горизонт	106
5. Кумдагский горизонт	110
6. Торагглинский горизонт	112
IV. СОПОСТАВЛЕНИЕ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ СРЕДНЕГО КЕЛЛОВЕЯ - БАРРЕМА ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ СО СХЕМАМИ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ И МСЛ	116
V. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ В СРЕДНЕКЕЛЛОВЕЙСКОЕ - БАРРЕМСКОЕ ВРЕМЯ	140

1. Общая характеристика тектонической и палеогеографической обстановки территории	141
2. Урумьльджанский этап	156
3. Урумьльджанско-Копетдагский этап	169
4. Копетдагский этап	180
5. Янгаджинский этап	192
6. Кумдагский этап	201
7. Торанглинский этап	211
УІ. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ	222
Указатель литературы	234
Перечень названий палеонтологических таксонов	245

Научное издание

Прозоровский Владимир Анатольевич

ВЕРХНЯЯ КРА И НИЖНИЙ МЕЛ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Стратиграфия и история геологического развития

Редактор М. С. Удович.

Художественный редактор О. В. Угнич

Обложка художника В. И. Меньшикова

Технический редактор Е. И. Егорова

Корректоры Н. А. Гагарина, Н. В. Субботина