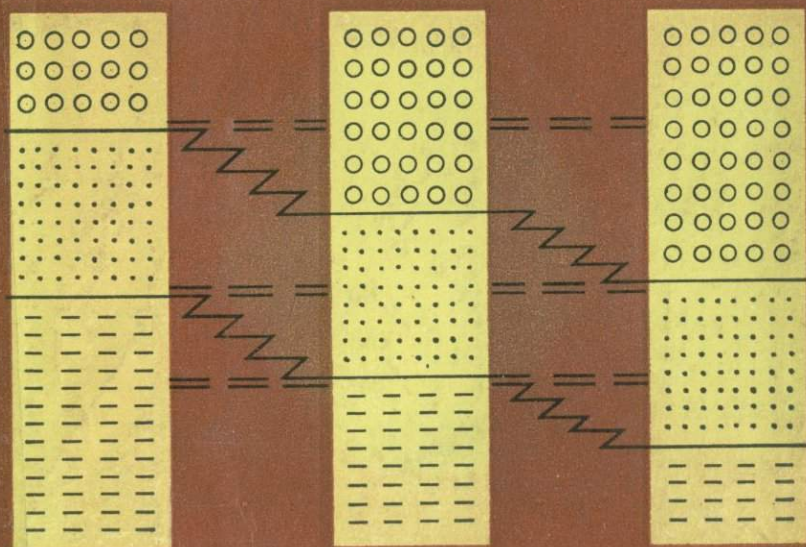


*С. А. Несмеянов*

КОРРЕЛЯЦИЯ  
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ  
ТОЛЩ



С. А. Несмеянов

551,7

# КОРРЕЛЯЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ТОЛЩ

1951



МОСКВА  
«НЕДРА»  
1977



**Несмеянов С. А.** Корреляция континентальных толщ. М., «Недра», 1977, 198 с. с ил.

Книга посвящена актуальной проблеме современной стратиграфии — методике корреляции бедных палеонтологическими остатками континентальных толщ. В качестве опорного объекта выбраны новейшие отложения Средней Азии и Казахстана. Рассмотрены существовавшие ранее методики корреляции и предложена новая. С ее помощью для всей указанной территории впервые разработана единая межрегиональная стратиграфическая схема. Выделены эффективные критерии корреляции для олигоцен-неогеновых и четвертичных отложений. Результаты корреляции контролируются биостратиграфическими, археологическими и палеогеографическими материалами.

Сравнение абсолютной продолжительности формирования стратиграфических подразделений позволило проанализировать геологическую цикличность, отражающую тектоно-климатические этапы геологической истории. Выявлена переменная кратность в соподчинении разномасштабных циклов. На ее основе дана оценка величины возрастного «скольжения» стратиграфических границ и прогноз дальнейшей детализации межрегиональной стратиграфической схемы. Рассмотрены некоторые общие вопросы упорядочения стратиграфической шкалы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-съемщиков, а также исследователей, занимающихся вопросами стратиграфии, палеогеографии и цикличности природных процессов.

Ил. 16, табл. 36, список лит. — 203 назв.

Проблема корреляции континентальных толщ одна из самых трудных в стратиграфии. Обычно эти толщи слабо охарактеризованы палеонтологически, а большинство встречающихся в них органических остатков — эндемичны. Поэтому многие методы, разработанные для корреляции морских и лагунных образований, не пригодны или имеют второстепенное значение при корреляции континентальных отложений. Между тем детальная стратиграфия континентальных формаций становится все более актуальной в связи с приуроченностью к ним ряда рудных осадочных (медные, железные, урановые и др.), россыпных (золото и др.), соляных, угольных, первичных и вторичных нефтяных, газовых и других месторождений. Их изучение имеет большое значение для уточнения датировки и генезиса коррелятных кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых (бокситы и др.), а также поисков коренных источников для россыпей. Новейшие континентальные отложения — главные вместилища используемых ныне подземных вод. Они же служат основанием для большей части инженерных сооружений. Изучение этих отложений является, кроме того, составной частью анализа новейших движений, служащего одним из основных элементов структурного и сейсмического районирования.

Разнообразие континентальных отложений, связанное со спецификой орографических и климатических обстановок осадконакопления, поистине безгранично. Поэтому при изучении вопроса о принципах их стратиграфической корреляции необходимо опираться на объект, в пределах которого континентальное осадконакопление связано с широким диапазоном таких обстановок. В данном отношении значительным преимуществом обладают новейшие отложения в силу их наименьшей литогенетической изменчивости, и также наилучшей сохранности по сравнению с более древними толщами. Для того чтобы обеспечить необходимое разнообразие оротектонических обстановок осадконакопления, исследуемая территория должна включать достаточно крупную горную область и смежные равнины. Труднее при детальном исследовании охватить широкий диапазон климатических обстановок. В этом отношении наиболее благоприятны южные районы нашей страны. Здесь наблюдается значительное разнообразие ландшафтно-климатических обстановок: от засушливых субтропиков до нивальных. Оно образуется за счет вертикальной климатической зональности горных сооружений. Кроме того, историческая смена климатических условий, произошедшая в течение новейшего периода, еще более расширяет этот диапазон в сторону влажных тропико-субтропических обстановок.

Всем перечисленным условиям отвечает описываемая в работе обширная территория Средней Азии и Казахстана, для которой с помощью предлагаемого метода корреляции впервые удалось предложить единую межрегиональную схему стратиграфического расчленения новейших континентальных отложений [108, 109, 110, 115, 116, 118, 119, 122, 121, 137].

За последние годы проделана большая работа по геологической привязке среднеазиатских местонахождений млекопитающих и палеолита, которые позволяют датировать подразделения межрегиональной схемы и контролировать корреляцию региональных схем. Эти материалы сведены автором в совместных монографиях с археологом В. А. Рановым [137] и палеонтологом Е. Л. Дмитриевой. Данное обстоятельство освобождает от необходимости подробно останавливаться на рассмотрении региональных материалов.

Следует отметить, что литологические (формационные) аналоги принятых за эталон отложений широко распространены в разрезах как разновозрастных, так и более древних осадков. В качестве ближайших примеров последних достаточно назвать средне-верхнепалеозойские красноцветы Казахстана, Приуралья, Западной Европы, Америки и т. п. Поэтому методическое значение проведенного эксперимента очевидно, даже если ограничиться только этим типом формаций.

В процессе сбора и обобщения материалов ценные замечания были получены от Е. И. Беляевой, Н. Б. Вассоевича, В. К. Епишина, Н. П. Костенко, Н. И. Кригера, Б. А. Петрушевского, В. В. Попова, В. М. Реймана, А. А. Юрьева. Весьма полезными для автора оказались рабочие контакты с Д. Н. Архангельским, А. М. Бабаевым, Б. Х. Батыровым, В. Д. Босовым, С. М. Голубевым, Е. Л. Дмитриевой, И. А. Дуброво, С. Б. Ершовой, В. И. Жегалло, А. В. Кожевниковым, Н. Н. Костенко, М. Л. Коппом, Б. А. Литвинским, Л. М. Лысковым, В. И. Макаровым, П. Н. Николаевым, В. А. Рановым, Л. М. Расцветаевым, В. Ю. Решетовым, Б. А. Трофимовым, В. А. Федоренко, А. А. Чистяковым и др. Всем указанным исследователям, а также Т. С. Бондаревой, которая оказала большую помощь в оформлении работы, автор приносит искреннюю благодарность.

«В основу любой стратиграфической схемы... должен быть положен прежде всего принцип естественного расчленения исследуемых отложений, согласно которому каждое из выделенных стратиграфических подразделений должно соответствовать определенному этапу развития данного района».

(В. В. Меннер, «Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит», 1962, с. 315).

«В нашей стратиграфической головоломке существует множество признаков, которые можно использовать для соединения ее частей, однако в каждом отдельном случае лишь некоторые из них оказываются пригодными...».

(К. Данбар и Дж. Роджерс, «Основы стратиграфии», 1962, с. 299).

Главной особенностью современного стратиграфического анализа является чрезвычайно глубокая проработка биостратиграфических методов. Их использование особенно перспективно при изучении морских и лагунных отложений, в которых широко распространены органические остатки. При расчленении подобных отложений часто синонимами считаются понятия «стратиграфическое» и «биостратиграфическое» расчленение. Однако «история земной коры, как она интересует геолога,— пишет Н. М. Страхов [155],— есть история накопления минеральных тел (пород), слагающих литосферу, и возникновения структур, в ней сейчас наблюдаемых. Выделить в историко-геологическом процессе, понимаемом таким образом, естественные этапы можно, лишь положив в основу события в структурной эволюции земной коры и в сопровождающей ее эволюции осадконакопления» (с. 37). Между тем тектонические (ритмостратиграфические) и биостратиграфические рубежи могут не совпадать.

Известно, что рубежи смены комплексов фауны и флоры часто асинхронны. Следовательно, часть из них не совпадает с границами тектонических этапов. Как указывает Б. С. Соколов [151], гетерохрония в развитии животного и растительного мира остается реальностью, а биостратиграфы, использующие в своей практике различные группы организмов, нередко предлагают и различные биостратиграфические границы между идентичными подразделениями хроностратиграфической шкалы и еще чаще — в региональных биостратиграфических схемах. Он считает, что границы хроностратиграфических (биостратиграфических. — С. Н.) подразделений должны устанавливаться по данным изучения только одной какой-либо группы организмов, иначе возникнет

несколько асинхронных границ. Б. С. Соколов [151] приходит к выводу, что «этапность развития органического мира как процесс не может быть непосредственно использована при практическом определении стратиграфических границ подразделений общей шкалы, и неверно, что возрастающему рангу этих границ отвечает соответствующее изменение и в ранге биологических таксонов», поскольку «этапность развития органического мира — важнейшее, но совершенно особое явление» (с. 175).

Неудивительно, что многие биостратиграфы пришли к выводу об определяющем значении тектонического фактора для стратиграфической периодизации [68, 43 и др.].

В периоды повышенной тектонической активности происходят изменения природной обстановки (ландшафта, солёности моря и т. п.), обуславливающие вспышки видообразования. Поэтому для сближения биостратиграфических рубежей с тектоническими их предлагается понимать не как момент появления новых прогрессивных форм, а как начало адаптивной радиации группы форм и широкое расселение ее представителей [101]. Очевидно, биостратиграфические рубежи при этом становятся расплывчатыми, а прослеживание их возможно лишь в осадках, исключительно богатых ископаемыми. Такие рубежи будут четкими на границах, отвечающих смене литологических типов пород или перерыву в осадконакоплении. Эти границы обусловлены изменениями обстановки осадконакопления, т. е. проявлениями тектонического и климатического факторов. Однако такая двойная зависимость не вызывает диссонанса при стратиграфическом расчленении с использованием анализа тектогенных и климатогенных признаков, так как в подавляющем большинстве случаев рубежи изменения указанных признаков совпадают. Многие геологи вообще считают, что тектонические движения, обуславливающие распределение суши и моря, развитие их рельефа и т. п., определяют все главные изменения климатических обстановок [142]. Допускается, следовательно, единство тектоно-климатических, т. е. палеогеографических, изменений обстановок осадконакопления.

Таким образом, неверно уравнивать значимость тектоно-климатических (палеогеографических) рубежей с палеобиологическими. Только первые определяют этапы геологической истории, т. е. стратиграфические (геохронологические) подразделения, а вторые отражают их с разной степенью отчетливости и синхронности.

Отмеченные недостатки биостратиграфического расчленения отнюдь не умаляют преимуществ, которые существуют при корреляции богатых фауной и флорой морских и лагунных отложений. Для континентальных толщ с их большей фациальной изменчивостью и бедностью палеонтологическими остатками необходимы иные пути корреляции удаленных разрезов. Определяющий характер палеогеографических изменений для стратиграфической периодизации любых осадков обуславливает возможность принципиально однотипного расчленения как богатых ископаемы-

ми, так и «немых» толщ. Многообразие совместного проявления тектоно-климатических изменений позволяет подобрать критерии фиксации соответствующих рубежей для любых отложений. Но поскольку сами рубежи по простиранию претерпевают изменения: несогласия переходят в перерывы, а последние — в литологические границы разной значимости, то для стратиграфической корреляции в разнофациальных разрезах необходимо выявить и специфические особенности толщ, разделенных этими рубежами. Здесь на первый план выступает палеогеографический контроль корреляции, определяющий либо общность, либо совместимость коррелируемых толщ. При этом под совместимостью понимается возможность сосуществования реконструируемых обстановок осадконакопления — ландшафтов. В ландшафтные палеорекострукции составной частью естественно входит и палеобиологический материал.

Сказанное выше определяет специфику стратиграфического расчленения и корреляции континентальных толщ, в том числе и новейших отложений Средней Азии и Казахстана. Следует, однако, остановиться на спорово-пыльцевом методе, который ряд исследователей считает универсальным для корреляции разнофациальных толщ [101 и др]. Подобному оптимизму в отношении корреляционных возможностей данного метода противоречит несколько обстоятельств, особенно ярко проявляющихся в орогенных областях. Перенос пыльцы по воздуху для ольхи, березы, орешника и других лиственных достигает многих сот и даже тысячи километров, а для хвойных, особенно сосны, — 1200 км. В Средней Азии количество принесенной таким образом пыльцы достигает 11% от общего количества древесной пыльцы [41]. В речных осадках наблюдается смешение пыльцы из разных ландшафтных зон. Это особенно характерно для горных областей, например для Тянь-Шаня, где такие зоны сближены [3]. Но смешение имеет место и на равнинах [98 и др.].

Существенным недостатком данного метода является и избирательный характер захоронения остатков спор и пыльцы. Пыльца одних растений в ископаемом состоянии вообще не встречается, а пыльца других обнаруживается крайне редко. Наблюдается также фациальная приуроченность пыльцы и спор, которые не встречаются в ряде толщ, например в конгломератовых, иногда в лёссовых толщах, а в других их количество и состав зависят от гранулометрии вмещающих отложений [171]. Как указывают авторы сводки по геохронологии СССР, даже для голоцена его хорошо изученными климатическими стадиями палинологическая корреляция может осуществляться только в однофациальных осадках и на ограниченных территориях. В разнофациальных разрезах рубежи между спорово-пыльцевыми зонами оказываются «скользящими» [61]. К тому же пыльца и споры легко переотлагаются и подвержены иллювиальному вымыванию в более древние отложения.

Особенности расчленения новейших отложений заключаются

не только в их лучшей сохранности, но и в более широком по сравнению с древними осадками диапазоне условий осадконакопления. Действительно, в более древних отложениях приходится иметь дело только с осадками, отлагавшимися в бассейнах осадконакопления, — впадинах. Поднятия, некогда разделявшие эти впадины, а часто и краевые части впадин, втянутые в воздымания, уничтожены последующей денудацией. Для новейшего же

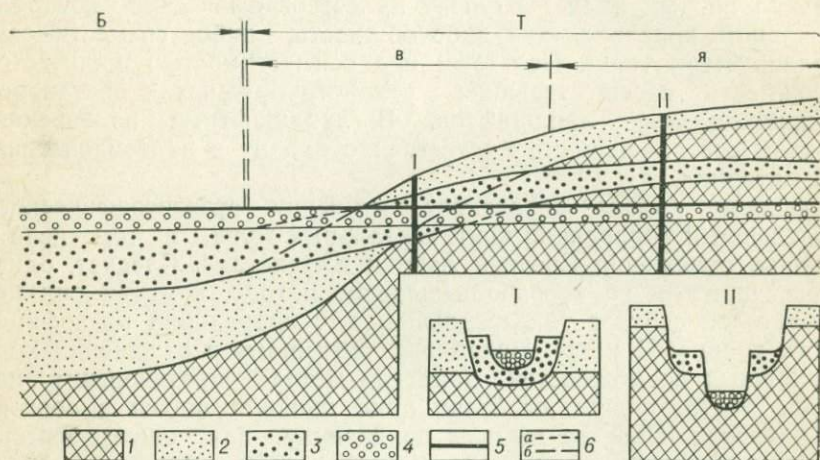


Рис. 1. Принципиальная схема соотношения толщ в бассейновом (Б) и террасовом (Т) комплексах

1 — фундамент; 2—4 — разновозрастные толщи; 5 — уровень современного русла; 6 — корреляционные линии толщ, изображенные знаками: а — 3; б — 2; в пределах развития террасового комплекса: в — зона «вложения» разновозрастных толщ, я — зона развития ярусного рельефа; I, II — поперечные сечения долины

этапа сохранились и осадки, формировавшиеся на поднятиях. В пределах последних бассейновый тип осадконакопления — стабильное последовательное напластование — сменяется террасовым, т. е. выполнением разновысотных (разновозрастных) эрозийных врезов. Этот тип осадков для своего расчленения и корреляции требует привлечения дополнительных методов — геоморфологических. Соответственно, методически целесообразно разделение бассейнового и террасового генетических комплексов осадков (рис. 1).

При формировании террасового комплекса основная особенность бассейнового осадконакопления — нормальное стратиграфическое напластование — отступает на второй план. В интенсивно воздымающихся структурах она заменяется образованием ярусного рельефа, характеризующегося серией разновысотных террас с обратной вертикальной последовательностью толщ (но не слоев). В структурах, воздымающихся менее интенсивно или испытывающих движения переменного знака, разновозрастные террасы располагаются на близких уровнях. При этом нормаль-

ная стратиграфическая последовательность толщ заменяется частичным или полным горизонтальным их прислонением, «вложением» молодых толщ в более древние.

Террасовый комплекс включает не только осадки речных, озерных или морских террас, но и все выровненные поверхности и связанные с ними полигенетические осадки, формирующиеся в условиях тектонических поднятий [114].

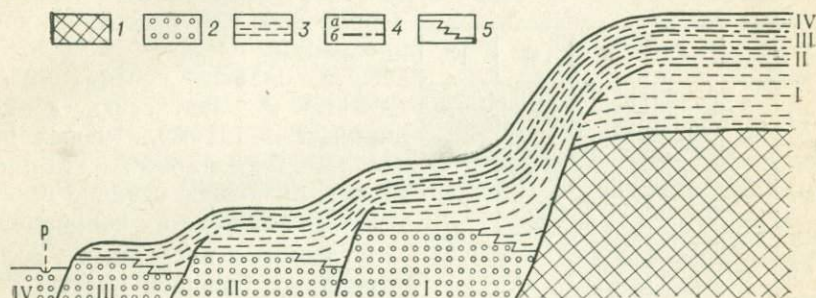


Рис. 2. Принципиальная схема соотношения покровного и террасового комплексов равнинных областей

1 — коренной водораздел; 2 — толщ террасовых отложений; 3 — толщ покровных отложений; 4 — границы разновозрастных толщ; а — хорошо выраженные, б — обычно плохо различимые; 5 — фациальное замещение террасовых и покровных толщ; I—IV — циклы формирования террасовых и покровных отложений; p — современное русло

Каждая толща террасовых осадков отвечает особому эрозивно-аккумулятивному циклу. В начале такого цикла формируется эрозивный врез, а в конце цикла внутри вреза накапливается толща осадков. Однако и после завершения эрозивно-аккумулятивного цикла на поверхности соответствующей террасовой толще продолжается накопление осадков различного генезиса — пролювиальных, делювиальных, эоловых и других, которые по своему возрасту отвечают более молодым элементам террасового комплекса. Следовательно, по отношению к подстилающей их террасовой толще они являются инородным покровом, а потому именуется покровными [80 и др]. Возрастной диапазон покровных толщ, перекрывающих разновозрастные террасы, не одинаков. Его нижний предел определяется временем завершения формирования соответствующей террасы, а верхний — обычно достигает современности, если терраса не подвергнется размыву.

Естественно, что соотношение покровных толщ между собой меняется в соответствии с различиями в строении террасового комплекса. В интенсивно воздымающихся структурах при больших перепадах высот между террасовыми уровнями покровные толщ разобщены. В областях, характеризующихся слабыми воздыманиями, где террасовые уровни сближены, происходит сопряжение и перекрытие разновозрастных покровных толщ (рис. 2). Мощность последних на древних террасах или водораздельных пространствах равнинных областей может быть значи-

тельной. Обычно большая часть разреза покровной толщи, особенно на террасах горных рек, принадлежит к этапу, следующему за этапом накопления подстилающего аллювия.

Отличие покровного генетического комплекса от бассейнового заключается в том, что он формируется в условиях поднятия, т. е. он, как и террасовый генетический комплекс, приурочен к относительно воздымающимся структурам. Покровный комплекс развивается только на территориях, где закончилось накопление

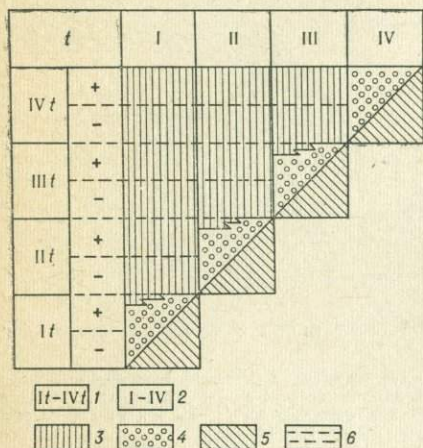


Рис. 3. Принципиальная схема корреляции разновозрастных покровных толщ

*t* — ритмохронологическая шкала: 1 — эрозионно-аккумулятивные циклы и их фазы: (—) — холодная, плювиальная, (+) — теплая, аридная; 2 — номера циклов, которым отвечают схематические колонки аккумулятивных чехлов террас; 3 — покровные толщи; 4 — аллювиальные толщи; 5 — эрозионные фазы (перерывы в осадконакоплении); 6 — изохронные корреляционные линии

Следует отметить, что разрезы покровных образований полнее террасовых, в которых почти никогда не сохраняются осадки, отвечающие эрозионным фазам эрозионно-аккумулятивных циклов (рис. 3). Поэтому именно покровные толщи наиболее благоприятны для установления палеоклиматической шкалы антропогена. Но для его палеотектонической шкалы безусловно продуктивнее анализ террасового комплекса.

Корреляция покровных толщ сложнее корреляции террасовых толщ. Однако покровные толщи равнин маскируют террасовые уровни. Вследствие этого расчленения террасового комплекса равнинных областей, особенно в лёссовых районах, чрезвычайно трудное дело.

Таким образом, покровные толщи по своему составу, строению и методам исследования существенно отличаются от осадков как бассейнового, так и террасового генетического комплексов, а пото-

террасовых или бассейновых образований. Однако в условиях весьма слабых прогибаний или близких к равновесию денудационных и аккумулятивных процессов бассейновый комплекс может включать осадки, генетически сходные с покровными.

Строение покровных толщ, сложенных большей частью тонкозернистыми, а часто лёссовыми породами, чрезвычайно сложное. Его расшифровка требует особых методов, которые в настоящее время разработаны недостаточно. В большинстве случаев для этого используются педологические методы, направленные на разделение почвенных и лёссовых горизонтов. Широко используются и биостратиграфические методы, особенно палинологический. Последний наряду с педологическим позволяет в покровных толщах выделить климатостратиграфические единицы.

му заслуживают обособления в самостоятельный — покровный генетический комплекс.

Соотношения покровного и террасового комплексов могут быть сложными. Так, покровные толщи начинают формироваться на террасах во время заложения следующего эрозионного вреза. Однако переход от аккумулятивной стадии развития речной долины к эрозионной стадии даже в геологическом смысле не всегда можно считать мгновенным. Особенно длителен он на равнинных участках, где глубина эрозионных врезов близка к мощности выполняющего врез аллювия. Например, на Кайраккумской аллювиальной равнине в Западной Фергане Сырдарья отлагает осадки не только на ежегодно заливаемой 0,5—1,5-метровой пойме, но в максимальные паводки и на 2—4-метровой позднеголоценовой террасе. В результате может наблюдаться переслаивание аллювиальных и покровных осадков. В ископаемом состоянии такое переслаивание, включающее и культурные слои верхнего палеолита, слагает 3-метровую пачку на стоянке Шугноу в Афгано-Таджикской депрессии [137].

Современное накопление пойменного аллювия одновременно на нескольких низких террасах отмечается и для равнинных рек.

В горных районах контакт аллювиальных и покровных толщ осложнен тем, что в прибортовых частях долин пролювиально-делювиальные (покровные) осадки могут фациально замещать верхнюю часть аллювия. Такие соотношения имеют место на стоянке Туткаул, где раннеголоценовый аллювий с мезолитом в тылу террасы переслаивается с пролювием [123]. Следовательно, контакт аллювиальной и покровной толщ может оказаться «растянутым» или «скользящим» по разрезу.

Итак, новейшие отложения, будучи представлены тремя генетическими комплексами осадков — бассейновым, террасовым и покровным, отражают более широкий диапазон условий осадконакопления, чем древние. Кроме того, для четвертичных отложений достигается более высокая, чем для любых более древних осадков, детальность стратиграфического расчленения. Последняя сопровождается и более детальной относительной (с помощью археологического метода) и абсолютной (с помощью радиоуглеродного и других методов) датировкой стратиграфических рубежей.

Стратиграфическая (хронологическая) разновеликость палеоген-неогеновых и четвертичных подразделений позволяет провести масштабный анализ геологической цикличности межрегиональной стратиграфической схемы. А для этого необходима детальная увязка этой схемы с международной геохронологической шкалой.

## МЕТОДЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Современная стратиграфия располагает обширным диапазоном методов возрастного расчленения и корреляции отложений различного генезиса. Обзоры истории возникновения, модернизации и соотношения этих методов имеются в целом ряде прекрасных монографий, среди которых следует отметить работы К. Динера [48], Д. Л. Степанова [153], В. К. Крумбейна и Л. Л. Слосса [85], К. Данбара и Дж. Роджерса [45], В. В. Меннера [101], М. Е. Зубковича [57], Б. П. Жижченко [53], Г. П. Леонова [91]. Поэтому здесь нет надобности останавливаться на данном вопросе. Достаточно отметить главные тенденции в развитии стратиграфического анализа.

### 1. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

*Первая* (главная) *тенденция* стратиграфического анализа заключается во все более широком проникновении палеогеографического подхода во все группы стратиграфических методов: литологическую, тектоническую (диастрофическую) и биостратиграфическую. Это выражается в стремлении к прослеживанию естественно обособляющихся этапов развития ландшафтной оболочки Земли и органического мира, а также к увязке этих этапов между собой. Таким образом, стратиграфическое расчленение и корреляция все больше опираются на палеогеографическую периодизацию геологической истории.

Палеогеографическая периодичность складывается из палеотектонической, палеоклиматической и палеобиологической периодизации. При этом, если первые две периодичности характеризуются весьма четким совпадением, то сложность и специфика развития органического мира обуславливает асинхронность развития отдельных его групп, а следовательно, и неоднозначность корреляции этапов их формирования с тектоно-климатическими этапами.

Не исключено, что анализ суммы палеобиологических данных и какое-то статистическое осреднение этапов развития разных групп фауны и флоры может привести к выделению единой периодизации истории неорганической и органической природы. Видимо, такое суммирование палеонтологических данных имеет в виду В. В. Меннер [101], когда пишет, что периодизация этапов развития земной поверхности «как бы она не устанавливалась — по процессам ли осадкообразования, или по тектоническому развитию, или по этапам развития органического мира — всегда будет единой» (с. 232). Однако при конкретных стратиграфических

исследованиях использование палеонтологических данных в указанном плане станет возможным лишь тогда, когда в каждом регионе удастся проанализировать характер развития представителей по крайней мере большинства групп органического мира того времени. Учитывая бедность и редкость ископаемых остатков в континентальных отложениях, такой подход к их расчленению еще долго будет неприменим.

Таким образом, в настоящее время биостратиграфические методы могут служить лишь для контроля корреляции континентальных толщ, осуществленного с помощью других корреляционных методов.

*Вторая тенденция* в стратиграфическом анализе, непосредственно вытекающая из первой, заключается в стремлении к масштабной, т. е. циклической, классификации естественно обособляющихся этапов развития тектонических структур, осадконакопления и биологических форм. Эта тенденция наиболее ярко проявилась в ритмостратиграфическом методе В. И. Попова [130, 132]. Этот метод явился своеобразным развитием метода диастрофических циклов, опиравшегося на идеи Г. Штилле [202], М. А. Усова [162] и др. Другой путь циклического анализа — метод графической коннекции (сопоставление ритмограмм)<sup>1</sup> разработан Н. Б. Вассоевичем [24] применительно к флишевым образованиям. Он нашел широкое применение и при изучении угленосных толщ. Метод опирается на представление о периодичности колебательного развития паралических бассейнов осадконакопления [52]. В ряде случаев такой подход сводится к выделению гранулометрических циклов [59]. Однако при этом обычно упускается из виду множественность причин их образования. Кроме вертикальных тектонических движений здесь играют роль изменения различных, часто асинхронных физико-географических условий.

Как правильно указывает В. В. Меннер [101], перечисленные выше методы циклического анализа, без сопровождения их детальным структурно-тектоническим и палеонтологическим анализом, не применимы для сколько-нибудь широкой параллелизации отложений прошлого, так как весь процесс развития того или иного бассейна расценивается при этом как ритмичность колебательных движений. Применение указанных методов затруднено и разнообразием причин, обуславливающих литологическую циклическость. Так, в ряде фаций ритмичность теряется. Это свойственно, например, осадкам центральных частей геосинклинальных трогов и ряду монотонных толщ иной природы, в том числе конгломератовых. Метод графической коннекции эффективен для корреляции прибортовых разрезов карбонатного флиша, отстоящих друг от друга на расстояние всего до 15 км. При этом уда-

---

<sup>1</sup> Принципиально близким к нему по характеру коррелируемых материалов является каротажный метод, широко используемый для сопоставления разрезов в пределах нефтегазоносных промысловых площадей и разведочных участков.

валось идентифицировать не все слои, а лишь отдельные ритмы. Вкрест простирания прогибов наблюдается «расщепление» выделенных циклов, т. е. появление новых циклов (ритмов) во флише [24]. Данное явление характерно также для угленосных толщ и континентальных моласс.

К циклическому анализу близок метод палеомагнитной корреляции. Его применение, так же как и применение ритмостратиграфического и других методов циклического анализа, ограничивается невозможностью установления специфики, т. е. индивидуализации отдельных циклов.

Индивидуализация, а следовательно, и корреляция ритмостратиграфических подразделений могут быть осуществлены с помощью палеогеографического подхода для циклов, отвечающих общим этапам развития ландшафтной оболочки на исследуемой территории.

*Третья тенденция* заключается в использовании методов абсолютной датировки стратиграфических подразделений. Этот прогрессивный путь, позволяющий перевести стратиграфию непосредственно на геохронологическую основу, осложняется невозможностью датировки большинства типов пород. Абсолютная датировка толщ, особенно континентальных, осуществляется обычно путем корреляции местной стратиграфической схемы с общей геохронологической шкалой.

Таким образом, стратиграфический анализ и корреляция континентальных отложений должны опираться на прослеживание толщ, которые отвечают основным этапам развития ландшафтной оболочки. Биостратиграфический и палеогеографический контроль такой корреляции и датировку выделенных подразделений следует дополнять данными абсолютной геохронологии и циклического анализа.

## 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНОГО ОБЪЕКТА

Казахстан и Средняя Азия — обширные области в самом центре крупнейшего Евразийского континента. Их новейшие отложения — классический пример континентальных толщ, недоступных биостратиграфическому расчленению. Поэтому решение вопроса о единообразной стратификации этих толщ может стать ключом к межрегиональной корреляции континентальных отложений в целом.

Начало новейшего этапа геологического развития на большей части рассматриваемой территории ознаменовалось регрессией моря, чеганского в Казахстане и ханабадского в Средней Азии. Новейшие континентальные отложения маломощным чехлом покрывают обширные пространства Туранской плиты, спорадически развиты на Казахском щите и выполняют глубокие предгорные и межгорные впадины Копетдага, Тянь-Шаня и Памира. Существенную роль в эффективности стратиграфических исследований играет хорошая геологическая обнаженность этих толщ на значи-

тельной части указанных территорий, а также их прекрасная дешифрируемость на аэрофотоснимках.

Существуют многочисленные региональные, в том числе и детальные стратиграфические схемы. Однако, биостратиграфические методы не обеспечивают их корреляцию. Для горных областей весьма сложную задачу представляет сопоставление разрезов даже в пределах крупных межгорных впадин. На равнинных территориях корреляция сравнительно выдержанных толщ проще, но здесь сильнее сказывается неполнота разрезов. Изучение более полных разрезов моласс, выполняющих межгорные и предгорные впадины и по-разному дислоцированных, требует разработки новых приемов стратиграфического расчленения и корреляции. Именно здесь уже в 30-х годах возникла необходимость применения неодинаковых критериев для расчленения третичных и четвертичных континентальных отложений, отражающая различия строения бассейнового и террасового генетических комплексов. Методические исследования первоначально ставились на участках детальных геологических съемок. В частности, наиболее важными для стратиграфии новейших отложений Средней Азии территориями стали разрезы Ферганской и Афгано-Таджикской (Придарвазе) депрессий. Позднее высокой степени изученности достигли разрезы Иссыккульской, Кочкорской, Илийской и Зайсанской впадин, включающие важные местонахождения млекопитающих.

Однако проблема корреляции даже таких разрезов по-прежнему не решена.

Существенное — на порядок или два — повышение интенсивности тектонических движений с начала четвертичного периода обусловило различие в строении, а соответственно и в методике изучения олигоцен-неогеновых и четвертичных отложений. Если первые повсеместно принадлежат к бассейновому генетическому комплексу, то вторые в связи с активным ростом горных сооружений и разработкой речных долин на равнинах относятся преимущественно к террасовому и покровному генетическим комплексам [114].

### **3. ОСОБЕННОСТИ РАСЧЛЕНЕНИЯ БАСЕЙНОВОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Значительная фациальная изменчивость верхнетретичных моласс, выполняющих межгорные впадины Средней Азии, предопределила появление большого разнообразия стратиграфических подходов. Своеобразным полигоном для опробования их эффективности стал один из старейших горнорудных и нефтедобывающих районов — Ферганская депрессия. Здесь олигоцен представлен глинистыми красноцветами, большая часть неогена — песчаными по составу полевоцветами, а верхи плиоцена — серыми конгломератами с прослоями палево-серых алевролитов.

## а. Краткий обзор основных методов

Большинство исследователей опиралось на выделение литологических комплексов пород, обособлявшихся на основании общей неоднородности разрезов, т. е. усредненных значений окраски, состава и строения толщ. Это — наиболее наглядный и простой метод, который можно назвать *обобщенно-литологическим*. Он и до сих пор остается ведущим при расчленении разрезов платформенных областей и небольших межгорных впадин. С его помощью создана большая часть сводных и частных региональных стратиграфических схем. Однако уже в 30-х годах В. И. Попов [130] показал, что используемые при этом признаки являются неустойчивыми. На коротких расстояниях по простирацию сменяются литологические типы пород, их мощность и окраска. Выдержанные маркирующие горизонты отсутствуют, угловые несогласия локальны. Было показано также, что изменения разреза по простирацию от центра депрессий к периферии в какой-то мере отвечают изменениям снизу вверх по разрезу. Это породило представление о возрастном «скольжении» толщ<sup>1</sup>.

В первой половине 40-х годов Н. Б. Вассоевич [25] при расчленении южноферганских моласс применил *псефитовый метод* — расчленение конгломератовых толщ на основе изучения неравномерного распределения гальки различного состава. В. И. Попов более целесообразным считает фиксировать не состав, а возраст материнских пород гальки. Псефитовый метод оказался весьма сложным и трудоемким: сказывается неравномерность глубины эрозийного среза и неоднородность геологического строения области денудации. Данное обстоятельство обусловило большую пестроту в деталях и одновременно значительное постоянство общего состава обломочного материала, поступающего с разных участков горного обрамления депрессии, т. е. существование ряда псефито-петрографических и минералогических провинций [39]. В силу тех же причин преимуществ не получили минералогический метод и метод спектрального анализа.

С конца 30-х годов В. И. Попов [130, 132] пропагандирует *ритмостратиграфический метод*, предполагающий, что любые изменения в строении и составе осадков по разрезу обуславливаются проявлением тектонических ритмов разного порядка. Крупные и длительные ритмы проявляются на более широких территориях и даже на всей поверхности Земли, а более мелкие — на меньших. Крупные ритмы вызывают качественные изменения, мелкие — количественные. Для синхронизации осадков должны использоваться более крупные ритмы осадкообразования, фиксирующие региональные переломные моменты геологического процесса [131].

В основу анализа ритмичности положено следующее рассуждение. В. И. Попов [130] считает, что при возрастном скольжении

---

<sup>1</sup> О возрастном «скольжении» конгломератовых толщ ранее писали В. Н. Вебер и Н. П. Васильковский.

толщ по разрезу вследствие неравномерности тектонического процесса граница смежных толщ будет «зубчатой». В разных своих частях она будет разновозрастной, а за стратиграфическую (изохронную) принимается «осевая плоскость симметрии ритма (клина)» (с. 75). Уже в данном элементарном примере В. И. Попов предполагает существование симметрично построенных циклообразных ритмов<sup>1</sup>, и, считая это правилом, пытается доказать симметричность и более крупных ритмов. По его мнению, мегаритм кайнозойских моласс Ферганы характеризуется тем, что и в его основании, и в кровле преобладают крупнообломочные осадки, разделенные толщей мелкообломочных моласс [131]. Однако вряд ли можно ставить в один ряд с мощными конгломератовыми толщами верхних горизонтов моласс отдельные, встречающиеся лишь в некоторых преимущественно прибортовых разрезах, линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов в их нижних глинистых горизонтах. Цикличностью, как известно, можно считать повторяемость в разрезе однотипных наборов слоев или пачек пород, т. е. она должна отражать повторение одинаковых направленных изменений условий осадконакопления. Предполагаемая же В. И. Поповым симметрия ритмов противоречит поступательному характеру (направленности) и необратимости процесса геологического развития. Сознавая это, В. И. Попов при рассмотрении более крупных стратиграфических единиц вынужден отказаться от циклообразных ритмов.

1561  
1951  
Следствием различных подходов к выделению разномасштабных стратиграфических подразделений явилось отсутствие единого критерия для контроля их корреляции [38, 109]. В. И. Попов [131 и др.] считает, что наиболее достоверным методом увязки ритмов является непосредственное прослеживание их границ из разреза в разрез с нанесением результатов на крупномасштабную основу, которое сопровождается детальным изучением фациальных соотношений. Предлагается, следовательно, один из вариантов крупномасштабного геологического картирования. Предложенная методика, как правильно отмечали Н. П. Васильковский и Н. П. Туаев, очень трудоемка, а главное требует повсеместной обнаженности. Но поскольку даже в «скользящих» по разрезу толщах отдельные слои являются стратифицированными, то при повсеместной обнаженности (или дешифрируемости) применение метода локальных маркирующих горизонтов позволило бы добиться корреляции разрезов с любой степенью детальности. Главной же задачей является именно корреляция разрезов разобщенных впадин.

На протяжении ряда лет для прослеживания ритмостратиграфических подразделений в качестве дополнительных используются петрографический, минералогический, палинологический, фотометрический, палеомагнитный и даже каротажный и сейсмический

<sup>1</sup> «Мы не проводим грани между ритмичностью и цикличностью седиментации, полагая, что оба термина обозначают одно и то же явление...» [132, с. 141].

методы. Однако ни один из них, ни все они вместе не обеспечивают корреляции осадков различных фациальных зон, примыкающих к самостоятельным питающим провинциям [39].

Весьма характерно, что сторонники ритмостратиграфического<sup>1</sup> метода постепенно все больше опираются на некоторые критерии обобщенно-литологического метода. В частности, главным выдержанным на больших площадях литологическим признаком они считают окраску толщ, которая признается зависящей от климатических изменений [132, 133, 9, 39]. Однако окраска рассматривается с тех же позиций, что и при обобщенно-литологическом методе. Кроме того, В. И. Попов [133] не учитывает климатических различий при сопоставлении даже таких далеко отстоящих друг от друга территорий, как Тянь-Шань и Гималаи. Это приводит к значительному завышению возраста ряда тяньшанских свит.

### ***б. Выбор рационального критерия корреляции***

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что обоснованная корреляция немых континентальных отложений должна опираться на комплексный анализ их литологии. Однако из-за разнообразия условий осадконакопления не все литологические характеристики проявляются одинаково ярко. Поэтому в каждом комплексе одни критерии, а соответственно и методы являются ведущими, а другие вспомогательными.

Из всей суммы факторов, влиявших на ход осадкообразовательного процесса, особенно интересны те, которые однозначно проявились на всей исследуемой территории и представляли собой направленные и необратимые процессы. Они могут отражаться в направленных же изменениях определенных черт литологического облика моласс снизу вверх по разрезу. Таких факторов два: тектонический и климатический процессы. Оба они характеризуются периодичностью, т. е. служат базой для применения ритмостратиграфического анализа. Каждый из них является результатом взаимодействия космических процессов с процессами саморазвития нашей планеты, а потому можно предполагать близкое совпадение рубежей их основных этапов.

Существование определенной зависимости между периодичностью тектонических и климатических изменений и периодичностью некоторых космических явлений поддерживается многими исследователями. Так, например, отмечается совпадение периодичности изменений климата с изменениями солнечной радиации и периодичностью других астрономических явлений (изменениями галактического положения Земли в течение галактического года, наклона оси ее вращения и скорости вращения).

Б. Л. Личковым, Г. Ф. Лунгерсгаузенем и другими исследователями указывается и на совпадение длительности галактических

---

<sup>1</sup> С конца 40-х годов этот метод именуется биоритмостратиграфическим.

обращений солнечной системы и крупнейших этапов развития структуры земной коры [93, 56 и др.]. По-видимому, следует присоединиться к представлению В. Е. Хаина [166] о существовании определенной связи между эндогенно-тектонической и астрономической цикличностью.

Многократно отмечалось совпадение периодичности климатических и разнообразных тектонических явлений [93, 142]. Существование такого совпадения признают и те исследователи, которые отрицают обусловленность или косвенную зависимость климатических и тектонических изменений от космических факторов [17].

На среднеазиатском материале связь тектонического и климатического процессов подтверждается тем обстоятельством, что основным рубежам крупных вещественно-литологических комплексов мезо-кайнозоя отвечают региональные перерывы и несогласия, а также смена окраски терригенных пород и комплексов флоры, свидетельствующие о смене климатических обстановок [84, 144]. Например, для мезо-кайнозоя Западного Тянь-Шаня в самых общих чертах намечается такая последовательность толщ: 1) континентальные угленосные сероцветы триаса и юры; 2) нижнемеловые континентально-морские красноцветы; 3) мел-палеогеновые морские хемогенные, органогенные и преимущественно зеленоцветные терригенные отложения; 4) внизу красноцветные, а выше — палево- и сероцветные олигоцен-четвертичные молассы.

Следует отметить, что тектонический и климатический факторы отражаются и в различных изменениях облика толщ. Поэтому возникает необходимость в установлении этих самостоятельных для каждого фактора частных литологических изменений, которые могут быть положены в основу стратификации. Таким образом, с методической стороны обобщенно-литологический подход для сложнофациальных толщ должен контролироваться подходом *частно-литологическим* [108]. Безусловно, в каждом конкретном случае необходим выбор наиболее удачного из частно-литологических методов.

Тектонический процесс обуславливает прогрессирующий рост периферических поднятий и прогибание депрессий. Он сказывается на механическом составе толщ и отражается в их последовательном погрубении снизу вверх, что наблюдается в каждом разрезе. Однако отмеченное выше «возрастное скольжение толщ» не позволяет в данном случае целиком опереться на проявление тектонического фактора. Многие попытки расчленения моласс, выполняющих крупные впадины, потерпели неудачу именно потому, что обобщенно-литологический метод применим лишь для более однородных или более мелких объектов, например для небольших по размеру впадин.

Климатический процесс отражается прежде всего в изменениях физико-химической и ландшафтной обстановки осадконакопления. Благодаря усилиям почвоведов, геохимиков и литологов накоплен значительный материал по соотношению ландшафтно-климатических обстановок почвообразования, формирования кор

выветривания и осадконакопления. В настоящее время почвообразование рассматривается как составная часть элювиального процесса, обуславливающего формирование коры выветривания [155, 174].

Широко развито представление, что субаквальные и субаэральные континентальные тонкозернистые осадки, формирующиеся одновременно и в комплексе с корой выветривания, имеют тождественный с нею минеральный состав и окраску. Следовательно, они являются такими же, как и кора, надежными показателями палеоландшафтных обстановок. Более того, продукты коры выветривания, в частности глинистые минералы, при переносе и осаждении не изменяются или изменяются очень мало. Экспериментально показано, что образцы почв, перенесенные в иную ландшафтно-климатическую обстановку, быстро меняют свою окраску. Поэтому осадки, образующиеся при размыве кор выветривания в одной с ними ландшафтно-климатической зоне, обладают чертами, которые отражают ландшафтно-климатические условия областей сноса [159, 156, 135, 174, 145 и др.].

В качестве наиболее ярких примеров соответствия кор выветривания и осадков для позднего кайнозоя Казахстана и смежных районов В. Н. Разумова [135] указывает пестроцветный монтмориллонитовый элювий и пестроцветные каолинит-монтмориллонитовые глины верхнего олигоцена Тенизской впадины; красный элювий и красные плиоценовые глины Алтая; каолиновую кору выветривания и пестроцветные красные и белые бокситоносные отложения палеоцен-эоцена Казахского щита и Енисейского кряжа. Все эти примеры свидетельствуют о том, что тип выветривания сказывается и на характере континентальных водоемов, в связи с чем диагенез субаквальных осадков приобретает сходные черты с процессами, идущими в субаэральных условиях под влиянием выветривания. Можно лишь добавить, что подобная связь в ряде случаев распространяется и на мелководные морские фауны. Так, в Западном Тянь-Шане континентальные олигоценовые краснокоричневые массивы и болджуанской свит фаунально замещаются также краснокоричневыми осадками сумсарских слоев с нормальноморской фауной. Меняется лишь оттенок: у континентальных пород он кирпичный, а у морских — малиновый.

Как известно, климатически обусловленные характеристики проявляются ярче с уменьшением грубости кластических пород. Максимальную палеоклиматическую информацию несут тонкозернистые породы за счет большего содержания соединений и частиц, генетически связанных с почвами и корами выветривания. В этих породах ландшафтно-климатические изменения условий осадконакопления сказываются главным образом на их окраске и составе. В грубых осадках общая окраска породы складывается из цвета обломков (унаследованная окраска, по В. И. Данчеву [46]) и климатически обусловленной окраски тонкозернистого материала [159]. Это отчетливо видно на примере нижних горизонтов моласс Южной Ферганы. Здесь окрашенные в интенсивные крас-

ные тона глинистые осадки местами содержат прослой бурых и палево-бурых песчаников и буровато-серых конгломератов с преимущественно известняковой галькой. Песчаный, заполняющий материал конгломератов имеет тот же цвет, что и прослой песчаников, а окраска глинистой части цемента совпадает с окраской тонкозернистых пород разреза. Опираясь на обобщенно-литологический метод, В. И. Попов [130] объясняет данное явление «фациальным замещением кирпичной свиты (массагетского яруса) светло-бурыми слоями тогапской свиты» (с. 21—22). Правильнее отражена суть цветовых изменений в массагетских отложениях В. Г. Клейнбергом [65]: «интенсивность окраски убывает с увеличением размеров частиц породы. Песчаники почти всегда окрашены бледнее, чем глины, а конгломераты еще бледнее» (с. 154—155).

Из сказанного вытекает, что в то время как общая окраска того или иного горизонта по простиранию может значительно изменяться параллельно с изменением литологического состава, цветовая характеристика глинистой компоненты остается более однородной. Данное обстоятельство является ключевым для расчленения и корреляции континентальных толщ.

В отдельных случаях, особенно в древних толщах, необходимо удостовериться в первичности окраски слагающих их пород. В. И. Данчев [46] рекомендует для этого следующий критерий: «Если окраска породы достаточно хорошо выдерживается по простиранию данного пласта и четко согласуется со слоистостью, то это в большинстве случаев является доказательством первичности окраски. Если же окраска имеет пятнистый характер, изменяется возле трещин, каверн и пустот, не согласуется со слоистостью, а пересекает слои разного петрографического состава, то в этом случае есть полное основание предполагать ее вторичное происхождение» (с. 54). В новейших отложениях Казахстана и Средней Азии в основном развита окраска первого типа. Окраска второго типа встречается крайне редко и приурочена к редким слоям, содержащим органические остатки и т. п.

Ряд исследователей обращает внимание на специфику фациальных комплексов пород, сформировавшихся в различных ландшафтно-климатических обстановках. Эта специфика определяется как преобладанием определенных генетических типов осадков, так и присутствием особых пород-индикаторов. Последние, однако, позволяют различить лишь отложения аридных и гумидных зон. Так, на гумидных равнинах накапливаются преимущественно олигомиктовые кластические породы, гидрослюдистые и каолинитовые глины, преобладают делювиальные, аллювиальные и озерные осадки. Породами-индикаторами служат угли, железные и марганцевые руды, бокситы и др. Для аридных равнин характерны полимиктовый состав кластических пород, красноцветные, палевые и серые преимущественно гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины, слабое развитие делювия и широкое распространение пролювия, а также иной тип аллювиальных и озерных

отложений. Породами-индикаторами служат соли, ангидриты, доломиты, гипсы, а также золотые пески и лёссы. Осадки межгорных впадин характеризуются повышением роли пролювия и большей грубостью аллювия [155, 156, 107, 141].

В. И. Попов выделяет также переходные от аридных к гумидным переменновлажные, или сезонно-засушливые (антиномичные), климатические обстановки. Комплексы осадков, формирующихся в таких обстановках, характеризуются светлой палеоцветной, зеленой и красной окраской, уменьшением карбонатности, окремнением пород, выделением железорудных и марганцевых минералов и иногда угленосностью.

По Н. М. Страхову [156] и В. И. Попову [132], красноцветные отложения могут использоваться в качестве показателей аридного климата лишь в том случае, если они карбонатны. Именно такие красноцветы слагают основание среднеазиатских моласс. Характерно, что в настоящее время формирование красноцветов происходит на побережье Средиземного моря [176], а палеогеновая субтропическая растительность Средней Азии напоминает средиземноморскую [84].

Климатически обусловленные изменения состава хемогенной компоненты разрезов К. М. Федотьев также предлагает использовать для корреляции толщ. Однако и эта компонента испытывает фациальные изменения [181].

Минеральный состав глин обычно сложен. В разных фациальных обстановках могут преобладать либо минералы, отвечающие материнским породам, либо сингенетические (аутигенные), указывающие на ландшафтно-климатическую обстановку, либо вторичные, возникшие при метаморфизме. Массового материала по детальному анализу глинистых ассоциаций, достаточного для корреляции региональных разрезов, еще нет. Поэтому на современном этапе исследований наиболее доступным непосредственному наблюдению и достаточно выдержанным литологическим фактором является окраска глинистой компоненты разрезов. Очевидно, она и должна служить главным корреляционным критерием при сопоставлении разобобщенных разрезов. Конечно, такая корреляция должна затем контролироваться всем комплексом палеогеографических, палеотектонических (диастрофических) и палеонтологических данных.

### ***в. Классификация литологических признаков ландшафтно-климатических обстановок***

Палеогеографический контроль корреляции заключается в выяснении возможности существования реконструированного размещения ландшафтно-климатических зон, восстановленных с помощью литологических и палеонтологических материалов. Скудость последних определяет главенствующую роль литологического анализа. Из предыдущего раздела ясно, что максимальную информацию о палеоландшафтах несут глинистые и хемо-

генные породы, которые накапливаются преимущественно в условиях достаточно крупных водоемов. Более объективны поэтому построения, опирающиеся на комплексный анализ осадков обширных равнин. Такие осадки претерпевают существенные преобразования в процессе длительного переноса и многократного перетложения. Поэтому их особенности позволяют охарактеризовать лишь самые общие, интегрированные для длительных промежутков времени, черты крупных ландшафтно-климатических зон. Однако подобные палеореконструкции и представляют интерес, поскольку они позволяют наметить главные закономерности.

Окраска глин зависит от их минерального состава, характера и количества некоторых других компонентов, в первую очередь окисных соединений железа. Так, разнообразные красноцветные тона определяются содержанием гидроокисных соединений железа. Красящим пигментом обычно служат тонкораспыленные гематит и лимонит. Гематит обуславливает яркие красноватые тона, а лимонит — красновато-желтоватые и желтовато-охристые. Различное сочетание этих минералов дает большое разнообразие красных, малиновых, кирпичных, бурых и палевых цветов. В зависимости от характера осадконакопления гидроокислы железа могут образовывать коллоидальные сгустки, обломочные зерна или входить в состав гидрослюд. Иногда они образуют корочки на алевритовых и песчаных зернах<sup>1</sup>.

Красноцветные глины образуются преимущественно за счет железосодержащих гидрослюд в условиях жаркого и сезонно-влажного климата, при котором сплошных лесных массивов обычно не развивается. Сероцветные и белесые окраски свойственны гидрослюдисто-каолининовым глинам, образующимся обычно в лесных зонах гумидного климата, а зеленые — монтмориллоновым глинам, накапливавшимся главным образом в солоновато- и жестководных озерах аридного климата [58, 88, 105, 128, 170]. Бурые и красновато-бурые окраски характерны для пород, формировавшихся в условиях теплого климата, но без сильного периодического увлажнения, а палевые — не только при недостатке влаги, но, по-видимому, и при менее высоком общем температурном фоне.

Во влажных тропиках преобладают темные серо- и пестроцветные окраски, так как там окислы железа переходят в бикарбонаты и сульфаты. В условиях холодного климата окраска осадков определяется цветом денудлируемых пород [159, 107, 46].

При типизации ландшафтно-обусловленных литологических изменений олигоцена и неогена на описываемой территории нет надобности касаться ландшафтов тундр и влажных тропических лесов, которые здесь заведомо отсутствовали. Для рассматриваемого ландшафтно-климатического интервала современные типы растительности равнин позволяют проследить следующие зоны:

<sup>1</sup> Количественные оценки содержания гидроокислов железа и окрасок на примере моласс Придарвазья приведены в работе В. А. Бабадаглы [9].

Соотношение ксерофильных ландшафтов, почв и кор выветривания тропического, субтропического и умеренного климатических поясов, по М. А. Глазовой (1964) с дополнениями

Типы ландшафтов	Подтипы ландшафтов	Типы почв	Типы кор выветривания	Интенсивность элювиального выветривания
Ксерофильные тропические леса и кустарники	Сухие леса	Красно-коричневые	Феррито-аллитная	Высокая
	Сухие кустарники	Красновато-коричневые	Сидерито-карбонатная	
Тропические саванны	Высокотравные саванны	Красные	Аллитная	Очень высокая
	Обычные саванны	Красновато-бурые	Феррито-аллитная	
Леса и кустарники субтропиков	Влажные леса	Красноземы	Сиаллито-аллитная	Высокая
	Жестколистные леса	Коричневые	Сиаллито-карбонатная оглиненная	
	Жестколистные кустарники	Серо-коричневые	Сиаллито-карбонатная	
Пустыни	Саксауловые леса	Примитивные такыровидные	Хлоридно-сульфатная	Высокая
	Водорослево-кустарниковые такыры	Такырные, буроватые или красновато-бурые		
	Соляно-кустарниковая пустыня	Серо-бурые и примитивно пустынные		
Пустыни	Пустынные	Сероземы	Карбонатно-сульфатная	Высокая
Степи	Сухие степи	Каштановые и бурые	Сиаллито-карбонатно-сульфатная	Средняя
	Сухие кустарниковые степи	Каштановые		
	Прерии	Красновато-черные и черноземы	Сиаллито-аллитная и сиаллито-оглиненная	Высокая и средняя
	Остепленные луга	Мерзлотно-черноземовидные	Сиаллито-карбонатная	
Смешанные леса умеренного пояса	Лесные луга	Дерново-подзолистые	Сиаллитная	Ниже средней
	Верещатники	Подзолистые		
	Широко- и мелколиственные леса	Серые лесные	Сиаллито-карбонатная	Средняя
	Широколиственные леса	Бурые лесные	Сиаллито-оглиненная	
Хвойные леса умеренного пояса	Темно-хвойная тайга	Подзолистые	Сиаллитная	Ниже средней
	Светло-хвойная тайга	Мерзлотно-дерново-палевые		

1) саванны, лесостепи и ксерофильные леса тропиков; 2) субтропические влажные и жестколистные леса и кустарники; 3) преимущественно субтропические пустыни; 4) степи тропико-субтропического и умеренного поясов; 5) леса умеренных широт. В соответствии с особенностями строения рельефа в ряде зон присутствуют ландшафты лугов и болот.

Не все перечисленные зоны возникли одновременно. В частности, новейшими (неогеновыми) новообразованиями являются зоны степей и пустынь, связанные с процессами прогрессирующей аридизации («усыхания») центральных частей Евразийского континента. Указанные зоны сформировались за счет разных частей тропического, субтропического и умеренного климатических поясов.

Перечисленным выше ландшафтно-климатическим областям (зонам) свойственны своеобразные типы почв. Общепринятыми считаются следующие соотношения. Для влажных тропических и субтропических областей характерны красноцветные, для саванных — красно-бурые почвы, для пустынных и степных — каштановые, бурые, сероземные, черноземные и преимущественно буроземные такырные и солончаковые почвы, для лесов умеренного пояса — дерново-подзолистые (зона хвойных лесов) почвы, а для заболоченных участков — зеленоватые мокролуговые и синевато-серые типично болотные почвы с верхним торфяным и нижним зеленоватоголубым глеевым горизонтом [141 и др.].

Гораздо более детальную почвенно-ландшафтную классификацию, учитывающую климатически обусловленные интенсивность и тип аллювиального процесса, а также характер растительного покрова, дает М. А. Глазовская [35]. Предложенные ею соотношения типов почв и кор выветривания в пределах главных типов ландшафтов отражены в табл. 1. Принципиально сходные, но менее детальные схемы аналогичных соотношений приводятся в работах А. И. Перельмана [128], М. П. Петрова [129], В. В. Добровольского [49] и других исследователей. Интересная таблица, отражающая состав коллоидных минералов коры выветривания и почв в различных климатических условиях, составленная по материалам И. И. Гинзбурга, И. И. Рукавишниковой и И. Д. Седлецкого, дана в работе В. И. Попова, С. Д. Макаровой и др. [141].

В палеореконструкциях, осуществленных для олигоцен-неогеновых отложений казахстанских равнин В. В. Лавровым, К. В. Никифоровой и В. Н. Разумовой, а также в мелкомасштабных общеконтинентальных реконструкциях В. М. Синицина намечены лишь самые общие соотношения между литогенетическими формациями (комплексами) и ландшафтной обстановкой.

Следует отметить, что перечисленные выше подразделения более дробные, чем формации в обычном понимании. Кроме того, они часто являются общими для тектонически разнородных областей. Правильнее поэтому называть их литогенетическими комплексами.

Для палеогеографического контроля предлагаемой стратиграфической схемы безусловно необходима более детальная схема литогенетических комплексов.

#### 4. ОСОБЕННОСТИ РАСЧЛЕНЕНИЯ ТЕРРАСОВОГО И ПОКРОВНОГО ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА ПРИМЕРЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения характеризуются однообразием окраски и состава разновозрастных осадков. Соответственно для их расчленения не эффективен тот частный корреляционный метод, который успешно применяется для олигоцен-неогеновых толщ. Особенно сложна корреляция четвертичных отложений в горных областях. Поэтому именно в них анализировались различные методы. И в этом случае большая часть этих методов опробовалась в Ферганской депрессии.

##### *а. Краткий обзор основных методов*

Большинство методов расчленения террасового комплекса было предложено в конце 20-х — начале 30-х годов.

В. Н. Вебер [26], анализируя миграцию «сухих дельт» — обширных пролювиальных конусов выноса вследствие разрастания горных сооружений, выделил в Южной Фергане четыре разновозрастных комплекса осадков. Поскольку при таком подходе анализировался только один генетический тип осадков, с его помощью не могла быть создана стратиграфическая схема крупного региона. Кроме того, схема, предложенная В. Н. Вебером, не учитывала унаследованности дифференциальных тектонических движений, обусловившей длительное осадконакопление в пределах локальных впадин. В действительности, транзитные реки формировали одновременно ряд приустевых конусов, каждый из которых испытывал миграцию внутри соответствующей впадины (рис. 4).

Н. П. Васильковский [21] в качестве стратиграфического критерия использовал неодинаковую степень дислоцированности разновозрастных осадков. В четвертичной истории Ферганы он выделил четыре фазы денудации и соответственно четыре тектонических цикла. Применение указанной методики на широких территориях затруднено различной дислоцированностью разновозрастных отложений.

Наиболее перспективной для расчленения четвертичных отложений оказалась методика, опирающаяся на возрастную классификацию речных террас. Методические основы такого расчленения применительно к среднеазиатским условиям были разработаны Ф. Ф. Мужчинкиным [106], Ю. А. Скворцовым [146, 147] и С. С. Шульцем [179]. Ф. Ф. Мужчинкин предложил прослеживание «региональных террас». С. С. Шульц и Ю. А. Скворцов разработали представление о циклах эрозии и «цикловых» террасах.

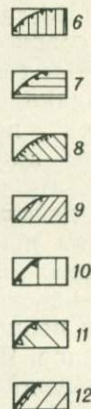
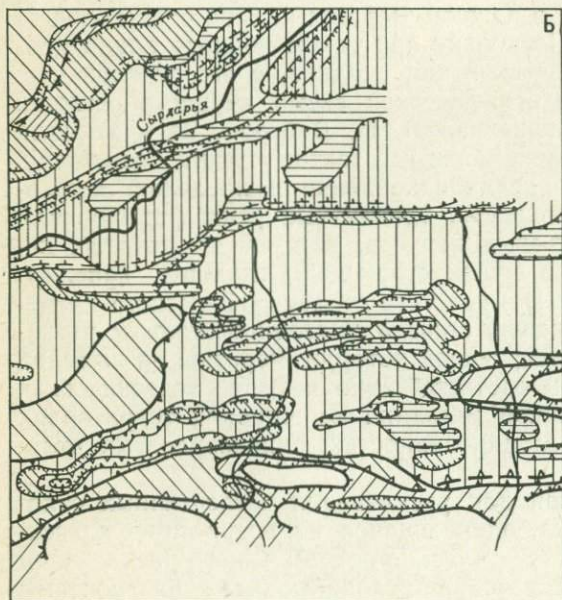
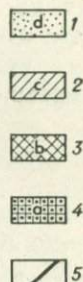
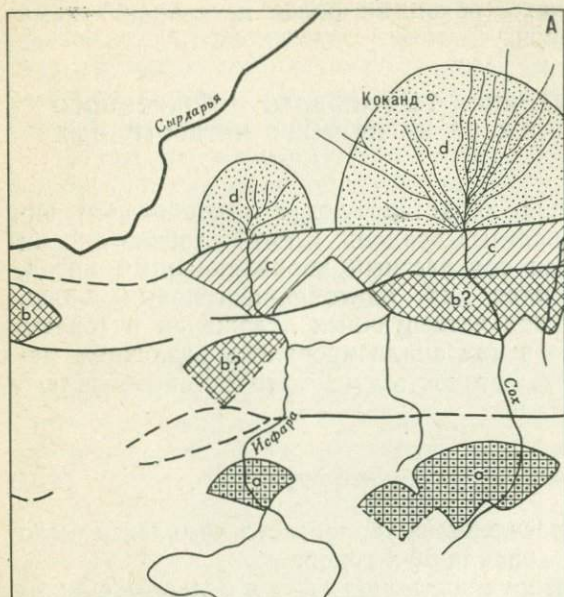


Рис. 4. Распределение разновозрастных областей осадконакопления в Южной Фергане

А — схема распределения «живых» (1) и «мертвых» (2—4) галечниковых сухих дельт, по В. Н. Веберу [26]; 5 — разломы. Б — схема перераспределения зон бассейнового осадконакопления в эпохи: 6 — сырдарьинскую, 7 — голодностепскую, 8 — ташкентскую, 9 — нанайскую (кошкурганскую), 10 — коктюрлюкскую (вилафраанкскую), 11 — аскарайскую (корлукскую), 12 — массагетскую (усунскую)

Таким образом, при корреляции региональных (цикловых) террас, разновозрастных конусов выноса или степени дислоцированности осадков среднеазиатские геологи опирались на проявление ритмичности тектонических движений.

Разновозрастные конусы выноса в предгорьях вложены друг в друга, наподобие равнинных террас, а в устьях долин фациально замещаются аллювием террас. Соответственно они принадлежат тем же террасовым уровням и расчленяются вместе с террасами. С другой стороны, аллювий горных долин замещается частично делювием, пролювием боковых саев, склоновыми отложениями или полностью другими генетическими типами отложений (моренами). На активно воздымающихся структурах аккумулятивные террасы сменяются эрозионными. Возрастное расчленение всех этих образований определяется общим критерием — принадлежностью к определенному террасовому уровню (эрозионно-аккумулятивному циклу). Главным корреляционным методом является геоморфологический. На этом основании С. А. Несмеянов [114] объединил все образования, связанные со ступенчато-склоновыми долинами и ярусным рельефом в *террасовый генетический комплекс*, противопоставив его бассейновому генетическому комплексу.

Как уже было сказано выше, на поверхности закончивших свое формирование террасовых уровней начинается накопление отложений, которые предлагается объединить в *покровный генетический комплекс*. Если расчленение террасового комплекса опирается на методы, отражающие главным образом проявления тектонического фактора, то расчленение покровного комплекса базируется на еще недостаточно разработанных методах, фиксирующих проявление фактора климатического.

Общность тектоно-климатических этапов позволяет с единых позиций производить расчленение разнофациальных образований в областях прогибания и поднятия, используя частные корреляционные критерии.

### **б. Особенности строения региональных стратиграфических схем**

Строение четвертичных отложений существенно различно в областях прогибания и поднятия. Это различие сказывается как в составе и мощности осадков, так и в характере размещения разновозрастных стратиграфических комплексов осадков. Поэтому каждая местная стратиграфическая схема, отвечающая бассейну осадконакопления (впадине) вместе с его областью питания или сноса (горным обрамлением), в свою очередь является схемой корреляции частных стратиграфических схем, которые отражают строение разреза отдельных структурно-фациальных зон. Если к этому добавить, что как крупные впадины (депрессии), так и горные сооружения обычно состоят из ряда частных впадин и поднятий, а часть впадин приподнята и расчленена эрозией, то станет

ясно, насколько сложна разработка региональных стратиграфических схем.

Строение впадин существенно зависит от расположения в них главных рек. Это сказывается в первую очередь на фациальном составе осадков. Наличие крупной продольной водной артерии обуславливает широкое развитие аллювиальных толщ в наиболее прогнутых частях впадины, в рельефе которой большое значение приобретают речные террасы. Между преимущественно песчаными русловыми осадками с щебенисто-галечными конусами сухих дельт, занимающих периферические части такой впадины, нередко расположены участки или полосы развития лёссовидных пород. Последние накапливаются в непостоянных мелководных озерах, после высыхания которых образуются типичные такыры. Эти осадки вместе с конусами сухих дельт относятся к пролювию [174, 114]. Доголоценовые речные песчаные отложения нередко подвергаются интенсивному перевеванию с образованием барханов [114].

Таким образом, во впадинах с осевой (продольной) водной артерией доминируют аллювиальные и пролювиальные отложения. Во впадинах, пересекаемых глубоко врезаемыми поперечными долинами, речные террасы узки, а аллювиальные отложения мало мощны. Если же поперечные водотоки не врезаются, то при входе во впадину их террасы веерообразно разворачиваются, превращаясь в систему вложенных друг в друга конусов выноса. Таким образом, впадины, пересекаемые поперечными водотоками, практически полностью выполнены пролювиальными отложениями. В наиболее прогнутых частях подобных впадин формируются лёссовидные породы, а иногда накапливаются и типичные озерно-болотные осадки бассейнового генетического комплекса.

Бассейновый комплекс преобладает во впадинах, занятых озерным водоемом. Следует отметить, что конусы выноса обычно располагаются на границе формирования бассейнового и террасового комплексов. Участки вложения разновозрастных конусов относятся к террасовому комплексу, а их наложения — к бассейновому.

Локальные впадины часто асимметричны, т. е. их крылья имеют разный наклон, а ось смещена к более крутому крылу. Это сказывается не только в преобладающей ориентировке наклонов поверхности впадин, но и в асимметричном распределении основных фациальных и литологических комплексов пород. У впадин, пересекаемых поперечными речными долинами, ось обычно смещена в сторону впадины с осевой водной артерией. Наклоненный в эту сторону пролювиальный шлейф гипертрофирован и его периферические части нередко «упираются» в смежную гряду поднятий. Встречный же шлейф гораздо уже, а местами отсутствует совсем.

Локальные поднятия, расположенные в пределах крупных впадин, различны по возрасту и строению. Наиболее молодые из них частично или целиком сложены дислоцированными четвертичными толщами, относящимися, как и во впадинах, к бассейновому

комплексу. В плиоценовых и более древних поднятиях, а также в горных сооружениях четвертичные осадки слагают аккумулятивные чехлы террас и целиком принадлежат террасовому комплексу.

Осадки террасового комплекса генетически пестрее и маломощнее, чем бассейновые накопления.

Поскольку в процессе общего воздымания горной страны периферические части впадин постепенно вытягиваются в поднятие, граница между бассейновым и террасовым генетическими комплексами смещается вверх по стратиграфической шкале при движении к центру впадин. Однако процесс этот неравномерен. Резкое увеличение интенсивности тектонических движений и преобладание поднятий в антропогене привело к значительному увеличению контрастности рельефа и распространению плейстоценовой эрозии на большую часть не только межгорных и предгорных впадин, но и равнинных областей. В результате геоморфологический анализ террасового комплекса становится ведущим методом корреляции континентальных четвертичных отложений.

### ***в. Представления о межрегиональной корреляции террасового комплекса***

Корреляция террасового комплекса осложняется неодинаковым пониманием механизма его формирования. Особенно обостряются разногласия при межрегиональной корреляции, когда ряд бассейнов осадконакопления связан сквозной водной артерией и обладает, следовательно, общим конечным базисом эрозии.

Эрозионно-аккумулятивные циклы формирования речных долин, особенно в горных областях, обусловлены главным образом непостоянством интенсивности тектонических движений. К такому выводу пришло большинство среднеазиатских геологов, занимавшихся изучением эрозионных процессов и корреляцией четвертичных отложений [179, 23, 149, 79, 114].

Ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и формировании террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами [97]. К аналогичному выводу приводит и рассмотрение элементов формулы живой силы потока  $\left(\frac{mv^2}{2}\right)$ , на которую

обычно опираются при анализе теории эрозионного процесса [182]. В этой формуле климатическому фактору обязана величина стока или массы воды ( $m$ ), а тектоническому — ее скорость ( $v$ ). В условиях Средней Азии, когда величина паводкового стока часто на порядок больше меженного, климатически обусловленное повышение водообильности не может иметь решающего значения. Тем более, что на изменение водообильности влияют два взаимно компенсирующих друг друга процесса: в теплые (межледниковые) эпохи увеличивается таяние ледников, а холодные (ледниковые) эпохи характеризуются увеличением общей увлажненности [177, 178].

Согласно формуле Шези ( $v = C\sqrt{Ri}$ ), скорость течения при стабильном сечении водотока непосредственно зависит от уклона реки ( $i$ ). Последний и является отражением тектонических движений. При этом даже небольшие изменения уклона существенно изменяют живую силу потока, так как влияют на нее через квадрат скорости. В четвертичном периоде периодические изменения уклонов были значительными. Достаточно сказать, что на этот период приходится почти половина многокилометровых воздыманий, обусловивших формирование горных сооружений Средней Азии [112, 114]. Важным дополнительным фактором, как будет показано ниже, является значительная дифференцированность тектонических движений, создающая многочисленные перегибы русла.

Выше было показано, что расчленение террасового и бассейнового генетических комплексов четвертичных отложений опирается на единый принцип — обособление седиментационных ритмов, отвечающих ритмам тектоно-климатическим. Соблюдение этого принципа позволяет коррелировать возрастные подразделения указанных комплексов.

В сложных и разнообразных по своему строению горных долинах обособление возрастных (стратиграфических) комплексов осложняется многократным расщеплением террас, а также частичным вложением молодых террас в более древние. Все это обуславливает большие различия в числе и относительных высотах террасовых уровней над руслом реки. Корреляция осложняется локальным размывом отдельных уровней или их аккумулятивного чехла. Кроме того, наблюдаются значительные перепады высот террас на границах блоков, разделенных молодыми разломами. Случается, что по разные стороны от такого разлома близкое высотное положение занимают разновозрастные террасы. Например, в долине р. Сох на границе Канского и Кшутского блоков раннеголландостепская терраса последнего опущена почти на 100 м. В расположенном южнее Канском блоке одновозрастная терраса, у бровки которой стоят развалины крепости Кан, оказывается на одном уровне с позднеташкентской террасой Кшутского блока [114].

Учитывая сказанное, при расчленении террасовых образований на возрастные комплексы следует опираться не на относительные высоты террас над руслом, а на соотношение разновозрастных эрозионных врезов и прослеживание региональных литологических особенностей, свойственных террасовым чехлам каждого возрастного комплекса. При разделении эрозионных врезов на возрастные комплексы необходимо учитывать также известную разномасштабность геологических циклов, отвечающих главным подразделениям плейстоцена.

Сопоставление стратиграфических схем с использованием широких геоморфологических корреляций долгое время осложнялось бытовавшим у ряда среднеазиатских геологов представлением о неодновременности одной и той же региональной террасы в раз-

ных частях долины. Оно предполагало необходимость значительного промежутка времени для распространения так называемой «пятящейся», или регрессивной, эрозии каждого цикла от устья реки до ее верховьев.

Следствием данного положения являлось допущение одновременного сосуществования нескольких эрозионно-аккумулятивных циклов. Так, по мнению Ю. А. Скворцова [147, 148], в то время как долины, начавшие развиваться по более древнему циклу, еще продолжают врезаться в своих верховьях, в их днищах уже закладываются долины новых эрозионных циклов. При этом пойма верховьев реки может коррелироваться в низовьях реки с первой, второй или еще более высокой террасой.

На самом же деле, как показало картирование в пределах Таджикской и других республик Средней Азии, самый молодой и весьма кратковременный по сравнению с другими голоценовый цикл уже проник по всем крупным рекам от их устьев и до самых истоков. Достаточно сказать, что регрессивная эрозия этого цикла успела проникнуть от Аральского моря по системе Амударья — Вахш — Сурхоб — Кызылсу в Алайскую долину, т.е. на расстояние более 2 тыс. км. Следовательно, скорость «распространения» циклов в действительности во много раз превышает скорость, предполагавшуюся Ю. А. Скворцовым [149]. По мнению В. В. Лоскутова [94], присутствие аллювиальных накоплений на террасах вдоль всех крупных долин свидетельствует о повсеместном завершении глубинной эрозии и выработке профиля равновесия в конце каждого эрозионно-аккумулятивного цикла.

В горных районах, которые практически всегда представляют собой сложные дифференцированные поднятия, «пятящаяся» эрозия с началом тектонических движений какого-либо цикла начинает развиваться вверх по реке от границы каждого отдельного блока или складки. Таким образом, цикл начинает формироваться одновременно на протяжении всего отрезка реки, приходящегося на область горного сооружения [109].

Верховья большинства рек подходят к изъеденным ледниковыми цирками водораздельным гребням. Цирки опираются на эродированные поверхности древних террасовых уровней. Маловодные и слабо врезанные современные русла последовательно спускаются с одного уровня на другой. Наиболее молодые морены располагаются на разновысотных и разновозрастных уровнях. Такое же расположение характерно и для ледников, вплоть до самых крупных, например Зеравшанского (рис. 5).

Голоценовая регрессивная эрозия обычно не достигает этих частей долины. Она чаще всего заметно проявляется ниже по течению, где уже развиты самостоятельные голодностепские врезы. Последние часто оказываются переуглубленными относительно врезов сырдарьинского цикла. Это, очевидно, связано с прогрессирующим воздыманием горных сооружений и возрастающим разрывом между скоростями поднятий и эрозии.

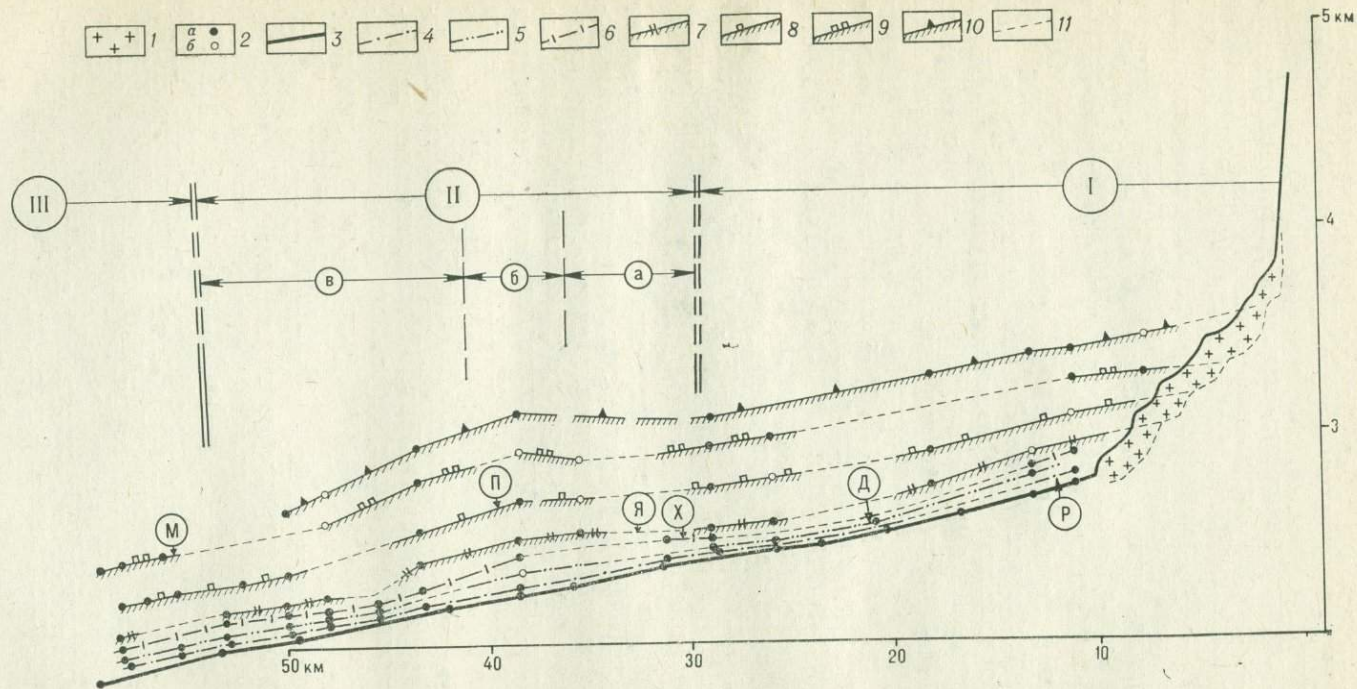


Рис. 5. Продольный геоморфологический профиль верховьев р. Зеравшан

1 — Зеравшанский ледник; 2 — отметки гипсометрического положения геоморфологических уровней; а — по геодезическим измерениям и уверенно фиксируемые на топографических картах, б — приблизительно определенные на топографических картах; 3 — русло р. Зеравшан. Аккумулятивные уровни: 4 — ходжаягонинский; 5 — туткаульский; 6 — самаркандский. Эрозийные геоморфологические уровни (цоколи террас и днища трогов): 7 — шугноуский, 8 — джаркутанский, 9 — караджалский, 10 — кошкурганский, 11 — предполагаемые корреляционные линии. Конечные морены оледенений: М — Матчинского, П — Пальдоракского, Я — Ярского, Х — Худгифского, Д — Дихаузского, Р — Россиньского. Поперечные структуры: I — Фитуракское поднятие, II — Пальдорак-Матчинская впадина (а — Пальдоракская котловина, б — Сабахская перемычка, в — Матчинская котловина), III — Оббурдонское поднятие

В связи с этим можно было бы предположить, что описанное Ю. А. Скворцовым медленное развитие эрозионных циклов имеет место в пределах равнинных пространств, где обычно не отмечается сколько-нибудь значительного проявления дифференцированных структур. Однако, как показали детальные исследования О. Ю. Пославской [134], в Приташкентском районе, именно в пределах равнинных пространств, эрозионные циклы развиваются очень быстро и в основном каждый предыдущий более древний цикл успевал закончиться до того, как начиналось развитие по следующему, более молодому циклу.

Таким образом, геоморфологический анализ террасового комплекса может обеспечить межрегиональную корреляцию четвертичных отложений.

##### 5. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ КОРРЕЛЯЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Главным препятствием для корреляции удаленных разрезов «немых» континентальных отложений является различие в литологии одновозрастных осадков и в возрасте естественных стратиграфических рубежей, т. е. возрастное «скольжение» геологических границ. Последнее свойственно всем видам естественных стратиграфических границ — литологическим, диастрофическим, биостратиграфическим (зональным), контакту осадков террасового и покровного генетических комплексов, подошве террасового комплекса в разных частях долины и др. Но разные типы границ обладают неодинаковым диапазоном такого «скольжения». Поэтому уточнение корреляции разрезов достигается с помощью контроля границ более ярко выраженных и легче картируемых, но обладающих и большим интервалом «скольжения», границами труднее прослеживаемыми, но с меньшим диапазоном подобного «скольжения».

Величина «скольжения» опорных стратиграфических рубежей определяется точностью их датировки. У биостратиграфических рубежей она обуславливается прохорезом, а часто и фациальной приуроченностью руководящих форм, у абсолютных датировок — точностью метода, а у палеомагнитных — скоростью обращения намагниченности, если нет вероятности спутать границы зон и эпизодов. Итак, если возрастное «скольжение» можно рассматривать в качестве *универсального свойства стратиграфических границ, то взаимный контроль границ, обладающих разным диапазоном такого «скольжения», является универсальным приемом (принципом), уточнения стратиграфической корреляции.* Естественно, что границы более дробных стратиграфических подразделений обладают меньшим диапазоном «скольжения». Поэтому таксономическая классификация стратиграфических подразделений смыкается с анализом цикличности геологической истории. Сказанное определяет требования, предъявляемые к межрегиональным схемам.

Рассмотрев общие тенденции стратиграфических исследований и особенности строения и расчленения различных генетических комплексов континентальных отложений, необходимо подвести некоторые итоги представлений о возможностях корреляции и построения межрегиональной стратиграфической схемы.

#### *а. О методических особенностях межрегиональной корреляции континентальных толщ*

Расчленение новейших отложений Средней Азии и Казахстана показало различия в форме проявления тектоно-климатических этапов в бассейновом, террасовом и покровном генетических комплексах. В бассейновом комплексе верхнетретичных отложений и покровном комплексе четвертичных отложений ярче выражены и легче прослеживаются различные литологические проявления климатического фактора. Соответственно выбираются подходящие частно-литологические методы корреляции. В террасовых четвертичных образованиях, напротив, отчетливее видны проявления тектонического фактора, фиксируемые геоморфологическими методами. Однако тектонически обусловленные наиболее крупные перерывы в осадконакоплении верхнетретичных отложений и угловые несогласия, как правило, совпадают с рубежами климатических этапов, а такие климатические рубежи четвертичного периода, которые проявляются, например, в пульсациях ледников и изменениях растительности, совпадают с границами тектонически обусловленных эрозионно-аккумулятивных циклов. Показательно, что для расчленения и корреляции раннеантропогенных отложений успешно применяются и дают сходные результаты как используемые для корреляции верхнетретичных толщ частно-литологические методы, так и геоморфологические методы, более эффективные при расчленении четвертичных образований. Кроме того, при детальном геоморфологическом анализе даже в центральных частях горных сооружений удастся проследить эрозионные элементы террасовых образований, отвечающих подразделениям верхнетретичных моласс [114, 79].

Таким образом, при корреляции разнофациальных отложений следует использовать не один, считающийся универсальным метод, а *частно-корреляционный подход*. Правильно подобранные частные корреляционные методы позволяют проанализировать такие черты строения отложений, которые отражают естественно обособляющиеся этапы *тектоно-климатической* (палеогеографической) *периодизации геологической истории* рассматриваемой территории. Палеогеографические реконструкции являются, следовательно, необходимым звеном стратиграфических исследований. Они дают возможность, с одной стороны, оценить своеобразие ландшафтной обстановки осадконакопления для каждого этапа, а с другой — дополнительно проконтролировать качество корреляции толщ, опирающейся на применение того или иного частного

корреляционного метода. Поэтому далее при рассмотрении конкретных сопоставлений стратиграфические построения сопровождаются палеогеографическими обзорами.

### ***б. Об особенностях межрегиональной стратиграфической схемы***

Межрегиональная стратиграфическая схема, очевидно, должна обладать специфическими чертами, отличающими ее от обычных региональных стратиграфических схем.

Первой отличительной чертой является отсутствие стратотипов, литологическая характеристика которых была бы общей для подразделений всех региональных схем. Кроме большой фациальной изменчивости и разнообразия мощностей коррелируемых толщ здесь сказывается и обширность рассматриваемой территории, разные части которой располагались в самостоятельных ландшафтно-климатических и орографических поясах и зонах. Следовательно, при корреляции необходимо уделять внимание значимости тектоно-климатических рубежей и их характеру. Важно, чтобы тенденции изменения конкретных ландшафтных обстановок осадконакопления в удаленных регионах были сходными, т. е. соответствовали бы общим палеогеографическим изменениям.

Следствием данного обстоятельства оказывается невозможность использования литологических характеристик конкретных толщ для обозначения (наименования) сводных стратиграфических подразделений. Это, очевидно, относится и к эндемичным палеонтологическим группам.

Второй отличительной чертой межрегиональной стратиграфической схемы, вытекающей из предыдущей, является необходимость использования для наименования сводных стратиграфических подразделений названий комплексов или местонахождений широко распространенных типов фауны и палеолита.

Для новейших континентальных отложений наиболее представительны млекопитающие, которые, по мнению М. Жинью [54], доставляют единственный вполне надежный материал для обособления ярусов палеогена и неогена. Они же наряду с археологическими культурами определяют датировку и большей части антропогена [157, 158].

Следует отметить, что период существования или преобладания комплексов такой фауны и палеолита часто несколько отличается от периода формирования стратиграфического подразделения. Это обстоятельство усугубляется и некоторым возрастным «скольжением» стратиграфических границ, неизбежным для толщ, которые выделяются с помощью любых естественно-литологических и геоморфологических методов.

В качестве главных стратиграфических подразделений межрегиональной стратиграфической схемы использованы вспомогательные единицы — горизонты. Они, как известно, предназначены для объединения нескольких одновозрастных разнофациальных свит,

отвечающих определенному этапу геологического развития территории [154, 101 и др.].

Все это полностью соответствует содержанию подразделений межрегиональной стратиграфической схемы Средней Азии и Казахстана. Горизонты в качестве главных подразделений этой схемы удобны еще и потому, что третичные и четвертичные комплексы пород, как известно, разномасштабны по своим мощностям и продолжительности формирования.

### ***в. О необходимости циклического анализа межрегиональной стратиграфической схемы***

Межрегиональная стратиграфическая схема, отражающая единые, но различные по продолжительности тектоно-климатические этапы развития изучаемой территории, служит базой для масштабного — циклического анализа ее геологического развития<sup>1</sup>. Появляется, следовательно, дополнительный ритмостратиграфический критерий контроля проведенной корреляции. Установление масштабных (количественных) соотношений продолжительности разновозрастных подразделений позволит четче (также количественно) оценить степень одновозрастности (величину возрастного «скольжения») естественных стратиграфических рубежей. Кроме того, определение закономерных масштабных соотношений главных геологических циклов, очевидно, поможет оценить перспективы дальнейшего расчленения выделенных горизонтов.

Однако определение количественных соотношений разномасштабных геологических циклов требует количественной же, т.е. абсолютной, геохронологической датировки выделенных этапов геологического развития. Поскольку определения абсолютного возраста местных стратиграфических подразделений обычно малочисленны, необходима их корреляция с удаленными, но датированными подразделениями. Такая корреляция должна опираться как на биостратиграфические, так и на палеогеографические сопоставления. Сложность палеогеографических корреляций очевидна. Менее очевидна сложность биостратиграфических корреляций, на которой следует кратко остановиться.

Широкая биостратиграфическая корреляция применительно к рассматриваемому здесь случаю складывается из двух главных элементов: 1) корреляции комплексов млекопитающих; 2) корреляции немых континентальных осадков с фаунистически охарактеризованными морскими.

---

<sup>1</sup> При этом собственно цикличность (повторяемость) наиболее ярко выражена в изменениях интенсивности тектонических движений и в строении террасового комплекса. Цикличность бассейновых осадков выражается главным образом в приуроченности к рубежам крупных толщ важнейших перерывов в осадконакоплении и угловых несогласий и в меньшей мере в сходном строении самих толщ. Дочетвертичные климатические этапы в качестве циклов можно рассматривать в связи с плювиальными импульсами в начале тектонических циклов.

В большинстве регионов присутствуют местонахождения не всех комплексов млекопитающих, а имеющиеся местонахождения обычно недостаточно полны.

Корреляция с морскими отложениями также не всегда обеспечивает необходимую связь с международной шкалой, так как не все группы морских фаун изучены с нужной детальностью. Например, при датировке морских палеогеновых и неогеновых отложений основное внимание уделяется фораминиферам и моллюскам. Однако в ряде случаев степень изученности микрофауны недостаточна для уверенной корреляции подразделений местной и международной шкал. Распространение эколого-стратиграфического направления классификации ископаемых нередко приводит к тому, что палеонтолог может определить ископаемое только если ему известен возраст слоев, из которых оно извлечено. Так, представитель рода *Globigerinoides*, встреченный под кумскими отложениями, определяется как *Globigerinoides subconglobatus* Sh., а аналогичная форма, встреченная выше этих слоев, как *G. conglobatus* Br.

Кроме того, большинство так называемых «руководящих форм» фациально и в смежных регионах их возрастной интервал отличается от установленного для стратотипического разреза или района.

Практика показала, что определенные этапы развития даже планктонных фораминифер позволяют выделять только отделы и реже подотделы [53, 92].

Такая же картина наблюдается в отношении моллюсков. И здесь фаунистическим комплексам, отражающим фациальную обстановку, и даже различным биоценозам часто приписывается стратиграфическое значение. Не свободна от определенной фациальной приуроченности и ихтиофауна [53]. В еще большей степени сказанное относится к эндемичной фауне морских, а тем более пресноводных остракод. Как было показано выше, спорово-пыльцевые материалы более существенны для анализа палеогеографических изменений, чем для стратиграфических корреляций [53, 73].

В настоящее время, по мнению Б. П. Жижченко [53], вообще не существует единой схемы деления морских палеогеновых и неогеновых отложений, а имеются только провинциальные и региональные, обычно не увязанные между собой. Это обуславливает возможность неоднозначных корреляций одних и тех же отложений. Он указывает, что, применяя современные методы биостратиграфических исследований, можно доказать любой заранее заданный возраст любых слоев в пределах отдела. Учитывая фациальную приуроченность представителей всех типов морских фаун, Б. П. Жижченко считает принципиально невозможным строить стратиграфическую основу, опираясь на эволюцию палеонтологических комплексов, поскольку обычно неизвестно филогенетическое развитие большинства элементов этих комплексов.

Несмотря на существующие трудности, комплексное использование всех имеющихся материалов при их последующем палео-

географическом контроле позволяет, как будет показано ниже, с достаточной детальностью определить геологический и абсолютный возраст подразделений межрегиональной стратиграфической схемы континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана.

## *2. О соотношении межрегиональной стратиграфической схемы со схемами региональными*

Возрастное «скольжение» стратиграфических границ свидетельствует о возможности некоторой разновозрастности коррелируемых региональных подразделений. Эта разновозрастность отражает, очевидно, специфику тектоно-климатической периодизации геологической истории отдельных регионов. Существование такой специфики указывает на необходимость сохранения региональных стратиграфических схем даже при наличии сводной межрегиональной схемы. Изучение данной специфики позволит в дальнейшем установить детали взаимосвязи общих и частных закономерностей геологической истории.

Представление о самостоятельности региональных стратиграфических схем аналогично представлению о несовместимости межрегиональной схемы с международной шкалой. Как будет показано ниже, межрегиональная схема также отражает некоторые местные особенности геологического развития. Только международная шкала будучи абстрагирована от конкретных разрезов с их региональной спецификой может выполнять роль всеобщего хронологического инструмента, интегрирующего всю сумму региональных данных.

Однако существующая ныне степень интеграции региональных материалов для разных частей международной шкалы, по-видимому, неравноценна, а часто и недостаточна. Как правильно отмечает В. В. Меннер [101], «если обратиться к истории и посмотреть, как происходило установление громадного большинства единиц международной стратиграфической шкалы, то сразу же бросается в глаза, что все они выделялись первоначально, как местные региональные единицы, часто характеризовавшиеся только литологическими особенностями» (с. 303). Не исключено поэтому, что в ряде случаев в качестве особенностей общей (интегрированной) геологической истории используются региональные особенности стратотипической области.

Опасность и ошибочность представления о грядущем поглощении (замене) естественно обособляющихся подразделений региональных стратиграфических схем подразделениями международной шкалы ярко показана Б. С. Соколовым [151]. Этот исследователь отмечает, что результатом такого искусственного поглощения явились: «стремление совместить региональные стратиграфические границы с границами общих хроностратиграфических подразделений; необоснованное приписывание определенного возраста региональным стратиграфическим подразделениям, нередко надолго

парализовавшее их серьезное стратиграфическое изучение; смазывание важнейших особенностей региональной стратиграфии; широкая дискредитация палеонтологического метода в стратиграфии и т. д.» (с. 160—161).

Таким образом, создание межрегиональной стратиграфической схемы не умаляет значения региональных стратиграфических схем.

## ВЫВОДЫ

1. Главная тенденция стратиграфического анализа заключается в естественноисторическом подходе к расчленению и корреляции разрезов. Этот подход состоит в обособлении и возрастном сопоставлении толщ с помощью частных корреляционных методов, позволяющих проследить главные этапы тектоно-климатических изменений, а также в необходимости палеогеографического контроля проведенных корреляций.

Следовательно, главным методом стратиграфической корреляции можно считать метод тектоно-климатической периодизации геологической истории.

2. Расчленение и корреляция континентальных отложений, слабо охарактеризованных палеонтологически, опирается главным образом на анализ литологического состава, строения и соотношения толщ. Своеобразие позднечетвертичного и четвертичного осадконакопления обуславливает применение к соответствующим отложениям разных частных корреляционных методов контроля сопоставления удаленных разрезов. Среди разнообразных частных корреляционных методов необходимо выбирать такие, которые, во-первых, позволяли бы проследить главные тектоно-климатические этапы развития территории, а во-вторых, всякий раз отражали бы наиболее яркие проявления этих этапов. Для бассейнового и покровного генетических комплексов отложений наиболее эффективны частно-литологические методы, а для террасового комплекса — геоморфологические. Проведенная таким образом корреляция проверяется с помощью палеогеографических реконструкций, археологических и биостратиграфических материалов.

3. Корреляция отложений с учетом тектоно-климатической периодизации геологической истории открывает возможности для масштабного, т. е. циклического, анализа полученной стратиграфической схемы. Установление закономерных соотношений между разномасштабными геологическими (тектоно-климатическими) циклами, очевидно, позволит объяснить соотношение разновозрастных подразделений и наметить перспективы детализации стратиграфической схемы. Однако эти возможности могут быть реализованы только при наличии абсолютной датировки выделенных стратиграфических подразделений.

4. Проведенный анализ как общих тенденций стратиграфических исследований, так и методов расчленения континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана позволяет при-

ти к оптимистическим выводам относительно возможностей корреляции и построения их сводной межрегиональной стратиграфической схемы. Ее подразделениями являются горизонты, наименования которых отвечают названиям важнейших местонахождений и комплексов млекопитающих или археологических местонахождений. Наличие межрегиональной стратиграфической схемы принципиально не устраняет самостоятельности региональных стратиграфических схем, так как каждая из них отражает индивидуальные черты геологической истории соответствующего региона.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (БАССЕЙНОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Как было сказано выше, методика корреляции олигоцен-неогеновых отложений применима ко всем более древним континентальным толщам. Она основывается на литологическом анализе, т.е. на комплексном изучении состава, строения и соотношения толщ, отвечающих тектоно-климатическим этапам. Это соответствие проверяется с помощью частных корреляционных критериев. В данном случае наиболее эффективны критерии, отражающие климатические изменения. Литологическая корреляция контролируется биостратиграфической и палеогеографической. Последняя ранее не применялась и рассматривается наиболее подробно.

### 1. КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Однообразие континентальных отложений на обширных территориях платформенных областей позволило В. В. Лаврову [88] с помощью обобщенно-литологического метода провести межрегиональную корреляцию олигоцен-неогеновых отложений Арало-Сибирских равнин. Этот исследователь выделил четыре местных яруса и битекейские слои, используя для них названия наиболее распространенных свит. Н. Н. Костенко [74], опираясь на эту же методику, распространил указанную схему на Южный Казахстан, внося в нее небольшие дополнения и переименовав ярусы в горизонты.

Применение методики корреляции, рассмотренной в предыдущей главе, позволило автору проследить в разрезах орогенных и платформенных регионов Средней Азии и Казахстана шесть горизонтов, которые являются элементами единой межрегиональной стратиграфической схемы (табл. 2): индрикотериевый ( $p_3^2 ind$ ), асказансорский ( $p_3^3 ask$ ), арало-турмейский ( $N_1^{1-2} at$ ), гиппарионовый ( $N_{1-2} hip$ ), астийский ( $N_2^2 ast$ ) и виллафранкский ( $N_3^2 - Q_1^1 vfr$ ).

Наименования горизонтов имеют столь же различную природу, как и фаунистические комплексы, формировавшиеся в более или менее сходные возрастные интервалы. В них отражены и руководящие формы (индрикотериевый, гиппарионовый), и региональные возрастные и биостратиграфические подразделения (астийский, виллафранкский), и, наконец, отдельные местонахождения (асказансорский, арало-турмейский). По существу предпочтительнее первый из перечисленных вариантов. Однако возрастные интервалы горизонтов и руководящих форм, особенно с учетом их прохореза, обычно не совпадают. Корреляция со стратотипами уда-

ленных регионов сложна<sup>1</sup>, но и в этих стратотипах возможны несоответствия между литологическими и биостратиграфическими подразделениями. Более перспективен последний вариант, так как с помощью конкретных местонахождений в принципе возможно точно датировать геологическую границу. Но для горизонта необходимо по крайней мере два местонахождения, датирующих верхний и нижний его рубежи (например, арало-турмейский горизонт). А это не всегда возможно. Кроме того, сами местонахождения в силу избирательного характера формирования тафоценозов<sup>2</sup> обычно не отражают полного состава фаунистического комплекса, а входящие в них виды часто специфичны (отличаются реликтовыми или узко приспособительными чертами и пр.) и трудно коррелируемы. Как будет показано ниже, возрастные интервалы выделенных горизонтов и фаунистических комплексов также не всегда совпадают.

Таблица 2

Варианты корреляционных стратиграфических схем континентальных олигоцен-неогеновых отложений Средней Азии и Казахстана

Межрегиональные стратиграфические единицы Арало-Сибирских равнин (Лавров, 1959)	Региональные горизонты Южного Казахстана (Костенко, 1971)	Горизонты межрегиональной схемы Средней Азии и Казахстана (Несмеянов, 1967—1972)
Битекейские слои	Хоросский	Виллафранкский
	Илийский	Астийский
Павлодарский ярус	Павлодарский	Гиппарионовый
Аральский ярус	Аральский	Арало-турмейский
Тургайский ярус	—	Асказансорский
Индрикотериевый ярус	—	Индрикотериевый

Из сказанного ясно, что терминологическая сторона рассматриваемой межрегиональной схемы еще будет совершенствоваться.

<sup>1</sup> Из-за этого в более ранних работах использовались названия «субастийский» и «субвиллафранкский».

<sup>2</sup> Эта избирательность обусловлена разными причинами, в том числе выборочной гибелью животных и растений, динамикой водной среды, в которой происходит транспортировка и захоронение органических остатков, и специфической fossilization этих остатков. Образно говоря, для превращения биоценоза в тафоценоз (а затем в ориктоценоз) ему приходится последовательно преодолевать всякий раз своеобразные биологические, физико-механические и химические «фильтры» [51].

Схема первоначально разработана для Западного [108, 109, 118], а затем и всего Тянь-Шаня [110, 115, 118, 122]. Далее она была распространена на Казахстан [121] и, наконец, скоррелирована с разрезами юга Западной Сибири [116], Копетдага и Восточной части Туранской плиты. В указанных выше и ряде других публикаций рассмотрены строение разрезов, история изучения регионов и сопоставление прежних стратиграфических схем (табл. 3—7). Поэтому на них нет надобности останавливаться.

Следует сделать несколько замечаний по расчленению Копетдагского разреза. В нем верхи торымбеурской свиты содержат формы моллюсков, общие с сумсарскими слоями [82]. Основание майкопа включает морскую фауну соленовского горизонта [31]. Поскольку вышележащие майкопские отложения обычно сопоставляются с байгубекским горизонтом, представляется целесообразным отнести все собственно майкопские отложения Копетдага к гяурскому комплексу. В этом случае кюрендагский комплекс будет включать морские осадки и соответствовать индрикотериевому горизонту межрегиональной схемы, а гяурский комплекс, сложенный преимущественно континентальными осадками, — асказансорскому и арало-турмейскому горизонтам. Красноцветные отложения келятского комплекса параллелизуются с гиппарионовым горизонтом. Нижняя часть арчманского комплекса, соответствующая морской регрессивной серии осадков (верхний балахан — средний акчагыл), коррелируется с астыйским горизонтом, а верхняя — с морской регрессивной серией (верхи акчагыла — средний или низы верхнего апшерона) и с низами вилафранкского горизонта. Верхам последнего отвечает иланлинская и другие свиты (верхи апшерона и низы бакинского яруса).

Мощности осадков межгорных и предгорных впадин, как правило, на порядок выше мощностей одновозрастных осадков платформенных равнин. Однако в пределах единых климатических поясов окраска глинистых пород сходна и не зависит от мощности толщ. Корреляция помогает и диастрофический критерий: региональные несогласия и перерывы часто прослеживаются из горных областей в равнинные, располагаясь на контакте по-разному окрашенных толщ.

За основание новейшего этапа принято резкое расширение области континентального осадконакопления, связанное с началом орогенных поднятий и регрессией моря, послеханабадского в Средней Азии и послечеганского в Казахстане.

Корреляция региональных стратиграфических схем позволяет сделать два вывода.

1. В континентальных олигоцен-неогеновых отложениях всех регионов Средней Азии и Казахстана прослежены толщи, отвечающие горизонтам межрегиональной стратиграфической схемы. В подавляющем большинстве случаев эти толщи различаются по климатически обусловленной окраске глинистых пород. В удаленных регионах окраска одновозрастных глинистых пород может различаться, но общая тенденция смены окрасок сохраняется. Сте-

пень пространственной однородности этих окрасок повышается вверх по разрезу параллельно с нивелировкой природных условий за счет прогрессирующего иссушения климата. Соответственно максимальные различия региональных окрасок, связанные с климатической поясностью, характерны для олигоцена. В разных широтных зонах интенсивность смены окрасок на границах горизонтов не одинакова, убывая к северной и южной окраинам рассматриваемой территории. По мере приближения к этим окраинам для контроля корреляции приходится все шире привлекать другие литологические материалы, обычно отражающие геологическую цикличность [116]. Следовательно, расширение меридионального ареала использования межрегиональной схемы ведет к смене главенствующих частнокорреляционных критериев.

Наиболее равномерная контрастность смены погоризонтных окрасок глинистых пород наблюдается на севере Тянь-Шаня и в прилегающих участках казахстанских равнин. Здесь в большинстве случаев отмечаются две группы горизонтов, в которых вверх по разрезу красноцветность последовательно уменьшается. Первая группа охватывает индрикотериевый, асказансорский и арало-турмейский горизонты, вторая — гиппарионовый, астийский и виллафранкский. Глины арало-турмейского горизонта повсеместно характеризуются наибольшей зеленоцветностью, а отличительной чертой виллафранкского горизонта является повышенная грубость осадков. Размыты и угловые несогласия встречаются на рубежах всех горизонтов, но наиболее ярко они выражены в основании гиппарионового и виллафранкского горизонтов. Все это позволяет коррелировать весьма различные по фациальному составу, строению и мощностям разрезы горных и равнинных областей. Кроме того, в смежных горных и равнинных регионах, находящихся в единых климатических зонах, окраска разновозрастных глин, как правило, идентична, так же как и тенденция смены эти окрасок по разрезу. Ниже будет показано, что данная корреляция подтверждается всеми достоверными палеонтологическими материалами.

В широтном направлении наблюдается одревнение подошвы континентальных отложений к востоку. Выделяется три области: в Копетдаге устойчивое континентальное осадконакопление началось с гиппарионового горизонта, т. е. с красноцветов в основании верхней из описанных выше двух групп горизонтов (карагауданская свита) и с нижнего из двух главных несогласий; в Западном Тянь-Шане — с красноцветов индрикотериевого горизонта и предсумсарского несогласия, а в Центральном Тянь-Шане — по крайней мере с эоцена. Следовательно, по мере приближения к ядру центральноазиатских поднятий увеличивается возрастной диапазон континентальных отложений.

2. Повсеместные различия в окраске разновозрастных глинистых пород указывают на существование общеклиматических изменений. Латеральные изменения окраски глин в удаленных регионах свидетельствуют о неодинаковом распределении ландшафт-

Таблица 3

Сопоставление стратиграфических схем главных структурно-фациальных зон северной части Афгано-Таджикской депрессии

						Межрегиональная схема	
						серии	горизонты
Сурхандарьинский прогиб	Вахшский прогиб	Предгиссарский прогиб	Сурхобский прогиб	Преддарвазский прогиб			
Кулябская свита	Кулябская свита	Кулябская свита	Самсолюкская свита	Кулябская свита	Караки-тайская	Виллафранк-ский	
Каршитауская свита	Бабатагская свита	Рохатинская свита	Лябиджарская свита	Полизакская свита	Карлук-ская	Астийский	
				Каранакская свита			
Гараутинская свита	Кафирниганская свита	Лючобская свита	Яхакская свита	Тавильдаринская свита			Гиппарионовый
				Хингоуская свита	Арало-турмей-ский		
Большжуанская свита	Большжуанская свита	Большжуанская свита	Большжуанская свита	Верхняя под-свита	Усунская	Асказансорский	
							Чильдоринская пачка
				Камолинская пачка			
				Шурьсайская пачка			
Сумсарские слои	Сумсарские слои	Сумсарские слои	Сумсарские слои	Нижняя подсвита	Индрикотери-евый		

Сводные схемы олигоцен-неогеновых отложений Копетдага

Б. К. Лузгин, Л. М. Расцветаев (1966)		Л. М. Расцветаев (1969)		Предлагаемый вариант			
Кешеныйбаирская свита (N <sub>2</sub> <sup>3</sup> — Q <sub>1</sub> <sup>1</sup> )		Казанджикский комплекс	Иланлинская свита (N <sub>2</sub> <sup>3</sup> — Q <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	Казанджикский комплекс	Иланлинская свита (N <sub>2</sub> <sup>3</sup> — Q <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	Виллафранкский горизонт	
Арчманский комплекс (N <sub>2</sub> <sup>3</sup> )	Кельтычинорская свита	Арчманский комплекс (N <sub>2</sub> <sup>2-3</sup> )	Нижний и средний апшерон	Кельтычинорская свита	Аджидеринская свита	Кельтычинорская свита	
			Акчагыл		Торонглинская свита		Торонглинская свита
Бахарденский комплекс (N <sub>1</sub> <sup>2-3</sup> — N <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> )	Казганчайская свита (N <sub>1</sub> <sup>3</sup> — N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> )	Келятский комплекс (N <sub>1</sub> <sup>2-3</sup> — N <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> )	Дурунская свита	Казганчайская свита	Дурунская свита	Казганчайская свита	
	Пестрые глины (N <sub>1</sub> <sup>2-3</sup> )		Сармат		Диоджийская свита		Дисджийская свита
Карагауданская свита (N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> ) или (P <sub>3</sub> <sup>3</sup> — N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> )			Тортон	Карагауданская свита	Тортон	Карагауданская свита	Гипарионовый горизонт

4 Зак. 2253

Гяурский комплекс (N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> )	Тархан	Актепинские слои	Арабалинская свита (N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup> )	Тарханский горизонт	Актепинские слои	Арало-турмейский горизонт
	Гельвет			Онкофоровый горизонт		
Кюрендагский комплекс P <sub>3</sub>	Кулмачская свита (N <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	Нижняя часть копетдагского майкопа	Нижняя часть майкопа	Кулмачская свита	Арабалинская свита	Асказансорский горизонт
				Соленовский горизонт		
	Хадум (верхи торымбеурской свиты)			Верхи торымбеурской свиты		

Таблица 5

## Сопоставление региональных стратиграфических схем олигоцен-неогеновых отложений Тянь-Шаня

				Межрегиональная схема							
				серии	горизонты						
Восток Туранских равнин		Гиссаро-Алай		Ферганская депрессия		Приташкентский район					
Базильбекская, яксартская, каршинская, денгизкульская свиты	Заунгузская, саятская, саядварская, ташақырская свиты	Каратепинская свита		Коктиюрлюкская свита		Кокурюмская свита		Каракитайская	Виллафранкский		
	Кунгуртауская свита	Гузарская свита		Палевая толща	Аксакальская свита		Астийский				
Агитминская свита		Магианская свита			Аксаарайская свита	Палевая толща		Бельдерсая свита	Чирчикская надсвита	Карлукская	Гиппарионовый
Аналоги аральской свиты и байгубекского горизонта		Обилайская свита		Бледно-пестроцветная толща			Чаткальская свита				Богустанская свита
Сарбатырская свита	Верхняя подсвита	Кштутская свита	Пестро-красноцветная подсвита		Массагетская свита	Пестро-красноцветная толща		Келесская надсвита	Кибрайская свита	Усунская	
	Нижняя подсвита		Красноцветная подсвита	Монотонно-красноцветная толща		Чулинская свита	Сумсарские слои		Сумсарские слои		Индрикотериевый

Таблица 6

## Сопоставление региональных стратиграфических схем олигоцен-неогеновых эгложений Центрального Тянь-Шаня

Нарынская система впадин			Иссыккульская система впадин			Предгорные впадины		Межрегиональная схема			
Аксайская	Атбашинская	Нарынская	Кочкорская	Иссыккульская	Илийская	Чуйская	серии	горизонты			
Шарпылдагская свита	Шарпылдагская свита	Шарпылдагская свита	Шарпылдагская свита	Шарпылдагская свита	Хоргосская свита	Кокурюмская свита	Караки-тайская	Виллафранкский			
Свита муставас	Кульмейская свита		Нарынская свита	Верхняя подсвита	Джуанарыкская свита	Верхняя подсвита	Илийская свита	Кеншагырская свита	Астийский		
	Акतालская свита	Верхняя подсвита				Нижняя подсвита				Санташская свита	Андасайская свита
		Средняя подсвита		Средняя подсвита	Шарыбкольская свита	Согутинская свита	Чульдадырская свита	Аральская свита			
		Нижняя подсвита								Нижняя подсвита	Бижинская свита
Кызылбулакская свита	Верхняя подсвита	Киргизская свита	Нижняя подсвита	Нижняя подсвита	Акбулакская свита	Боктыкарынская свита	Индрико-те-риевый				
Кызылбулакская свита	Нижняя подсвита			Киргизская свита	Нижняя подсвита	Нижняя подсвита		Акбулакская свита	Боктыкарынская свита	Индрико-те-риевый	

Сопоставление региональных стратиграфических схем олигоцен-неогеновых отложений казахстанских равнин

Приараль	Тургайский прогиб	Казахский щит	Зайсанская впадина	Чу-Сарысульская депрессия	Горизонты межрегиональной схемы	
Апшерон—верхний акчагыл	?	Обширные аллювиальные равнины	Верхнегобийский конгломерат	Верхнегобийский конгломерат (кокурюмская свита)	Виллафранкский	
?	Толща палевых глин	Кустанайская свита	Битекейские слои	Карабулакская свита	Кеншагырская свита	Астийский
Жиландинская свита	Жиландинская свита	Жиландинская (павлодарская) свита	Калмакпайская свита	Андассайская (павлодарская) свита	Гиппарионовый	
Аральская свита	Аральская свита	Аральская свита	Сарыбулакская свита, зайсанская свита, акжарская свита	Аральская свита	Арало-турмейский	
Чаграйская свита (байгубекский горизонт)	Тургайская свита	Чаграйская свита	Нуринская свита, ошагандинская свита	Асказансорская свита	Асказансорский	
Жаксыклычская свита, чиликтинская свита, кутанбулакская свита	Чиликтинская свита (индрикотериевая)	Чиликтинская (пестроцветная) свита	Буранская свита, кустовская свита	Боктыкарынская (лигнитоносная) свита	Индрикотериевый	

но-климатических зон в различные эпохи. Это обстоятельство подчеркивает необходимость палеогеографического контроля литологических корреляций. Задачей такого контроля является выяснение возможностей (непротиворечивости) сосуществования налегающих смежных ландшафтно-климатических обстановок.

## 2. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КОРРЕЛЯЦИИ

Разные виды палеонтологических остатков позволяют коррелировать разрезы и датировать выделенные горизонты с неодинаковой степенью детальности. Наиболее существенны материалы по наземным позвоночным, а также морским фораминиферам и моллюскам. Гораздо грубее определяют возраст вмещающих отложений материалы по флоре, поскольку история палеоландшафтных и палеоклиматических изменений для Средней Азии и Казахстана до последнего времени оставалась неразработанной. Наименее определены материалы по эндемичным и еще слабо изученным моллюскам и остракодам. Для моллюсков возрастные комплексы в Средней Азии не выявлены, а севернее — еще только начинают выделяться [96 и др.].

Остракоды эндемичны и довольно однообразны. Присутствие основной их массы в отдельных частях разрезов, располагающихся в разных местах на неодинаковых стратиграфических уровнях, свидетельствует об определенной фациальной приуроченности большинства форм. Но характер ее не выяснен. Эндемичности и фациальная приуроченность пресноводных остракод подтверждаются тем, что многие виды, имеющие широкое вертикальное распространение по разрезам в некоторой группе регионов, вообще отсутствуют в других областях или занимают в них более узкий и в разных местах различный стратиграфический интервал (табл. 8). В работах Г. Ф. Шнейдер и М. Н. Грамма предлагались различные варианты группировки остракод на возрастные комплексы. Однако всякий раз возрастной интервал большинства форм каждого комплекса приходилось увеличивать. Более того, ряд форм, считавшихся руководящими для неогеновых моласс, был обнаружен в позднечетвертичных отложениях. Материал по остракодам Тянь-Шаня показывает, что большинство часто встречающихся форм имеет широкое вертикальное распространение, а возрастной интервал остальных не изучен (табл. 9). Очевидно, остракоды пока еще не могут быть использованы для возрастной датировки свит. Это, однако, не умаляет их значения для корреляции разрезов внутри структурно-фациальных зон. К сходным выводам можно прийти и относительно моллюсков и флоры.

В настоящее время межрегиональная корреляция олигоцен-неогеновых континентальных отложений Средней Азии и Казахстана опирается на данные по млекопитающим. Для них выделены не только разновозрастные комплексы, но в ряде случаев и внутри комплексов намечены разновозрастные элементы (табл. 10). Благодаря этому почти все горизонты получили достаточно опреде-

## Региональное распространение пресноводных остракод по разрезу олигоцен-неогеновых отложений

Горизонт	Афгано-Таджикская депрессия	Западный Тянь-Шань	Центральный Тянь-Шань	Равнины Казахстана
Виллафранкский	<i>Candoniella subellipsoida</i> Schn., <i>Cypriotes salinus</i> (Br.), <i>Iliocypris lacustris</i> K.	<i>Candona abichi</i> Liv., <i>C. candida</i> Müll., <i>C. combibo</i> Liv., <i>C. elongata</i> Br., <i>Candoniella longa</i> St., <i>Cycloocypris regularis</i> Schn., <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.), <i>Darwinula schneiderae</i> Suz., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. divica</i> Kl., <i>I. tuberculata</i> (Br.), <i>Limnocythere deluvialis</i> Mdlst., <i>L. fontinalis</i> Schn., <i>L. intermedia</i> Liv., <i>L. luculenta</i> Liv., <i>L. tenuireticulata</i> Suz.	<i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>Iliocypris bradyi</i> Sars.	<i>Candona compressaformis</i> Mdlst., <i>C. kirgizica</i> Mdlst., <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. marcida</i> Mdlst., <i>C. schubinae</i> Schn., <i>C. subellipsoida</i> Schn., <i>C. suzini</i> Schn., <i>Cycloocypris laevis</i> (Müll.), <i>Cyprideis punctillata</i> (Br.), <i>Cytherissa tuberculata</i> Br., <i>Eucypris diaffarovi</i> Ag., <i>E. formosa</i> Schn., <i>Iliocypris bella</i> Sch., <i>I. biplicata</i> (Koch.), <i>Limnocythere caspiensis</i> Neg., <i>L. grinfeldi</i> Liep., <i>L. flexa</i> Neg., <i>L. ornata</i> Mdlst., <i>L. aff. scharapovae</i> Schn., <i>L. seducta</i> Mdlst., <i>Zonocypris membranae</i> Liv.
Астийский	<i>Cypris</i> aff. <i>oculata</i> Schn., <i>C. finaita</i> Gr., <i>Eucypris aktaschensis</i> Gr., <i>E. aff. fuscata</i> (Jur.), <i>E. ultra</i> Gr., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>Limnocythere bilobata</i> Gr., <i>Potamocypris plana</i> Schn., <i>Prionocypris</i> aff. <i>obulatoformis</i> Mdlst.	<i>Candona abichi</i> Liv., <i>C. compressa</i> (Koch.), <i>C. rostrata</i> (Br. et N.), <i>Candoniella albicans</i> Br., <i>Clinocypris fuscata</i> Schn., <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.), <i>C. torosa</i> (Jonss.), <i>Cypridopsis vassoevitschi</i> Schn., <i>Cyprinotus</i> aff. <i>baturini</i> Schn., <i>C. aff. deruptus</i> Schn., <i>C. aff. elongatus</i> Schn., <i>C. sokolovi</i> Schn., <i>C. cf. vialovi</i> Schn., <i>Darwinula stevensoni</i>	<i>Candona angulata</i> Müll., <i>C. combibo</i> Liv., <i>C. compressa</i> (Koch.), <i>C. convexa</i> Liv., <i>C. kirgizica</i> Mdlst., <i>C. iliensis</i> Mdlst., <i>C. neglecta</i> Sars., <i>C. lactea</i> (Bair.), <i>C. rostrata</i> Br. et N., <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. marcida</i> Mdlst., <i>C. aff. schubinae</i> Mdlst., <i>C. subellipsoida</i> Schar., <i>Candonopsis kinglei</i> (Br. et R.), <i>Cycloocypris globosa</i> (Sars.), <i>C. lae-</i>	<i>Candona combibo</i> (Liv.), <i>Cyprideis littoralis</i> Br., <i>Cythere gubkini</i> Liv., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. salebrosa</i> St., <i>Limnocythere quadrata</i> Mdlst., <i>L. ornata</i> Mdlst., <i>L. scharapovae</i> Schw., <i>Loxodonta laevatulata</i> Liv., <i>L. akschagilica</i> Mdlst.

Астийский	(Br. et Rob.), <i>Eucypris</i> aff. <i>samgarensis</i> Gr., <i>E. notabilis</i> Schn., <i>Herpetocypris pellucida</i> Schn., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. tuberculata</i> (Br.), <i>Limnocythere kuschkanensis</i> Gr., <i>L. mubarikensis</i> Gr., <i>Potamocypris longistosa</i> Br., <i>Zonocypris elongatus</i> Br.	<i>vis</i> Müll., <i>C. aff. ovum</i> (Jur.), <i>C. ex gr. regularis</i> Schn., <i>C. senera</i> (Koch.), <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.), <i>C. punktillata</i> (Br.), <i>Cypridopsis vassoevitschi</i> Schn., <i>C. convexa</i> Bod., <i>Cyprinotus baturini</i> Schn., <i>C. comcaus</i> Gal., <i>C. vialovi</i> Schn., <i>Cytherissa bogatschovi</i> (Liv.), <i>Darwinula contracta</i> Mdlst., <i>D. nadinae</i> Bod., <i>D. stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>Eucypris concinna</i> Schn., <i>E. diaffarovi</i> Ag., <i>E. grandis</i> Bod., <i>E. kovalevskiyi</i> Schn., <i>E. minutis</i> Schn., <i>E. pigra</i> Fisch., <i>E. porsugelensis</i> Mdlst., <i>E. ex gr. elongata</i> (B.), <i>E. faveatus</i> Pop., <i>Herpetocypris</i> aff. <i>reptans</i> Schn., <i>H. aff. sinkjanica</i> Mdlst., <i>Iliocypris aralensis</i> Mdlst., <i>I. bella</i> Sch., <i>I. biplicata</i> (Koch.), <i>I. bilobata</i> Mdlst., <i>I. bradyi</i> Sars., <i>I. cornae</i> Mdlst., <i>I. deoipiana</i> Mas., <i>I. errabundis</i> Mdlst., <i>I. kalkaensis</i> Bod., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. lacustris</i> K., <i>I. manacensis</i> var. <i>cornae</i> Mdlst., <i>Limnocythere alveolata</i> Suz., <i>L. detruncata</i> Suz., <i>L. cf. cinatura</i> Mdlst., <i>L. grinfeldi</i> Liep., <i>L. iliensis</i> Bod., <i>L. aff. longa</i> Neg., <i>L. luscata</i> Schn., <i>L. misera</i> Mdlst., <i>L. pliocenica</i> Suz., <i>L. relicta</i> (Lill.), <i>L. temeiretuculata</i> Suz., <i>L. sancti-patri-</i>
-----------	---	--

Горизонт	Афгано-Таджикская депрессия	Западный Тянь-Шань	Центральный Тянь-Шань	Равнины Казахстана
			<i>cii</i> Br. et Rob., <i>Pseudocypris</i> aff. <i>abodenta</i> Gr., <i>Reterocypris rotundatus</i> Br., <i>Zonocypris</i> cf. <i>membranae</i> (Liv.).	
Гиппарионовый	<i>Cyprideis littoralis</i> Br., <i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>Eucypris accurata</i> Gr., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>Limnocythere astanensis</i> Gr.	<i>Candona rostrata</i> (Br. et Rob.), <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>Clinocypris juscata</i> Schn., <i>Cyclocypris laevis</i> (Müll.), <i>Cyprideislittoralis</i> (Br.), <i>Cypridopsis vassoovit-schi</i> Schn., <i>Cyprinotus af-baturini</i> Schn., <i>C. aff. ferganensis</i> Schn., <i>C. taenianus</i> Schn., <i>C. cf. vialovi</i> Schn., <i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>Eucypris concinna</i> Schn., <i>Eporsugelensis</i> Mdlst., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.)	<i>Candona convexa</i> Liv., <i>C. kir-gisica</i> Mdlst., <i>C. marcida</i> Mdlst., <i>C. neglecta</i> Sars., <i>C. obrutschevi</i> Mdlst., <i>C. rostra-ta</i> Br. et N., <i>Candoniella albi-cans</i> (Br.), <i>Candonopsis kings-lei</i> (Br. et R.), <i>Cyprideis littor-alis</i> (Br.), <i>C. torosa</i> (Jon.), <i>C. vialovi</i> Schn., <i>Iliocypris</i> cf. <i>bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. cornae</i> Mdlst., <i>Limnocythere</i> aff. <i>alveolata</i> Suz., <i>L. iliensis</i> Bod.	<i>Candona kirgisica</i> Mdlst., <i>Candoniella albicans</i> Br., <i>C. ex gr. marcida</i> Mdlst., <i>Iliocypris gibba</i> (Ramd.)
Арало-туремский		<i>Acytocypris tsehernyschevi</i> Gr., <i>Candona kirghizica</i> Mdlst., <i>C. crispatá</i> Klie, <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. aff. marcida</i> Mdlst., <i>C. aff. pellucida</i> Schn., <i>C. schubinae</i> Mdlst., <i>Cyclocypris</i> aff. <i>cinera</i> (Br.), <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.), <i>Cy-</i>	<i>Bronsteiniana tekesa</i> Kond., <i>B. tekesa</i> var. <i>elata</i> Kond., <i>Candona kirghizica</i> Mdlst., <i>C. rostrata</i> Br. et N., <i>C. visen-da</i> Schn., <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. marcida</i> Mdlst., <i>C. pellucida</i> Schn., <i>Cyclocypris</i> ex gr. <i>laevis</i> (Müll.), <i>C. novensis</i> Mdlst., <i>C. ex gr. regularis</i> Schn., <i>Cypricercus janischevskyi</i> Schn., <i>Cyprideis</i>	<i>Advenocypris polita</i> Schn., <i>Baturinella mirabilis</i> Schn., <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. ex gr. marcida</i> Mdlst., <i>C. subbellipsoida</i> (Shar.), <i>Cypris subglobosa</i> (Sow.), <i>Iliocypris</i> cf. <i>bella</i> , <i>I. bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. errabundis</i> Mdlst., <i>I. vassoovitshi</i> Schn., <i>Limnocythere</i> ex gr. <i>depressa</i> Schn., <i>L. lamellosa</i> Schn.,
Арало-туремский		<i>prinotus</i> aff. <i>baturini</i> Schn., <i>C. aff. deruptus</i> Schn., <i>C. ferganensis</i> Schn., <i>C. aff. formalis</i> Schn., <i>C. vialovi</i> Schn., <i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>D. aff. daday</i> Mehes., <i>Eucypris concinna</i> Schn., <i>Eporsugelensis</i> Mdlst., <i>E. vitalianus</i> Schn., <i>Iliocypris bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>Limnocythere kuschnari</i> Gr., <i>L. aff. luculenta</i> Liv., <i>Lineocypris igrasavatica</i> Gr., <i>L. aff. namanganica</i> Schn., <i>Prionocypris lutaria</i> (Koch.), <i>P. aff. obulatoformis</i> Mdlst., <i>Schneiderella schatovi</i> Gr., <i>Zonocypris membranae</i> (Liv.)	<i>littoralis</i> (Br.), <i>C. favosa</i> Jon., <i>C. foveata</i> Kond., <i>C. punctilata</i> (Br.), <i>C. sarmatica</i> Zal., <i>C. formosa</i> Jones, <i>Cypridopsis</i> cf. <i>cicatricosa</i> Mdlst., <i>C. formosa</i> Schn., <i>C. aff. orientalis</i> Br., <i>C. tuaevi</i> Mdlst., <i>Cyprinotus nefandus</i> Bod., <i>C. baturini</i> Schn., <i>C. miocenicus</i> Kond., <i>C. sokolovi</i> Schn., <i>C. vialovi</i> Schn., <i>Darwinula stevensoni</i> (Rob.), <i>Deterocypris</i> ex gr. <i>sinensis</i> Sars., <i>Cypris henensis</i> Mdlst., <i>Eucypris decurta</i> Schn., <i>E. cavernosa</i> Mdlst., <i>E. koktalensis</i> Bod., <i>E. magistrata</i> Schn., <i>E. notabilis</i> Schn., <i>E. porsugelensis</i> Mdlst., <i>E. propria</i> Schn., <i>Heterocypris favosa</i> Schn., <i>Iliocypris</i> cf. <i>bradyi</i> Sars., <i>I. gibba</i> (Ramd.), <i>I. dunschanensis</i> Br., <i>I. errabundis</i> Mdlst., <i>I. manasensis</i> var. <i>cornae</i> Mdlst., <i>Kassinina karkaraensis</i> Kondr., <i>Limnocythere diluvialis</i> Mdlst., <i>L. cinctura</i> Mdlst., <i>L. lamellosa</i> Schn., <i>L. luculenta</i> Liv., <i>Mediocypris candonaeformis</i> (Str.), <i>Potamocypris</i> ex gr. <i>almasyi</i> Daday, <i>P. plana</i> Schn., <i>Pseudoeucypris chinensis</i> Br. et N., <i>P. zaungusiensis</i> Schn., <i>Zonocypris elongata</i> Schn., <i>Z. membranae</i> (Liv.)	<i>Mediocypris miranda</i> Schn.

Горизонт	Афгано-Таджикская депрессия	Западный Тянь-Шань	Центральный Тянь-Шань	Равнины Казахстана
Аскаансорский	<p><i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>Limnocythere boldyrensis</i> Gr., <i>Potamocypris</i> cf. <i>almasyi</i> D a d a y.</p>		<p><i>Candona neglecta</i> Sars., <i>C. rostrata</i> Br. et N., <i>Candoniella albicans</i> (Br.), <i>C. marcida</i> Mdlst., <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.), <i>Eucypris obsolenta</i> Mdlst., <i>I. errabundis</i> Mdlst., <i>I. evidens</i> Mdlst., <i>I. kalaensis</i> Bod., <i>I. manacensis</i> Mdlst.</p>	<p><i>Bisopontocypris</i> sp., <i>Eucypris</i> cf. <i>decurta</i>, <i>E. glabra</i> Bod., <i>Iliocypris cornae</i> Mdlst., <i>I. kalkanensis</i> Bod., <i>Pseudocypris eboris</i> Schn.</p>
Индрикогерневий		<p><i>Cytheridae</i> aff. <i>hanabadensis</i> Mdlst., <i>C. mülleri</i> Munst., <i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), <i>Eucypris aggeratus</i> Gr., <i>E. excistus</i> Gr., <i>Limnocythere kuschnari</i> Gr.</p>	<p><i>Cytheridea schirabadensis</i> Mdlst., <i>Eucypris detonsa</i> Mdlst., <i>Iliocypris errabundis</i> Mdlst., <i>I. manacensis</i> var. <i>cornae</i> Mdlst., <i>I. tuberculoabundis</i> Mdlst., <i>I. turgaensis</i> Mdlst., <i>Kassiniana beljaevskiyi</i> Mdlst., <i>K. kassini</i> Mdlst.</p>	

## Распределение по разрезу остракод, стратиграфические горизонты наиболее распространенных в олигоцен-неогеновых отложениях Тянь-Шаня

Остракоды	Стратиграфические горизонты						
	индрикогерневый	асказансорский	арало-турмезский	гипарионовый	астийский	виллафранкский	четвертичные отложения
<i>Acytocypris tschernychevi</i> Gr.			+	+	+	?	
<i>Candona abichi</i> Liv.			+	+	+		
<i>C. angulata</i> Müll.				+	+		
<i>C. candida</i> Müll.				+	+		
<i>C. compressa</i> (Koch.)				+	+	+	+
<i>C. crispata</i> Klie.			+	+	?	+	
<i>C. faba</i> Suzin				+	+		
<i>C. elongata</i> Brady			+	+	+		
<i>C. kirgizica</i> Mdlst.			+	+	+	?	+
<i>C. marohica</i> (Hartw.)				+	+		
<i>C. neglecta</i> Sars.		+	?	+	+	+	+
<i>C. rostrata</i> (Br. et Norm.)		+	+	+	+	+	?
<i>C. schubinae</i> Mdlst.		+	?	+	+	?	+
<i>C. visenda</i> Schn.			+	+	+		
<i>Candoniella albicans</i> (Brady)		+	+	+	+	+	+
<i>C. marcida</i> Mdlst.		+	+	+	+		
<i>C. pellucida</i> Schn.		+	+	+	?	+	
<i>Candoniella schubinae</i> Mdlst.			+	+	+	+	
<i>C. suzini</i> Schn.			?	+	+	+	
<i>Candonopsis kingslegi</i> (Brady et Rob.)				+	+	+	?
<i>Clyncypris fuskata</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>Cycloocypris globosa</i> Sars.				+	+	+	
<i>C. laevis</i> (Müll.)			+	+	+	+	?
<i>C. ovum</i> (Jurinae)				+	+	+	+
<i>C. regularis</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. serena</i> (Koch.)				+	+	+	
<i>Cyprideis littoralis</i> (Brady)		+	+	+	+	+	+
<i>C. punctillata</i> Brady			+	+	+	+	
<i>C. torosa</i> (Jones)			+	+	+	+	+
<i>Cypridopsis formosa</i> Schn.			+	+	+		
<i>C. vassoevitschi</i> Schn.			+	+	+		
<i>Cyprinotus baturini</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. deruptus</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. ferganensis</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. formalis</i> Mdlst.			+	+	+		
<i>C. sokolovi</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. taenianus</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>C. vialovi</i> Schn.			+	+	+	+	
<i>Cypris pliocaenica</i> Chapman				+	?	+	
<i>C. subglobosa</i> (Sow.)				+	+	+	
<i>C. tumeflacta</i> Brady et Robert.				+	+	+	
<i>Cytheridea mülleri</i> Münst.	+	+	+	+	+		
<i>Darwinula stevensoni</i> Biaby et Robert.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Eucypris concinna</i> Schn.		?	+	+	+		
<i>E. medius</i> Gr.	+	+					

Остракоды	Стратиграфические горизонты						
	индрикотериевый	асказансорский	арало-турмейский	гиппарионовый	астийский	виллафранкский	четвертичные отложения
<i>Eucypris perornata</i> Mdlst.				+	+		
<i>E. porsugelensis</i> Mdlst.		+	+	+	+	+	
<i>E. vitalianus</i> Schn.				+	+		
<i>Iliocypris bradyi</i> Sars.		+	+	+	+	+	+
<i>I. gibba</i> (Ramdohr)		+	+	+	+	+	+
<i>I. kalkanensis</i> Bodina		+	?	+	+		
<i>I. manasensis</i> Mdlst.		+	+	+	+		
<i>I. tuberculata</i> (Brady)	+	+	+	+	+	+	+
<i>I. salibrosa</i> Stepan.						?	+
<i>Limnocythere kuschnari</i> Gr.	+	+	+	?	+		
<i>L. luculenta</i> Liv.			?	+	+		
<i>L. limbosa</i> Bodina				+	+		
<i>L. sancti-patricii</i> (Br. et Robert.)				+	+	+	+
<i>Lineocypris advena</i> Schn.			+	+	+		
<i>L. aladatovi</i> Gr.				+	+		
<i>L. igrasavatica</i> Gr.			+	+	+		
<i>L. namanganica</i> Schn.			+	+	+		
<i>L. minuta</i> Schn.				+	+		
<i>Potamocypris longisetosa</i> (Bronst.)			+	+	+		
<i>Prionocypris lutaria</i> (Koch.)				+	+	?	+
<i>Scheiderella khutorovi</i> Gr.			+	+	+	+	
<i>Sch. schatovi</i> Gr.			+	+	+	+	
<i>Zonocypris elongata</i> Schn.			+	+	+		
<i>Z. membrana</i> Liv.			+	+	+	+	

ленную биостратиграфическую характеристику. Однако местонахождения млекопитающих немногочисленны. Они не могут обеспечить детальной корреляции всех региональных подразделений. Но там, где они встречены, подтверждается непротиворечивость литологических корреляций (табл. 11).

В настоящее время намечены лишь самые общие соотношения фаунистических и стратиграфических подразделений: 1) индрикотериевому горизонту отвечает индрикотериевая фауна, обычно считающаяся среднеолигоценовой; 2) асказансорскому горизонту — по-видимому, верхнеолигоценовая асказансорская фауна, параллелизуемая с аквитанским ярусом; 3) арало-турмейскому горизонту — аральская, кушукская и анхитериевая фауны, относящиеся, скорее всего, к нижнему и среднему миоцену; 4) гиппарионовому горизонту — главным образом, позднемиоценовая и раннеплиоценовая гиппарионовая фауна; 5) астийскому горизонту — преимущественно среднеплиоценовые аналоги молдавской и, вероятно, раннехэпровской фауны; 6) виллафранкскому горизонту —

## Комплексы олигоцен-неогеновых млекопитающих севера Евразии

В. И. Громов, Л. И. Алексеева, К. В. Никифорова и др., 1965—1971 гг.		Е. И. Беляева, Б. А. Трофимов, 1967 г.		В. С. Бажанов, 1955—1962 гг.	
Зоны и фауны		Комплексы			
Archidiskodon meridionalis	Таманский		хапровский	?	Илийский
	поздняя стадия				
Archidiskodon gromovi	ранняя стадия				
Anancus arvernensis	Молдавский				
Киммерийская фауна — не выделена					
Понтическая фауна	Гиппарионовый	Гиппарионовый	Гиппарионовый		Гиппарионовый
Меотическая фауна					
Сарматская фауна			Анхитериевый		
	Анхитериевый	Местонахождение Кушук			Мунтжаковый
		Аральский			Аралотериевый
		Асказансорский			Филлотиллоновый (халикотериевый)
		Индрикотериевый			Индрикотериевый
		Местонахождение Актау (?)			

ту — аналоги позднехапровской, таманской и раннетираспольской фаун.

Уже сейчас фиксируются некоторые несовпадения границ фаунистических (биостратиграфических) и местных (межрегиональных) стратиграфических подразделений: 1) возраст появления гиппарионовой фауны, как известно, спорен. Очевидно, ее сущест-

Региональное распространение наземных млекопитающих по разрезу олигоцен-неогеновых отложений

Горизонты	Афгано-Таджикская депрессия	Западный Тянь-Шань	Центральный Тянь-Шань	Равнины Казахстана
Виллафранкский	<i>Dicerorchinus cf. etruscus</i> , <i>Equus caballus mosbachensis</i>	<i>Archidiskodon meridionalis meridionalis</i> , <i>Elasmotherium</i> sp. (caucasicum?), <i>Equus stenonis</i> , <i>Tragocerus</i> sp.	<i>Archidiskodon Wüsti</i> , <i>Equus</i> ex gr. <i>sanmeniensis</i> , <i>Dicerorchinus cf. etruscus</i> , <i>Hyaena cf. sinensis</i> , <i>Canis cf. lupus</i>	<i>Palaeoloxodon cf. namadicus</i> , <i>Archidiskodon cf. meridionalis</i> , <i>Equus cf. sanmeniensis</i> , <i>Gazella</i> (ex gr. <i>sinensis</i> ?), <i>Euricerus cf. flabellatus</i> , <i>Canis variabilis</i> , <i>Trogontherium cf. cuvieri</i>
	<i>Archidiskodon gromovi</i> aut., <i>Protelephas planifrons</i> , <i>Dicerorchinus mercki</i> , <i>Chilotherium</i> sp. (cf. <i>schlosseri</i> ), <i>Equus stenonis</i> , <i>E. hidruntinus</i> , <i>Paracamelus gigas</i> , <i>Gazella subgutturosa</i> , <i>Cervus bactrianus</i> foss., <i>C. cf. elaphus</i> , <i>Ovis ammon</i> , <i>Sus</i> sp., <i>Villania</i> , <i>Megantherion cf. megantherion</i>			
Астийский		<i>Archidiskodon meridionalis meridionalis</i> , <i>Rhinoceros</i> sp., <i>Equus stenonis</i> , <i>Hipparion</i> sp., <i>Samotherium</i> sp., <i>Gasella</i> sp.	<i>Anancus arvernensis</i> , <i>A. kazachstanicus</i> , <i>A. sinensis</i> , <i>Archidiskodon meridionalis</i> , <i>Dicerorchinus orientalis</i> , <i>Chilotherium habereri</i> , <i>Ch. cf. anderssoni</i> , <i>Ch. aff. gracile</i> , <i>Rhinocerotidae</i> , <i>Equus stenonis</i> , <i>Hipparion kirgismicum</i> , <i>H. houfenense</i> , <i>Gigantocamelus longipes</i> , <i>Samotherium</i> sp., <i>Antilospira</i> sp., <i>Palaeotragus</i> sp., <i>Gazella dorcadoides</i> , <i>G. sinensis</i> , <i>Cervus aff. elaphus</i> ,	<i>Anancus arvernensis</i> , <i>Chilotherium</i> sp., <i>Equus stenonis</i> , <i>Hipparion</i> sp. (cf. <i>houfenense</i> ), <i>Proboscoidipparion</i> sp., <i>Paracamelus praebactrianus</i> , <i>Sinootherium</i> sp., <i>Palaeotragus</i> sp., <i>Tragocerus</i> sp., <i>Gazella</i> ex gr. <i>blacki-sinensis</i> , <i>Nyctereutes cf. sinensis</i> , <i>Crocota</i> sp., <i>Ictitherium</i> sp., <i>Martes</i> sp., <i>Vormela</i> sp., <i>Machairodus</i> sp., <i>Trogontherium minus</i> , <i>Proochotona</i> sp., <i>Lago-</i>
Астийский	<i>Indarctos</i> sp.	<i>Mastodon</i> sp., <i>Rhinocerotidae</i> , <i>Hipparion</i> sp., <i>Leporidae</i> , <i>Cricetulus</i> sp.	<i>Cervavites flerovi</i> , <i>Ictitherium cf. wongii</i> , <i>I. robustum</i> , <i>Crocota</i> sp., <i>Hyaena</i> sp., <i>Ochotona</i> ( <i>Proochotona</i> ) <i>eximia</i> , <i>O. cf. anti-qua</i> , <i>Ellobius aff. talpinus</i> , <i>Proochotona kurdjukovi</i> , <i>P. kirgistica</i> , <i>Mimomys</i> sp., <i>Cricetulus</i> sp., <i>Microstonyx major</i> , <i>Castor fiber</i>	<i>morpha</i> sp., <i>Mimomys</i> ( <i>Cseria</i> ) <i>gracilis</i> , <i>M. ex gr. rediipusillus</i> , <i>Prosisfneus cf. youngi</i>
Гиппарионовый	<i>Mastodon cf. angustidens</i> :	<i>Rhinocerotidae</i> , <i>Hipparion cf. parvum</i> , <i>Moschus cf. moschiferus</i> , <i>Gazella deperdita</i> , <i>Palaeotragus</i> sp., <i>Tragocerus</i> sp., <i>Pseudaxis</i> sp.	<i>Mastodon</i> sp. ( <i>aravus</i> ?), <i>Platybelodon grangeri</i> , <i>Chilotherium schlosseri</i> , <i>Hipparion cf. moldavicum</i> , <i>Anchitherium</i> sp., <i>Samotherium</i> sp., <i>Gazella deperdita</i> , <i>Palaeotragus</i> sp., <i>Tragocerus amaltheus</i> , <i>Ictitherium hipparionum</i> , <i>Crocota eximia</i> , <i>Machairodus</i> (?) sp., <i>Ochotona</i> sp.	<i>Mastodon</i> sp., <i>Aceratherium depereti</i> , <i>Chilotherium shlosseri</i> , <i>Hipparion longipes</i> , <i>H. elegans</i> , <i>Samotherium</i> sp., <i>Gazella dorcadoides</i> , <i>Palaeotragus</i> sp., <i>Ictitherium hipparionum</i> , <i>I. robustum</i> , <i>Hyaena</i> sp., <i>Machairodus irtyschensis</i> , <i>Semantor macrurus</i> , <i>Lephocricetus vinogradovi</i> , <i>L. afanasievi</i> , <i>Proalactaga varians</i> , <i>Brachiseirtetes robustus</i> , <i>Seirtoidipus kazachstanica</i> , <i>Sticista bogaevi</i> , <i>Eutamias</i> sp., <i>Proochotona cf. eximia</i>
Арало-турмейский			<i>Cazella</i> sp.	<i>Chilotherium</i> sp., <i>Anchitherium</i> sp., <i>Amphicion</i> sp., <i>Stepanocemas breviciphanus</i> , <i>Cylindrodontinae</i> , <i>Amblycasfor tungurensis</i> , <i>Pa-</i> Анхитерневая фауна Кушукская фауна — <i>Comphotherium atavus</i> , <i>Serridentinus inopinatus</i> , <i>Aceratherium depe-</i>

Горизонты	Афгано-Таджикская депрессия	Западный Тянь-Шань	Центральный Тянь-Шань	Равнины Казахстана
Арало-турмейский				<i>ludotona gobiensis</i> , <i>gobireti</i> , <i>Brachipotherium aurelianense</i> <hr/> Аральская фауна — <i>Aceratherium aralense</i> , <i>Paraceratherium prochorovi</i>
Аскаансорский			Indricotheriidae, Chalicotheriidae ( <i>Schizotherium?</i> ), Rhinocerotidae, Gelocidae ( <i>Prodremotherium?</i> ), Suiformes	<i>Serridentinus</i> cf. <i>inopinatus</i> , <i>Phyllotilon betpaadalensis</i> , <i>Dicerorhinus tagicus</i> , <i>Indricotherium</i> sp., <i>Schizotherium turgaicum</i> , <i>Prodremotherium</i> sp., <i>Brachipotherium</i> sp., <i>Hemimerix turgaicus</i> , <i>Antracotherium</i> sp., Machairodontinae, <i>Miomimerix altaicus</i>
Индрикогерневый			<i>Ergilia Kasachstanica</i> , Suiformes, <i>Creodonta</i>	<i>Indricotherium</i> , <i>asiaticum</i> , <i>I. transouralicum</i> , <i>Schizotherium turgaicum</i> , <i>Paraceratherium</i> sp., <i>Pristinotherium brevicaervicale</i> , <i>Cadurcodon saissanensis</i> , <i>Allaroceros turgaicum</i> , <i>Lophiomeryx turgaicum</i> , <i>Pseudotsaganomys turgaicus</i> .

вание с сармата [32, 10]. Не исключено поэтому, что низы гиппарионового горизонта, коррелирующиеся, как будет показано ниже, с тортоном, характеризуются еще анхитериевой фауной; 2) наиболее молодые, среднеплиоценовые, местонахождения гиппарионовой фауны принадлежат уже астийскому горизонту. Кстати, молдавский, руссильонский и ранневилафранкский комплексы Европы включают финальные элементы гиппарионовой фауны; 3) к верхам вилафранкского горизонта относится появление аналогов тираспольской фауны, которые характеризуют и более молодой кошкурганский горизонт.

В ряде случаев трудно различимы местонахождения индрикотериевой и асказансорской фаун.

Из сказанного очевидно необходимость улучшения наименования ряда горизонтов. Оно зависит от детализации местных фаунистических комплексов и упорядочения соответствующей терминологии. В частности, и назревшее расчленение илийского комплекса позволит заменить наименее приемлемые для местных горизонтов названия «астийский» и «вилафранкский»<sup>1</sup>.

### 3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КОРРЕЛЯЦИИ

Тектоно-климатическая этапность развития территории фиксируется, как уже было сказано, в изменениях ландшафтно-климатических обстановок выветривания и осадконакопления. Своеобразие этих обстановок отражается в специфике фациальных и палеонтологических комплексов. Из-за малочисленности палеонтологических остатков основным источником палеореконструкций являются литологические материалы, а среди них наиболее массовым и достоверным — данные по окраске глинистой составляющей разрезов. Поэтому на рассматриваемых ниже картах отражены цветковые ландшафтно-климатогенные комплексы осадков, каждый из которых генетически связан с определенной ландшафтно-климатической обстановкой осадконакопления.

#### *а. Индрикотериевое время*

Индрикотериевое время характеризуется быстрым сокращением чаганско-ханабадского морского бассейна. Море постепенно ушло с равнин Тургая, Бетпак-Далы, из Ферганской и Афгано-Таджикской депрессий, а затем и из восточного Турана. Все эти территории представляли собой обширные аккумулятивные равнины.

<sup>1</sup> Выделение астия и вилафранка часто рекомендуется в качестве разновозрастных и даже унифицированных (ярусы) подразделений [157, 140]. Очевидно, указанные подразделения отвечают только части своих стратотипов, так как давно известны фациальные соотношения астия и низов вилафранка [54, 91]. Можно противопоставлять собственно вилафранк (т. е. верхний или верхний и средний вилафранк) не прибрежному астию, а континентальному руссильону. Но возрастной объем руссильона, по-видимому, меньше объема нижнего вилафранка и астия, а последний чаще используется для наименования сводных подразделений.

Межгорные впадины разделялись обычно сравнительно узкими зонами мелкосопочника и низкогорья. Однако некоторые горные вершины Памира и Тянь-Шаня достигали высоты порядка 1 км. У их подножия накапливались конгломераты. По-видимому, над морской гладью поднялись и вершины приосевой части Копетдага. Предполагается существование островов на Балхане и Мангышлаке.

В Афгано-Таджикской и Ферганской депрессиях, а также на большей части Чу-Сарысуйской депрессии, в межгорных впадинах Тянь-Шаня, в Бухаро-Каршинской области и в Восточных Кызылкумах отлагались толщи преимущественно глинистых ярких краснокрасноватых. Во впадинах глины сумсарских слоев представлены комплексом минералов, состоящим из гидрослюда, монтмориллонита, смешаннослойного образования (гидрослюдизированного монтмориллонита) с примесью каолинита и палыгорскита. Выше по разрезу в краснокрасноватых глинах Ферганской и Нарынской впадин преобладают монтмориллонит и гидрослюда, а в Иссыккульской впадине вверх по разрезу содержание гидрослюда возрастает за счет убывания монтмориллонита, преобладавшего в низах джетыогузской свиты [58]. В северных предгорных впадинах Тянь-Шаня и в Чу-Сарысуйской депрессии глины имеют преимущественно гидрослюдистый состав, причем гидрослюда относится к железосодержащей разновидности [135]. В. А. Бабадаглы [9] отмечает значительное содержание аутигенных гематита, лимонита и гипса в краснокрасноватых шурысайской пачки Афгано-Таджикской депрессии. Агрегат гематита и лимонита часто образует пленку на поверхности обломочных зерен в алевритовых и пелоалевритовых породах. Значительное содержание лимонита, очевидно, обуславливает кирпичный оттенок краснокрасноватых. Можно предполагать, что он указывает на некоторую засушливость обстановки континентального осадконакопления, поскольку мелководные морские краснокрасноватые сумсарских слоев имеют малиновый оттенок. Об определенной аридности климата свидетельствуют карбонатность большинства пород, а также присутствие прослоев известняка, мергеля, гипса и соли.

В Туркмении с эоцена известна полтавская флора. Е. П. Корвин [72] предполагает здесь развитие тропических саванн со среднегодовыми температурами до  $+22^{\circ}$ . В шурысайских и сумсарских отложениях Афгано-Таджикской депрессии А. М. Давыдченко и М. З. Пулатова обнаружили пыльцу субтропической вечнозеленой древесной растительности — восковниковых, миртовых, а также таксодиевых (болотный кипарис), кедра, сосны и березы. Последние, вероятно, принесены с поднятий Памира и Дарваза. Встречается пыльца ореха, бука, дуба, граба, сумаха, ликвидамбара, а также аридностепных — лебедовые, полынь, злаки, зонтичные, эфедровые и др. Присутствие железистых бобовин болотного происхождения указывает на существование в депрессии заболоченных пространств. Местами возможны солончаковые приморские низменные равнины [9]. В спорово-пыльцевом спектре Ферганской

депрессии травянистые растения несколько преобладают над древесными, в которых присутствуют преимущественно широколиственные формы, характерные для умеренного пояса (вязовые, дзельква, грецкий орех, дуб, сережкоцветные и сосновые), а также тропические, субтропические и южные хвойные (пальмы, миртовые, магнолии, таксодиевые, сумаховые и др.). Споровые растения представлены в основном плаунами и папоротниками, в том числе и реликтовыми (осмунда, глейхения). Среди трав преобладают ксерофиты (маревые, гречишные, полынь), развито мезофитное разнотравье (сложноцветные, зонтичные, грубоцветные). В. И. Попов [133] считает, что климат того времени был влажным тропическим.

В Иссыккульской впадине, по А. Б. Фортуна, наряду с субтропическими широко развиты листопадные (береза, ольха, лещина, дуб, граб, вяз и др.), а вверх по разрезу возрастает количество сосны и появляется ель, что свидетельствует о появлении высотной поясности.

В Северном Приарале, на юге Тургая и в Призайсанье формировались пестроцветы, а в прогибах Казахского щита и на юге Западной Сибири — преимущественно сероцветы. Глинистый материал имеет преимущественно каолиновый и гидрослюдистый состав. Так, красно-бурые и зеленые глины юго-восточного Тургая имеют каолинит-монтмориллонитовый состав, аллювиальные лигнитносные сероцветные глины бассейна Сарысу — гидрослюдисто-каолиновый, в глинах Кулунды и Прииртышья преобладает каолинит, а в Призайсанье развиты пестроцветные каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины. Красноцветность глин связана с примесью гидрогётита [88, 124, 135 и др.].

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют в основном субтропическую и тропическую растительность, близкую к полтавской (дуб, падуб, каштан, бук, тутовые, сумах, мирта, циннамон, лавр, магнолия, эвкалипт, гинкго, секвойя, глиптостробус, эфедра и др.), но со значительной примесью теплоумеренных широколиственных листопадных и хвойных пород (орех, гикори, каркас, ива, ольха, береза, тополь, ель, кедр и др.). Много спор папоротников, травянистых озерно-болотных растений и водорослей. Климат, по видимому, характеризовался сменой дождливого и засушливого сезонов [88, 124, 135, 138, 50 и др.].

Н. М. Яновская среди млекопитающих Казахстана выделяет три экологических типа: 1) обитатели влажных лесных станций — плезиспермофилус, пропалеокастор, палеокастор, гиенодон, челкария, цинодиктис, кызылкакгипус, схизотериум, протиракодон, парагиракодон; 2) обитатели заболоченных, озерных и прибрежных мест — кадуркодон, пропалеохерус, антракотериум, брахиодон, хемимерикс, лофиомерикс; 3) обитатели светлых сухих редколесий — ардинопис, псевдоцаганомис, крицетопс, индрикотериум, аллацеропс, колодон, энтелодон, продрематериум.

По мнению В. В. Лаврова [88], на Арало-Тургайских равнинах были развиты два фациальных комплекса осадков: 1) аллюви-

альный, преимущественно песчаный, с гумусированными глинами и пластами бурого угля, прослоями сидерита, колчеданными и псиломелановыми конкрециями; он накапливался преимущественно в условиях восстановительной среды; 2) озерный и лагунный, преимущественно глинистый, частично красноцветный, карбонизированный, нередко гипсоносный, формировавшийся в окислительной обстановке.

В. С. Ерофеев [50] предлагает обособлять комплекс водораздельных пространств, для которых характерны бурые и красно-буро-бурые, местами мергелистые глины. В. В. Лавров [88] сравнивает индрикотериевые ландшафты Арало-Сибирских равнин с субтропическими ландшафтами Нильской Африки. Соответственно выделяются два основных типа ландшафтов: 1) лесистых и влажных долин (галерейные леса); 2) полуоткрытых сухих междуречных равнин со слабо заросшими озерными водоемами. Широкие плоские болотно-лесистые речные долины были покрыты, по В. В. Лаврову [88], обильной водно-болотной и наземной растительностью. Речные протоки зарастали кувшинками и рдестами, водяным орехом, лотосом и водяными папоротниками — сальвинией и азолой. На берегах и пойме располагались заросли болотного кипариса, болотного тополя, рогоза, тростника, ивняка. Здесь преобладали торфяно-болотные почвы. Террасы были заняты менее влаголюбивыми древесными ассоциациями с господством листопадных форм (ольха, тополи, стираисово дерево и др.) и папоротниками в нижнем ярусе. Деревья обвивались лианами из дикого винограда, актинидии и т. п. На удаленных от воды песках располагались хвойные, преимущественно разнообразные сосновые и смешанные хвойно-лиственные леса. Под пологом леса формировались красноземы разной степени деградации (оподзоливания). С этим типом ландшафтов связаны свинообразные (крупные — энтелодонты и мелкие — антракотерии), гигантские носорогообразные (пристинотерии), водяные оленьки (лофиомерикс), водяные черепахи.

Междуречные пространства представляли собой слабо облесенные, периодически засушливые равнины, близкие к фисташковой саванне. Здесь произрастали миртовые, лавр, камфарное и коричневое деревья, держидерево, фисташка и было характерно присутствие эфедры, полыни, лебедовых. Отмечаются остатки термитов, обычных для субтропической лесостепи и саванны с красно-бурыми почвами. В. В. Лавров считает, что зональными почвами плакоров являются красноземы и красно-бурые почвы, свойственные для современных субтропических саванн. Мало измененными продуктами перебива таких почв можно считать красно-бурые глины юго-востока Тургая и Бетпак-Далы. Здесь жили роющие грызуны, нарезные черепахи, гигантские носороги (индрикотерии) и продрематерии, похожие на антилоп. Л. Н. Ржанникова [138] для Тургая и Приаралья отмечает существенно большее, чем в Призайсанье, остепнение водораздельных ландшафтов. Однако В. В. Лавров указывает на существование общей тенденции уве-

личения сухости климата с запада на восток. Этот вывод подтверждает и Н. М. Яновская, которая отмечает, что для Монголии характерно меньшее, чем для Казахстана, число обитателей заболоченных и озерных ландшафтов, а в Китае, обитатели лесов и болот практически отсутствовали.

Таким образом, на равнинных территориях Средней Азии и Казахстана располагалось три ландшафтно-климатические области (рис. 6).

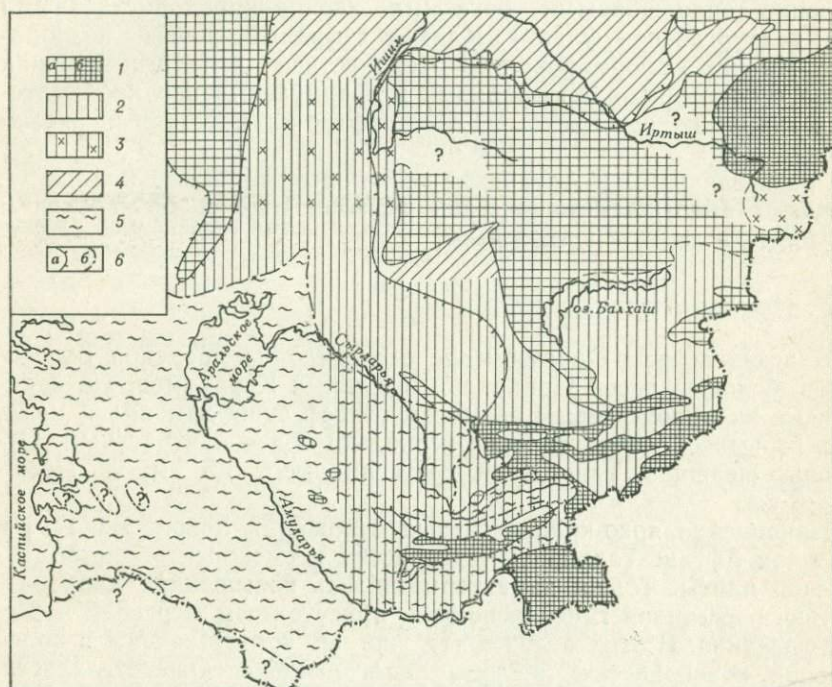


Рис. 6. Распространение цветковых ландшафтно-климатогенных комплексов континентальных отложений индрикотериевого времени

1 — области денудации: а — слабо приподнятые, б — горные; цветковые литогенетические комплексы континентальных отложений: 2 — красноцветный, 3 — пестро-красноцветный, 4 — сероцветный; 5 — морские осадки; б — границы морей; а — чеганско-ханабадского, б — индрикотериевого времени

1. Средняя Азия и Южный Казахстан — области распространения ландшафтов тропических редколесий или саванны, а на западе — приморских равнин. Для них свойственна полтавская тропическая вечнозеленая, аридизированная флора. Климат характеризовался наличием засушливых сезонов. Почвы красноцветные, из которых сформировалась карбонатная, красноцветная, местами солегипсоносная толща, преимущественно с гидрослюдистыми глинами — красноцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

2. Приаралье, юг Тургая, Центральный и Восточный Казахстан — области развития долинных тропико-субтропических лесов

и болот, водораздельных редколесий и саванн. Флора близкая к полтавской, но с примесью теплоумеренных широколиственных форм. Почвы красно-бурые болотные и красноземные, в разной степени оподзоленные. Из них сформировалась пестро-красноцветная каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая толща, на западе гипсоносная — пестро-красноцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

3. Северный Казахстан и юг Западной Сибири были заняты умеренно теплолюбивыми богатыми хвойно-широколиственными лесами (тургайская флора). Климат гумидный, почвы подзолистые. Из них сформировалась сероцветная углелигнитоносная толща с оолитовыми железняками и преимущественно каолинитовыми глинами — сероцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

Среднеазиатское и Алтайское низкогорья, по-видимому, еще не обладали высотно-климатической зональностью и были заняты березовым и другим редколесьем.

### **б. Асказансорское время**

В асказансорское время море отступило из пределов Кызылкумов, большей части Приаралья и Южных Каракумов. По сравнению с индрикотериевым временем рельеф суши изменился мало, но в горных областях он стал несколько более контрастным. Отдельные вершины Тянь-Шаня достигли высот 1,5 км, а Памира — 2 км.

Накопление ярко-красноцветных отложений локализовалось в пределах Афгано-Таджикской депрессии и смежных областей Туранской плиты. Толщи характеризовались повышенной карбонатностью, рассеянной гипсоносностью, присутствием мергелей и следов усыхания. В этих отложениях уже нет встречавшейся в более древних красноцветах пыльцы влаголюбивой растительности. В составе спорово-пыльцевого спектра, по А. М. Давыдченко и М. З. Пулатовой, содержится значительное количество древесных форм — дуба, ореха (*Juglans regia*), гинкго, гикори, саговниковых, кипарисовых и др., но уже появляются ксерофитные травянистые (особенно маревые) и кустарниковые формы. По мнению В. А. Бабадаглы [9], это свидетельствует о некоторой аридизации климата и более значительной расчлененности рельефа, в котором широколиственные леса были связаны с холмогорными участками.

Севернее, в Тянь-Шане и Казахстане, формировались разнообразные пестроцветы, обычно содержащие пласты или прослойки красноцветов. Количество последних и яркость окраски пестроцветов убывают в северном и восточном направлениях. В Тянь-Шане и Чу-Сарысуйской депрессии глины имели гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. В осадках межгорных впадин присутствовали мергели, гипсы, реже соли. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют субтропическую вечнозеленую, жестколистую

и влаголюбивую листопадную и хвойную растительность. Во впадинах островные смешанные леса перемежались со степными пространствами.

Во впадинах Центрального Казахстана, Тургая и Приаралья развиты в основном пестро-сероцветные осадки с прослоями монотермито-каолинитовых красноцветных (с тонкораспыленным гидротитом) и белых каолиновых глин, бобовых железняков и хемогенных кремнистых пород. Последние, по В. Н. Разумовой [135], образовывались на поднятиях в условиях умеренно теплого гумидного климата.

Флора Арало-Тургайских равнин отличалась от индрикотериевой бедностью состава листопадных древесных пород, малым количеством хвойных (глиптостробус) и отсутствием таких теплолюбивых форм, как лавры и циннамоны. По мнению В. В. Лаврова [88], медленно текущие, богатые гумусом реки индрикотериевого времени сменились быстрыми хорошо вентилируемыми потоками. Вследствие заметного похолодания климата место богатейшей тропико-субтропической растительности полтавского типа заняла однообразная бедная видами ассоциация листопадных мезофитов, принадлежащая тургайской флоре. В сочетании с выщелочностью пород она может рассматриваться как показатель равномерного увлажнения круглый год без сезонов засухи. Под пологом широколиственных тенистых лесов с обильным покровом листового опада проходило интенсивное промывание, отбеливание и каолинизация рыхлого субстрата. Формировались буроземы и серые лесные почвы умеренно теплого климата. В слабоминерализованных водоемах отлагались каолиновые глины. Повышение карбонатности и красноцветности пород к югу, очевидно, свидетельствует об увеличении аридности климата в этом направлении [88, 135].

В Зайсанской впадине пестро-сероцветные (зеленовато-серые, белые, коричневатожелтые, шоколадные) отложения характеризуются присутствием наряду с каолиновыми углистыми глинами каолиново-гидроглистенового состава и конкреций серного колчедана. Спорово-пыльцевые спектры принадлежат более богатой, чем в Центральном Казахстане, преимущественно древесной листопадной тургайской флоре (орех, лапина, гикори, ольха, береза, бук, дуб, каштан, ильм, каркас, дзельква, ликвидамбар, платан, клен, ясень, нисса, пихта, тсуга, ель, кедр, сосна, болотный кипарис), отвечающей теплоте и тепло-умеренному, а в начале почти субтропическому климату. Преобладает пыльца водо- и влаголюбивых представителей влажных лесов. Под их кроной сохранились тропические и субтропические экзоты — гинкго, сумах, падуб, восковниковые, магнолия и др. Имеются представители озерно-болотной растительности, влажных лугов, а также ксерофильных степей (сложноцветные, эфедра, лебедовые, полыни и др.). По Л. Н. Ржанниковой [138], в ландшафтах речных долин и озерно-болотных впадин преобладали смешанные листопадно-широколиственные и темно-хвойные влажные и заболоченные леса остров-

ного и галерейного типа. Центральные части водоразделов, вероятно, занимали степи, а по мнению В. С. Ерофеева [50] — ландшафты полуоткрытых пространств типа влажной саванны. Указанный исследователь считает, что на северо-востоке Южного Алтая широкое развитие получили горно-лесные ландшафты с буковыми и хвойно-широколиственными лесами. Палеонтологиче-

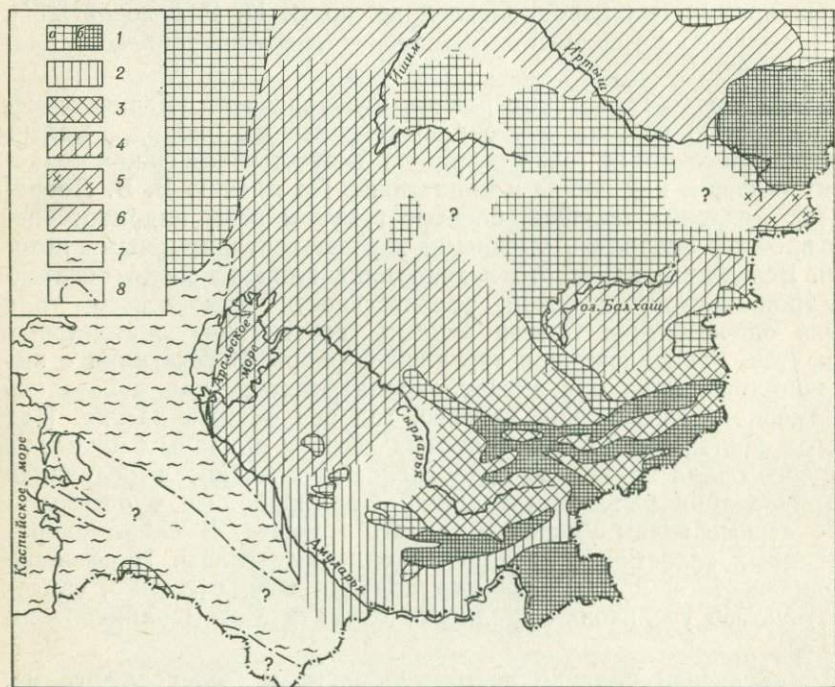


Рис. 7. Распространение цветных ландшафтно-климатогенных комплексов осадков континентальных отложений асказансорского времени

1 — области денудации: а — слабо приподнятые, б — горные; цветные литогенетические комплексы континентальных отложений; 2 — красноцветный; 3 — красно-пестроцветный; 4 — буро-сероцветный; 5 — буро-пестроцветный; 6 — сероцветный; 7 — морские осадки; 8 — граница моря

ские остатки характеризуют два экологических ряда: болотно-лесной (водяные оленьки: халикотерии, креодонты и др.) и лесостепной и степной (тапиронды и др.). Присутствуют также остатки насекомых (стрекозы, ручейники, термиты, бабочки), характерных для областей с теплым и жарким климатом [138].

На севере Тургая и юге Западной Сибири в хвойно-широколиственных лесах формировались сероцветные осадки преимущественно с каолинитовыми глинами.

Таким образом, описываемая территория в асказансорское время делилась на две крупные ландшафтно-климатические области, каждая из которых в свою очередь распадалась на регионы (рис. 7).

1. Среднеазиатская область саванн, редколесий и степей семиаридной зоны тропического и субтропического климата:

а) в Афгано-Таджикском регионе продолжали преобладать ландшафты тропических саванн и редколесий с красноцветным элювием и преимущественно карбонатными гидрослюдистыми глинами — красноцветный ландшафтно-климатогенный комплекс;

б) впадины Тянь-Шаня и смежные равнины характеризовались развитием тропико-субтропических редколесий и степей с буроцветными субаэральными и зелено-сероцветными субкавальными осадками, для которых характерны соли- и гипсоносность, карбонатность и монтмориллонит-гидрослюдистый состав глин — красно-пестроцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

2. Казахстано-Сибирская область лесов (тургайского типа) семигумидной и гумидной зон субтропико-тепло-умеренного климата:

а) Казахстанский регион с ландшафтами листопадных лесов гумидной зоны тепло-умеренного климата и буро-сероцветным элювием. Для осадков характерно присутствие железняков, кремнезем, а также каолинитовый и каолинит-монтмориллонитовый состав глин — буроцветный ландшафтно-климатогенный комплекс;

б) Зайсанский регион с ландшафтами хвойно-широколиственных лесов и влажных саванн аридизированного, вероятно, субтропико-тепло-умеренного климата с красно-буро-сероцветным элювием. Характерно накопление углистых и каолиновых глин и образование железистых конкреций — пестроцветный ландшафтно-климатогенный комплекс;

в) Южно-сибирский регион с преобладанием хвойно-широколиственных лесов тепло-умеренного климата с буро-сероцветным элювием и накоплением углей и болотных железных руд — сероцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

### ***в. Арало-турмейское время***

Арало-турмейское время характеризуется выравниванием земной поверхности в Казахстане и появлением крупных озерных бассейнов на юге Западной Сибири, в Тургае, Приаралье, Кызылкумах, Прибалхашье и Призайсанье. Увеличилась площадь озер и в межгорных впадинах Тянь-Шаня. Вместе с тем контрастность горного рельефа на юге Средней Азии возросла. Отдельные вершины Памира, по-видимому, достигли высоты 2,5 км.

В Афгано-Таджикской депрессии накапливались глинистые породы лилово-бурого и фиолетово-красного цвета. Лиловые и фиолетовые оттенки обусловлены наложением окраски рассеянных красных гидроокислов железа на собственную зеленоцветную окраску глин. Потемнение осадков по сравнению с более древними объясняется увеличением содержания гидроокислов железа и гумуса, которое связано с возрастанием гидроморфности условий осадконакопления [141, 9]. Последнее подтверждается характером спорово-пыльцевых спектров из низов хингоуской свиты

(езганская подсвета). Здесь наибольшее развитие получили широколиственные влаго-теплолюбивые формы (орех, гикори, вяз), произраставшие, по-видимому, на периферических поднятиях. О существовании высотной поясности в последних свидетельствует увеличение количества пыльцы сосны. Присутствие пыльцы вечнозеленой сухолюбивой субтропической растительности (восковниковые) и влаголюбивых форм (вересковые, нисса) показывает, что началу арало-турмейского времени отвечает фаза увлажнения и слабого похолодания климата. В преимущественно красно-бурых осадках верхов горизонта (сурхобская подсвета) отмечается увеличение количества пыльцы ксерофитной травянистой (лебедовые, полынь) и кустарниковой растительности (вересковые, тамарисковые). Несколько более увлажненным горным участкам отвечает пыльца широколиственных древесных форм: орех, граб, вяз, клен [9, 169].

В межгорных впадинах Тянь-Шаня накапливались светло-пестроцветные осадки с пластами гипсов, солей, мергелей, реже красноцветных глин. Здесь развиты гидрослюдисто-монтмориллонитовые и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью палыгорскита. Преобладание монтмориллонита свидетельствует о широком развитии озерных фаций [58 и др.]. В спорово-пыльцевых спектрах присутствуют как субтропические вечнозеленые и жестколиственные формы, так и более влаго- и прохладолюбивые листопадные и хвойные растения. По-видимому, наряду с остепненными пространствами существовали и хвойно-широколиственные леса.

В северных Предгорьях Тянь-Шаня и в Казахстане развиты зеленоцветные, а в Зайсанской впадине — зелено- и пестроцветные глины преимущественно монтмориллонитового состава с примесью гидрослюды и бейделлита. Зеленоцветные озерные глины содержат друзы гипса, конкреции и прослои мергеля и известняка, марганцовистые бобовины и гумусированные прослои. В речных фациях глины переслаиваются с песками. Для прибрежных озерно-солончаковых равнин типичны красно-бурые и зеленовато-серые засоленные и загипсованные глины [135].

Состав растительности, так же как и фации осадков, указывает на существенную аридизацию климата. В спорово-пыльцевых спектрах повсеместно преобладает пыльца травянистых, главным образом ксерофитных растений — лебедовые, сложноцветные (полыни), зонтичные, лютиковые злаки, эфедра. Присутствуют растения озерно-болотных водоемов — тростник, рогоз, ежеголовниковые, рдест, кувшинка, в подчиненном количестве — пыльца и споры трав, кустарников, мхов, папоротников сырых лугов, влажных степей и лесных водоемов. В то же время повсеместно развита пыльца древесных. В Тургае и Приаралье она представлена преимущественно сосновыми (сосна, ель, кедр, таксодиевые) и в меньшем количестве — березой, ольхой, дубом и др. В Центральном Казахстане преобладали таксодиевые, буковые (дуб, бук), ореховые (орех, лапина, гикори), вязовые, а в При-

зайсанье — хвойные (пихта, тсуга, ель, кедр, сосна) и листопадные — ива, ольха, береза, граб, гикори, лапина, орех, бук, вяз, дзельква, клен, липа, дуб, ясень и другие представители умеренного пояса. Однако также повсеместно присутствует пыльца субтропических форм — таксоидные, глиптостробус, кипарисовые, восковниковые, каркас, ликвидамбар, сумах, нисса, древовидный папоротник (диксония) и др. Это свидетельствует о достаточно теплом, семиаридном климате. Не исключено чередование плювиальных и аридных эпох. Первые обуславливали увеличение озер и распространение богатого травянистого покрова, вторые — садку хемогенных пород и развитие сухих степей.

Фауна указывает на преобладание открытых ландшафтов и аридность климата — черепахи тестуниды, роющие грызуны, такие подвижные формы открытых и полуоткрытых (полусаванных) пространств, как примитивные олени дикросерусы и мунтжаки (прыгающая форма), из семейства лошадей — анхитерии и др. На берегах водоемов, по-видимому, обитал аралотерий. Почвообразование проходило по пути формирования каштановых почв и сероземов.

Накопление монтмориллонитовых глин характерно для обстановки щелочного выветривания, свойственного озерам аридного и семиаридного климата. Это подтверждается и присутствием гипсовых и карбонатных образований. Продолжали существовать галерейные, островные и тугайные леса, с которыми были связаны лесная лошадь (анхитерий), бобы и др. В областях денудации формировались бурые и каштановые почвы [88, 138, 50].

Таким образом, в арало-турмейское время произошло определенное выравнивание ландшафтных обстановок за счет повсеместного проявления аридных эпох, чередовавшихся с влажными (плювиальными). Это привело к общему иссушению климата и разрастанию остепненных пространств Казахстана. Наряду с этим вероятно увеличение увлажнения южных районов за счет поднятий хребтов Памира и Тянь-Шаня. Хотя и с меньшей четкостью, чем в асказансорское время, но все же достаточно ясно прослеживаются две крупные ландшафтно-климатические области (рис. 8).

1. Среднеазиатская область степей, саванн и редколесий семиаридной зоны преимущественно субтропического климата.

а) в Афгано-Таджикском регионе преобладали ландшафты семиаридных степей, саванн и редколесий с красно-бурыми и коричневыми почвами, за счет которых сформировался фиолетово-красноцветный ландшафтно-климатогенный комплекс;

б) Тяньшаньский регион характеризовался развитием семиаридных тепло-умеренно-субтропических степей и редколесий. Это зона максимальной аридизации климата арало-турмейского времени в пределах описываемой территории. Здесь наряду с осадками осолоненных озер формировались каштановые, серо-коричневые, а местами и красно-бурые почвы, которые послужили источником

формирования светло-пестроцветного ландшафтно-климатогенного комплекса.

2. Казахская (Казахстано-Сибирская) область с ландшафтами тепло-умеренных семиаридных степей, полусаванн, а также островных, прибрежных и долинно-галерейных смешанных лесов. Здесь широко развиты озерные монтмориллонитовые

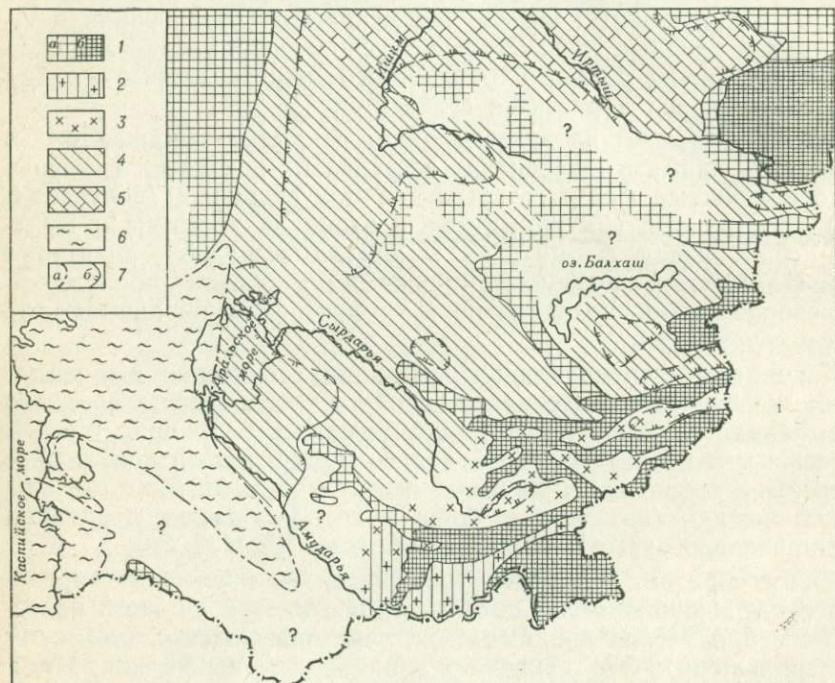


Рис. 8. Распространение цветных ландшафтно-климатогенных комплексов континентальных отложений арало-турмемейского времени

1 — области денудации: а — слабо приподнятые, б — горные; цветные литогенетические комплексы континентальных отложений: 2 — фиолетово-красноцветный, 3 — светло-пестроцветный, 4 — зеленоцветный, 5 — серо-зеленоцветный, 6 — морские осадки, 7 — границы бассейнов: а — морского, б — крупных озерных

загипсованные осадки, а среди почв преобладали каштановые, сероземные, меньше — карбонатные буроземные. Все это обусловило формирование в основном зеленоцветного ландшафтно-климатогенного комплекса.

## 2. Гиппарионовое время

В гиппарионовое время береговая линия моря сначала испытывала возвратно поступательные перемещения, а затем быстро отступала. В результате большая часть Туранской низменности осушилась. Исчезло и большинство озерных бассейнов, существ-

вовавших в арало-турмейское время. Увеличилась контрастность рельефа горных областей. Отдельные вершины Тянь-Шаня достигли отметок 2,5, а Памира 3 км. С этим связано поглубение осадков. В ряде межгорных впадин отлагались преимущественно конгломераты.

На большей части описываемой территории накапливались красно- и буроземные толщи, которые лишь в Западной Сибири и ряде межгорных впадин Тянь-Шаня замещались пестроцветами, содержащими пласты и пачки буроземов. Все это свидетельствует о прогрессирувавшем выравнивании ландшафтно-климатических обстановок. Преобладают гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые глины пролювиально-делювиальных и аллювиальных фаций. Красноцветным пигментом их является окисное железо, слагающее цемент глинистых агрегатов и образующее примазки на алевритовых и песчаных зернах. Озерные фации представлены зеленоцветными существенно монтмориллонитовыми глинами, часто загипсованными, местами с железистым бобовником или стяжениями и прослоями мергелей и хемогенных известняков, а в Тянь-Шане — и соли. Развита фация такыров — зеленовато-бурые и пятнистые глины с полигональными трещинами усыхания. Отмечается общее поглубение осадков по сравнению с арало-турмейским временем [88, 135, 58, 50].

Повсеместно наблюдается обеднение спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующее о преобладании трав-ксерофитов: лебедовые, сложноцветные (полюны), губоцветные. На их фоне обычно присутствуют древесные формы. В горных областях Средней Азии они представлены преимущественно мелколистными элементами ксерофильных редколесий — клены, миндаля, каркас, а также можжевельник, барбарис; азональные группировки состояли из туранговых и лавролистных тополей, ивы. Реже присутствует пыльца сосны, ели, граба, березы, липы и кустарников (крушина, жимолость, эфедра). Для Казахстана отмечаются береза, ива, дуб, сосновые. Встречаются озерно-болотные растения — тростник и др. В горных районах Средней Азии и Призайсанья сохраняются реликты субтропических и теплолюбивых форм (орех) [88, 133, 70, 138].

В горных районах, очевидно, на фоне степных ландшафтов впадин существовали тугайные и горные леса, а в Южном Алтае и Саур-Тарбогатае появились ландшафты средневысотных степных нагорий. На равнинах преобладали открытые лугово-степные и полустепные ландшафты с островными лесами. На плакорах формировались бурые карбонатные почвы.

Состав гиппарионовой фауны подтверждает широкое развитие открытых пространств наряду с полуоткрытыми и озерно-речными ландшафтами в условиях периодически засушливого климата. По мнению В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко [11], гиппарионы представляли собой табунных животных, державшихся как сырых лугов, так и жесткотравных степей, а жирафы и носороги шлос-

сера — облесенных участков и зарослей. К полуоткрытым пространствам или лесным массивам, по-видимому, тяготели и мастодонты.

Представления о климате не однозначны. В. В. Лавров [88] считает, что в гиппарионовое время климат Арало-Тургайских равнин изменился в сторону большего увлажнения, продолжая оставаться континентальным умеренно теплым и довольно сухим. Однако Л. Н. Ржанникова [138] и В. С. Ерофеев [50] склоняются к представлению об аридизации климата, опираясь на общее остепнение ландшафтов. Обе точки зрения сближает представление о сильных сезонных засухах, о которых, по В. В. Лаврову [88], свидетельствует характер тафономии Павлодарского местонахождения млекопитающих. По-видимому, существовали не только сезонные, но и более продолжительные колебания климата. При этом пльвиальные эпохи скорее всего были прохладными, а аридные жаркими. Чередование теплых и прохладных эпох для Тянь-Шаня отмечает А. Б. Фортуна. С такой трактовкой перекликается и характер климатических изменений на Кавказе, где началу гиппарионового времени отвечает фаза интенсивного увлажнения, а концу его — фаза жаркого климата [67].

Таким образом, к колебаниям степени увлажненности климата, которые проявились в арало-турмейское время, добавились значительные температурные колебания. Это привело к дальнейшей аридизации и выравниванию ландшафтно-климатических обстановок. Зона максимальной аридизации, по-видимому, сместилась из Тяньшаньского региона на юг в Копетдагско-Таджикский, обладавший субтропическим климатом. Максимальная увлажненность характерна для горных областей Средней Азии, которые, очевидно, начали перехватывать высокие фронты влажного воздуха. Можно предположить, что степень увлажненности равнинных областей изменялась по-разному. В Средней Азии она в целом уменьшилась, а в Казахстане — несколько увеличилась. Таким образом, намечается три крупных региона (рис. 9): Копетдагско-Таджикский, Тяньшаньский и Казахстанский:

а) Копетдагско-Таджикский регион характеризуется развитием степей, а также островных (?), тугайных и горных лесов. На плакорах формировались бурые и каштановые почвы, обусловившие развитие буроцветного ландшафтно-климатогенного комплекса;

б) в Тяньшаньском регионе преобладали теплоумеренные ксерофильные листовенные редколесья, тугайные и кустарниковые заросли. В верхнем ярусе гор существовали хвойные леса (редколесья?). Не исключено развитие остепненных равнин, особенно на западе. В ряде межгорных впадин существовали озерные бассейны. Наряду с озерными осадками формировались бурые, каштановые и подзолистые почвы — буро-пестроцветный ландшафтно-климатогенный комплекс;

в) в Казахстанском регионе в семиаридной теплоумеренной обстановке существовали ландшафты степей, в том числе высоко-

травных и кустарниковых с островными лесами. Развивались бурые и каштановые почвы, из которых сформировался красно-буроцветный ландшафтно-климатогенный комплекс.

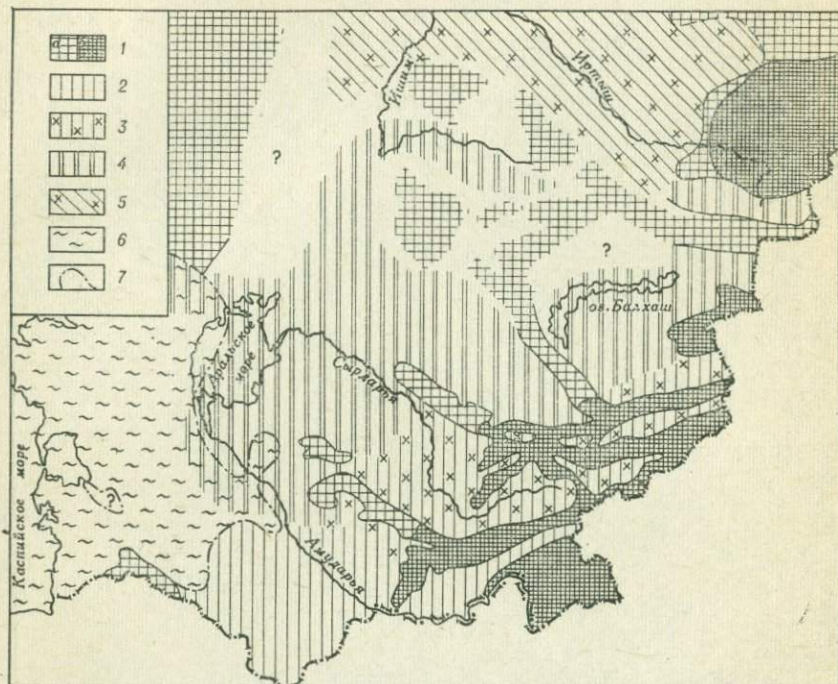


Рис. 9. Распространение цветовых ландшафтно-климатогенных комплексов континентальных отложений гиппарионового времени  
 1 — области денудации: а — слабо приподнятые, б — горные; цветовые литогенетические комплексы континентальных отложений: 2 — буроцветный, 3 — буро-пестроцветный, 4 — красно-буроцветный, 5 — зелено-пестроцветный, 6 — морские осадки, 7 — граница максимального распространения моря

### д. Астийское время

В астийское время произошла трансгрессия акчагыльского моря на равнины Каракумов, Приаралья и Кызылкумов. Прогрессирующая аридизация климата привела к дальнейшему остепнению ландшафтов и накоплению преимущественно палеоцветных осадков с монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами на всей территории Средней Азии и Казахстана. Горные сооружения характеризуются увеличением контрастности рельефа и его высоты. В частности, отдельные вершины Памира, по-видимому, достигли отметок 3,5 км.

Повсеместно преобладает сухолюбивая тепло-умеренная степная флора — лебедовые, маревые, полыни, злаки, в меньшем количестве — зонтичные, крестоцветные, эфедра, валериановые. Пыльца древесных присутствует обычно в небольшом количестве.

В горах Средней Азии местами наблюдается некоторое повышение содержания пылицы древесных, связанное, очевидно, с разрастанием горных лесов. Характерно и увеличение пылицы хвойных, среди которых в Афгано-Таджикской депрессии преобладал кедр, а на северном Тянь-Шане сосновые. На юге отмечаются орех, дуб, ясень, ликвидамбар [9, 6], в Казахстане — береза, сосна, ель, а также гикори, орех, вяз, липа, которые, по-видимому, характеризуют растительные сообщества речных долин [124].

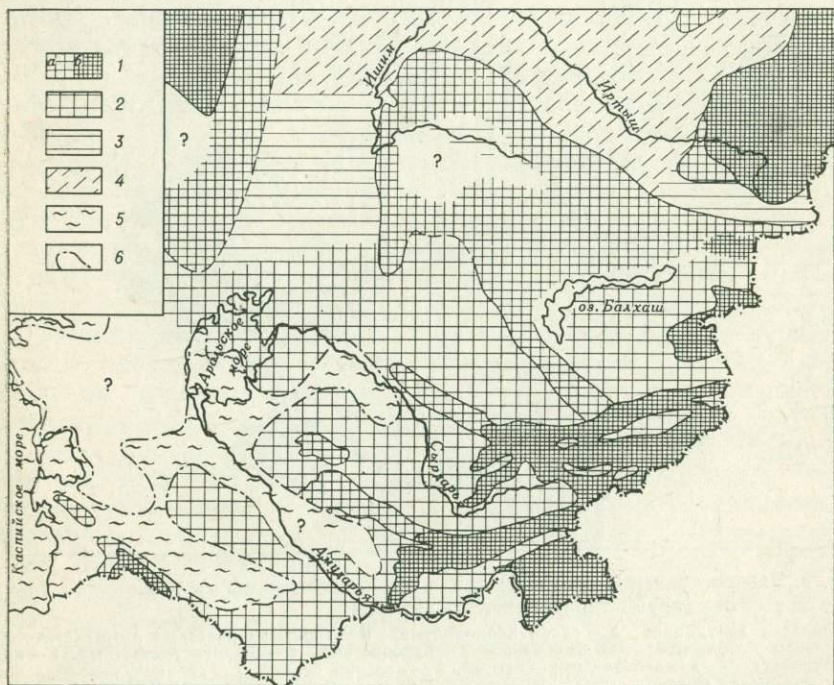


Рис. 10. Распределение цветковых ландшафтно-климатогенных комплексов континентальных отложений астиского времени

1 — области денудации: а — слабо приподнятые, б — горные; цветковые литогенетические комплексы континентальных отложений: 2 — буро-палеоцветные, 3 — палеоцветные, 4 — светло-сероцветные, 5 — морские осадки, 6 — граница максимального распространения акчагыльского моря

Здесь были развиты островные леса, в которых к востоку увеличивалась роль березы, а местами на севере существовали болота. Территория Алтая была покрыта хвойными лесами с примесью лиственных пород — сосны, ели, тсуги, пихты, кедра, березы, ивы, ольхи, лещины, дуба, каштана, граба, сумаха, гикори, ореховых [126]. Фауна также отражает преобладание сухих степных ландшафтов, в которых существовали лошадь Стенона, верблюд пребрактриан, страус. Обитателями прибрежных зарослей и лесистых мест являлись овернский мастодонт, южный слон, бобр трогонтерий и др. [11].

Палеонтологические и литологические данные позволили В. В. Лаврову [88] считать климат Казахстана сухим и континентальным. По его мнению, наличие «вихревой» слоистости в аллювии Северного Казахстана подтверждает существование зимних наледей на реках. Предполагается, что климат Казахстана был теплее современного. Для Тянь-Шаня среднегодовые температуры оцениваются в  $+12^{\circ}$ , т. е. примерно на  $7^{\circ}$  выше современной [6]. Появление буроцветных пород на западе Тянь-Шаня и Копетдага, вероятно, связано с дополнительным увлажнением приморского фронта горных областей. Не исключено, что началу астийского времени отвечает фаза некоторого общего увлажнения, обусловившая развитие горных хвойных и широколиственных лесов на Тянь-Шане, Памире и Алтае, а также заболоченных участков на юге Западной Сибири. Синхронная фаза раннеакчагыльского похолодания, увлажнения и связанного с этим горного оледенения отмечается для Кавказа [67]. С ней сопоставляется повышение активности речного стока и опреснение Каспия. Для равнин, вероятно, следует выделять Среднеазиатский регион с его более теплыми и сухими степями и полупустынями (буро-палеоцветный ландшафтно-климатогенный комплекс) и Северо-Казахстанский регион развития степей (палеоцветный ландшафтно-климатогенный комплекс). Повсеместно существовали лесные массивы в речных долинах. Особняком стоят высотные ландшафты горных лесов (рис. 10).

### *е. Виллафранкское время*

В виллафранкское время произошла апшеронская трансгрессия Каспия, местами, например в Приуралье и Кызылкумах, даже более широкая, чем акчагыльская. Характерна еще большая нивелировка ландшафтов равнин, произошедшая за счет похолодания и аридизации климата. Значительно увеличилась контрастность рельефа среднеазиатских горных сооружений, вершины которых достигли высоты 3,5—4,5 км. Спорово-пыльцевые спектры горных районов Средней Азии, по данным Н. А. Садовской, Л. Н. Ершовой и других исследователей, представлены в основном травами, (злаки, маревые, зонтичные) с примесью сосны и березы. В спектре восточно-туранских равнин преобладали степные и луговые ассоциации, имеются представители прибрежных трав и тугайных зарослей.

В осадках Средней Азии появляются лёссы, материал которых, вероятно, связан с ледниковым выветриванием [22, 77, 141]. Появление горного оледенения, очевидно, также сказалось на общем похолодании климата. Увеличение контрастности рельефа отразилось в преобладании грубых осадков как в межгорных и предгорных впадинах, так и далеко за пределами горных сооружений. Глинистые осадки на всей территории Средней Азии и Казахстана характеризуются монтмориллонит-гидролюидным составом и бледной палеоцветной и палео-серой окраской, кото-

рая отражает характер почв сухих степей и полупустынь. О преобладании таких ландшафтов свидетельствует и характер фауны Казахстана [11, 66]. Во впадинах Тянь-Шаня и в Афгано-Таджикской депрессии кроме южного слона, овернского мастодонта обитали носороги, в том числе и эласмотерий, близкий к кавказскому, саблезубые тигры, верблюды, олени, антилопы и, по-видимому, бизоны. На туранских равнинах существовали медведи, гепарды, антилопы, страусы, черепахи, ящерицы.

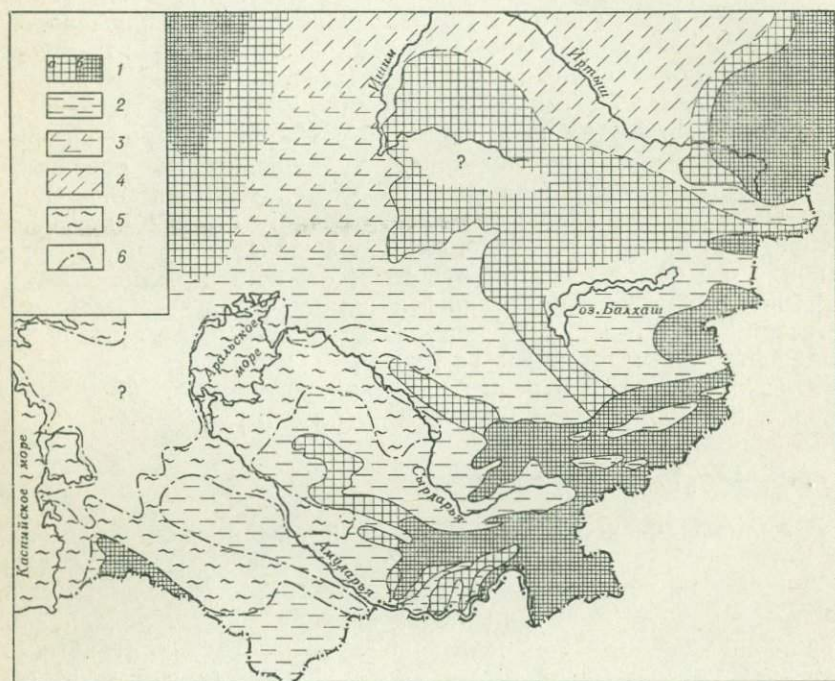


Рис. 11. Распределение цветowych ландшафтно-климатогенных комплексов континентальных отложений виллафранковского времени

1 — области денудации; а — слабо приподнятые, б — горные; цветowe литогенетические комплексы континентальных отложений: 2 — бледно-палеоцветный, 3 — серо-бледно-палеоцветный, 4 — светло-сероцветный, 5 — морские осадки, 6 — граница максимального распространения апшеронского моря

Климат значительно приблизился к современному. Так, среднегодовые температуры для впадин Центрального Тянь-Шаня оцениваются в  $7-8^{\circ}$ , т. е. всего на  $2-3^{\circ}$  выше современных [6]. Вероятно чередование эпох с различной среднегодовой температурой и степенью увлажнения. Во всяком случае, для Каспийского региона в начале виллафранковского времени отмечается фаза общего увлажнения и связанного с ней опреснения Каспия [67].

По степени аридизации и температурному фону продолжают различаться более теплая и засушливая Среднеазиатская область,

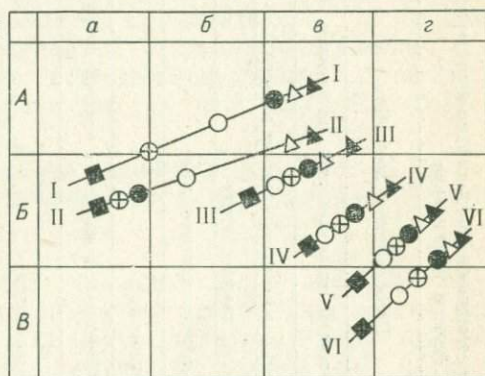
включающая и Южный Казахстан, где формировался бледно-палеоцветный ландшафтно-климатогенный комплекс, и Казах-  
станский регион, в котором накапливался серо-бледнопалевый  
ландшафтно-климатогенный комплекс (рис. 11).

\* \*  
\*

Приведенный обзор определенно свидетельствует об одно-  
направленной миграции климатических поясов и зон на всей  
описываемой территории. Эта миграция обусловила прерывисто  
поступательный характер изменения ландшафтных обстановок и  
литогенетических комплексов.

На территории Средней Азии осадконакопление из-  
менялось от семиаридной зоны тропического пояса до  
аридной зоны умеренного пояса (рис. 12). Наметилась  
определенная связь между типами ландшафтных обста-  
новок и окраской глинистой составляющей разрезов  
(табл. 12). Она отражает существование важного част-  
но-литологического корреляционного критерия, опи-  
рающегося на анализ цвето-  
вых ландшафтно-климато-  
генных комплексов. Дополни-  
тельными частно-литоло-  
гическими критериями явля-  
ются также ландшафтно-  
климатогенные сингенетиче-  
ские глинистые минералы,  
хемогенные породы-индика-  
торы и особенности фаци-  
ального состава толщ.

Поступательный харак-  
тер палеоландшафтных и  
связанных с ними литогенетических изменений обусловлен общими  
тенденциями в изменении рельефа, климата и растительности. Из-  
менения рельефа заключаются в нарастании амплитуды рельефа,  
связанном с увеличением высоты горных сооружений. Изменения  
климата сказались в понижении температурного фона и в прогрес-  
сировавшей с востока аридизации. Изменения растительности про-  
явились в отступании тропико-субтропической вечнозеленой (пол-  
тавской) флоры к югу, а широколиственной, листопадной (тургай-  
ской) — к северу, а также в развитии связанной с горными мас-  
сивами высотной поясности.



▲ 1   Δ 2   ● 3   ⊕ 4   ○ 5   ■ 6

Рис. 12. Изменение олигоцен-неогеновых климатических обстановок в Средней Азии, Казахстане и на юге Западной Сибири

Регионы: 1 — Афгано-Таджикский, 2 — Тянь-  
шаньский, 3 — Южно-Казахстанский, 4 — Северо-  
Казахстанский, 5 — Восточно-Казахстанский,  
6 — Западно-Сибирский. Этапы: I — индрик-  
гериевский, II — асказансорский, III — арало-тур-  
мейский, IV — гиппарионовый, V — астийский,  
VI — вилафранкский. Климатические пояса: А —  
тропико-субтропический, Б — субтропико-  
теплоумеренный, В — умеренный. Климатиче-  
ские зоны: а — гумидная, б — семигумидная,  
в — семиаридная, г — аридная

Таблица 12

Соотношение цветковых ландшафтно-климатогенных комплексов с равнинными ландшафтно-климатическими олигоцен-неогеновыми обстановками Средней Азии и Казахстана

Этапы	Цветовые ландшафтно-климатогенные комплексы	Преобладающие ландшафты	Климатические	
			зоны	пояса
Индрикотериевый, асказансорский	Пестро-красноцветный	Хвойно-широколиственные леса, редколесья, саванны	Семигумидная	Тропико-субтропический
	Красноцветный	Редколесья, саванны, приморские равнины	Семиаридная	
Арало-турмейский	Фиолетово-красноцветный	Редколесья, саванны, степи		
Индрикотериевый, асказансорский	Сероцветный	Хвойно-широколиственные леса	Гумидная	
	Буро-сероцветный	Листопадные леса		
Асказансорский	Пестро-сероцветный	Хвойно-широколиственные леса, влажные саванны, степи	Семигумидная	
	Красно-пестроцветный	Редколесья и степи		
Арало-турмейский	Светло-пестроцветный		Семиаридная	Субтропико-теплоумеренный
	Зеленоцветный	Степи, полусаванны, островные и галерейные леса, озерные бассейны		
Гиппарионовый	Буро-пестроцветный	Лиственные редколесья, тугай, кустарники, степи		
	Красно-буроцветный	Островные леса, кустарники, степи		
Астийский	Буроцветный	Тугай, степи	Аридная	
	Палеоцветный	Степи		
Виллафранкский	Буро-палеоцветный			
	Бледно-палеоцветный	Степи, полупустыни		
	Серо-бледно-палеоцветный			Умеренный

Распределение перерывов и несогласий свидетельствует о периодической активизации тектонических движений в начале каждого этапа. Этим фазам активизации отвечают частные максимумы общего увлажнения и похолодания. Не исключено, что с ними связаны и максимумы морских регрессий на равнинах.

Таким образом, на фоне общей тенденции тектоно-климатических изменений намечается определенная единая этапность развития. Кроме периодических импульсов тектонической активности, увлажнения и похолодания она определяется численным равенством поэтапных смен ландшафтно-климатических обстановок в разных регионах. Одновозрастность рубежей этих этапов, обладающих определенной ландшафтно-климатической и литогенетической индивидуальностью, подтверждается всеми имеющимися палеонтологическими материалами. Следовательно, корреляция разрезов, опирающаяся на принятые частно-литологические критерии, действительно отражает естественноисторическую периодизацию олигоцен-неогенового развития Средней Азии и Казахстана.

#### 4. О ДАТИРОВКЕ И ПЕРСПЕКТИВАХ КОРРЕЛЯЦИИ И ДЕТАЛИЗАЦИИ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Проведенный выше анализ как палеонтологических, так и палеогеографических данных подтвердил непротиворечивость предложенной литологической корреляции. Однако датировка горизонтов межрегиональной стратиграфической схемы по местным материалам недостаточно определена. Как будет показано далее, она отчасти обусловлена неоднозначным толкованием объема подразделений международной стратиграфической шкалы. Уточнение датировки среднеазиатско-казахстанской схемы возможно лишь путем ее корреляции со схемами смежных регионов, т. е. путем привлечения дополнительных палеонтологических материалов.

С юга к рассматриваемой территории примыкает Афганистан, где олигоцен-неогеновые отложения изучены слабо. Поэтому корреляция их преждевременна. Гораздо перспективнее в этом отношении области, пограничные с востока, — Монголия, Джунгария и др. и с севера — юг Западной Сибири (табл. 13).

Морские олигоцен-неогеновые отложения развиты в Прикаспии, на равнинах Турана и в Копетдаге. Поэтому их соотношения с континентальными толщами могут быть прослежены на широком фронте. Своеобразие строения морских осадков и появление в них на разных уровнях континентальных пород обусловило существование здесь нескольких самостоятельных стратиграфических схем. Однако все они включают много общих подразделений — слоев, горизонтов, ярусов, а потому могут быть детально скоррелированы (табл. 14).

На следует, однако, переоценивать стратиграфическую значимость данных морской палеонтологии. В некоторых случаях использование разных групп фауны позволяет неоднозначно опре-

## Сопоставление стратиграфических схем олигоцен-неогеновых отложений Джунгарской впадины, Западной Монголии и юга Западной Сибири

Джунгарская впадина		Западная Монголия		Юг Западной Сибири	Горизонты межрегиональной схемы	
Конгломератовая свита		Свита Гошу		Кочковская свита	Убинская пачка	Виллафранкский
Свита светло-коричневых пород	Зелено-коричневая и верхняя пестроцветная свиты	Свита Алтан-Тээли	Свита Туин-Гол		Каргатская пачка	Астийский
			Свита Хиргис-Нур			
	Верхняя коричневая свита	Свита Ошин		Павлодарская свита	Гиппарионовый	
Свита зеленых пород		Свита Лоо		Таволжанская свита	Арало-турмейский	
				Петропавловская свита		
Свита бурых пород, нижняя коричневая свита		Формация Хсанда-Гол	Свита Бегер	Абросимовская свита	Асказансорский	
				Журавская свита		
			Свита Хан-Тайшири	Новомихайловская свита	Индрикотериевый	
				Атлымская свита		

делять возраст осадков. Так, хадумские отложения по моллюскам часто датировались нижним, а по остракодам — верхним олигоценом. Это происходило потому, что в первом случае проводилось сравнение с моллюсками нижнеолигоценового Северогерманского бассейна, а во втором — с остракодами из верхнеолигоценового Майкопского бассейна. Б. П. Жижченко [53] считает, что большинство выделенных здесь микрофаунистических зон представляет собой местные комплексы, характеризующие локальные изменения условий седиментации. В частности, он высказывает сомнение в действительной разновозрастности фаун, отвечающих зонам *Cristellaria herrmani*, *Nauphragmoides deformabilis*, *Spiroplectammina carinata*, *Sp. terekensis* и др. Известно также, что характерная для верхнеэоценового белоглинского горизонта форма *Globigerinoides conglobatus* известна из современного тропического планктона. Моллюски хадумского типа свойственны и литологически сходным с хадумскими верхнеэоценовыми отложениями Ставрополя, а также отложениям, перекрывающим соленовский горизонт в Херсонской области и на Устюрте. Более того, по его мнению, фациально такие комплексы моллюсков, как чеганский, хадумский, ащайрыкский и др.

Фациальная ограниченность зонального расчленения хорошо видна на примере зоны *Spiroplectammina carinata*. Последняя нередко относится к хадумскому горизонту и ащайрыкской свите и располагается под соленовским горизонтом. Однако *Spiroplectammina carinata* отмечается в соленовском горизонте Копетдага. Она характерна для кенджалинской свиты Мангышлака, которую А. П. Ильина параллелизует с соленовским горизонтом. В верхах этой свиты отмечаются типичные для соленовского горизонта моллюски [102]. Как указывает Б. П. Жижченко [53], биоценоз *Spiroplectammina carinata*, встречающийся исключительно в бескарбонатных глинах, характерен также для верхов эоцена и встречается в среднем миоцене, например в Западной Украине<sup>1</sup>.

Подстилающие индрикотериевый горизонт осадки чеганской свиты (зона *Pinna lebedevi*) И. А. Коробков [71] сопоставляет с альминским ярусом. По мнению Г. П. Крейденкова и Р. М. Давидзон [82], ряд фораминифер из исфаринских и ханабадских слоев Афгано-Таджикской депрессии содержится в белоглинском горизонте Северного Кавказа и позволяет сопоставлять ханабадские слои также с альминским ярусом. Д. Д. Бузуруков указывает на присутствие в ханабадских слоях моллюсков, характерных для латторфского яруса.

По всей вероятности, все эти отложения являются аналогами саннуазского (латторфского) яруса, который в Западно-Европейской шкале обычно располагается в основании олигоцена [54]. Однако ряд советских исследователей (например, И. А. Короб-

---

<sup>1</sup> Узкую фациальную приуроченность *Spiroplectammina carinata* и *Globigerina officialis* отмечают Г. И. Семенов и А. С. Столяров.

## Сопоставление региональных стратиграфических схем морских

Сводная схема морских отложений		Западный Копетдаг и Балхан	Юго-восточный Устюрт и Заунгузские Каракумы		
Ярусы	Горизонты, ренгоярусы				
Бакинский		Низы казанджикского комплекса	Бакинский ярус	Низы каракумской свиты	
Апшеронский			Апшеронский ярус	?	
Акчагыльский		Армянский комплекс	Акчагыльский ярус	Заунгузская свита	
			Торонглинская свита	«Акчагыл»	Балкуинская свита
Балаханский		Кельянский комплекс	балаханский ярус	?	
Понтический			Дурунская свита		понтический ярус
Меотический			Диоджийская свита		?
Сарматский			Сарматский ярус		Сарматский ярус
Тортонский		Конкский	Конкский горизонт	Конкский горизонт	
		Караганский	Караганский горизонт	Караганский горизонт	
	Чокракский	Чокракский горизонт	«Чокрак» Красноцветные отложения		
?	Тарханский	Тарханский горизонт	Тарханский (?) горизонт		
Гельветский	Ржегакиевый	Гяурский комплекс	Ржегакиевые слои	Ржегакиевые слои	

## олигоцен-неогеновых отложений Средней Азии и Казахстана

Мангышлак	Северный Устюрт	Приаралье	Горизонты межрегиональной схемы континентальных отложений
Бакинский ярус	Сыртовая свита	?	Кошкурганский
Размыв	?	«Апшерон»	Виллафранкский
	Нижний и средний «акчагыл»	?	«Акчагыл», толща палевых глин
?			
Понтический ярус	?	Жиландинская свита	Гиппарионовый
Меотический ярус	Сарматский ярус		
Сарматский ярус	Сарматский ярус		
Конкский горизонт	Толща красных глин		
Караганский горизонт			
Чокракский горизонт	Устричники с <i>Ostrea gryphoides</i>	Аральская свита	Аралотурмейский
Верхний майкоп			

Сводная схема морских отложений		Западный Копетдаг и Балхан	Юго-восточный Устюрт и Заунгузские Каракумы		
Ярусы	Горизонты, региоярусы				
Бурдигальский	Сакараульский	Гяурский комплекс	Кулмачская свита	Кинтыкчинская свита	
				Аральская свита	
Аквитанский	Байгубекский		Нижняя часть копетдагского майкопа	Дарьялыкская свита	Зона <i>Cibicides ornatus</i>
					Зона <i>Spiroplectamina terekensis</i>
Хаттский	Соленовский	Соленовский горизонт	Зона <i>Spiroplectamina carinata</i>		
			Рюпельский	Карашокинский	Верхняя часть торымбеурской свиты
Кюрендагский комплекс					

ков) относит латторфский (латдорфский) и коррелятный ему альминский ярусы к верхнему эоцену.

Приведенная выше корреляция морских отложений (см. табл. 14) не является единственной. Подвергается ревизии и возрастной объем многих ярусов олигоцена и неогена. А для последнего предлагается заменить единую международную шкалу несколькими региональными [150, 184]. Однако все эти разночтения существенно не влияют на датировку горизонтов среднеазиатско-казахстанской схемы.

#### Индрикоterieвый горизонт

Индрикоterieвый комплекс млекопитающих с *Indricotherium transouralicum*, *Schizotherium turgaicum*, *Hemimerix turgaicus*, *Kuzylkakhippus orlovi* в настоящее время считается среднеолигоценовым [15].

Возраст сумсарских слоев, слагающих основание горизонта, понимается неоднозначно. Так, в решениях Совещания по унифи-

Мангышлак	Северный Устюрт		Приаралье	Горизонты межрегиональной схемы континентальных отложений
Верхний майкоп	Шалдан	Зеленые глины	Аральская свита	Арало-турмемский
Кошкартинская свита				
Карагинская свита	Тургайская свита (байгубекский горизонт)		Чаграйская свита	Асказансорский
Кенджалинская свита	Соленовский горизонт		Чиликтинская свита	Индрикоterieвый
Куюлюсская свита	Ащеайрыкская свита			
Узунбасская свита			Туранглинская, кутанбулакская свиты	

кации стратиграфических схем Средней Азии (1959 г.) сумсарские слои предположительно отнесены к интервалу времени от верхов эоцена до низов среднего олигоцена, Г. П. Крейденков и Р. М. Давидзон [82], анализируя моллюсков и фораминифер, относят их к верхам эоцена. О. С. Вялов [30] датирует сумсарские слои средним, а нижележащие ханабадские слои — нижним олигоценом. Крайней точки зрения придерживаются Л. С. Гликман и В. В. Ищенко [37], которые на основании изучения зубов акул относят сумсарские слои к нижнему миоцену. Однако большинство исследователей (Н. К. Быкова, Д. Д. Бузуруков, Н. Е. Минакова, Р. К. Макарова, Л. В. Миронова, В. Т. Балахматова и Р. Х. Липман) относят сумсарские слои к нижнему олигоцену.

Л. С. Гликман и В. В. Ищенко [37] приводят из сумсарских слоев различных районов Средней Азии следующий список акул: *Odontaspis molassica* Pr., *O. vorax* Le Hon., *Araloselachus agespensis* Gl., *Scoliodon taxandrise* Ler., *S. kranssi* Pr., *Galeocerdo adancus* Ag., *C. praecursor* Dart et C., *Actobatis arcuatus* Ag., *Myliobatis meridionalis* Cerv., характерных,

по их мнению, для нижнего — среднего миоцена. Они предлагают сопоставлять сумсарские слои с зоной *Odontaspis molassica*. Акулы этой зоны известны из байгубекских отложений асказансорского горизонта, а также из жаксыклычской свиты, отвечающей, как было показано выше, скорее всего средним частям чиликтинской свиты и индрикотериевому горизонту. В схеме Л. С. Гликмана [36] 11 зона *Odontaspis molassica* следует сразу же за 10 зоной, отвечающей хаттскому ярусу. В той же работе Л. С. Гликман [36] пишет, что акулы хаттского и аквитанского времени почти не изучены и это вынуждает его выше среднего олигоцена выделять зоны, основываясь на материалах по Западному Казахстану. Однако известно, что в корреляции западноказахстанских разрезов много спорного [30, 102, 71 и др.]. Кроме того, моллюски и фораминиферы, как было показано выше, позволяют по-иному, чем это делает Л. С. Гликман, но довольно однозначно сопоставлять опорные разрезы, на которые опирается его зональная схема. Не исключено, следовательно, что многие виды акул, в том числе и *Odontaspis molassica*, имеют более широкое стратиграфическое распространение. Поэтому вряд ли можно датировать среднеазиатские свиты на основании остатков акул, тем более что и сам Л. С. Гликман [36] признает плохую изученность вертикального распространения их представителей за пределами Приаралья и Устюрта<sup>1</sup>.

Некоторые исследователи параллелизуют сумсарские слои и туранглинскую свиту с верхами альминского яруса и латторфским ярусом Западной Европы<sup>2</sup> [82, 102]. Однако И. А. Коробков [71] уверенно сопоставляет хадумский ярус с рюпельским. Л. Р. Мерклин [102] с ним же параллелизует ащайрыкскую и жаксыклычскую свиты и карашокинский горизонт. А. И. Коробков также отмечает, что подавляющее большинство моллюсков из ащайрыкской свиты характерны для рюпельского яруса. Возраст соленовского горизонта, содержащего эндемичную фауну, определяется стратиграфическим положением между карашокинским горизонтом с рюпельской фауной и байгубекским горизонтом с хатт-аквитанской фауной [102]. Отсюда можно сделать вывод, что соленовский горизонт следует датировать, скорее всего, как рюпель-хатт и хатт.

В. С. Корнилова [70] выделяет для Казахстана два флористических комплекса: более древний — шинтузсайский, который она считает ниже-среднеолигоценовым и параллелизует с карашо-

<sup>1</sup> Следует отметить, что часть ихтиофауны, как и некоторые другие группы нектонных организмов, в какой-то мере связана с определенными физико-географическими обстановками и вследствие этого с определенными типами осадков. Так, известен случай, когда среднемиоценовые верхнемайкопские отложения Северного Кавказа предлагалось относить к олигоцену на основании сходства содержащейся в них фауны костистых рыб с фауной из олигоцена Карпатской области [53].

<sup>2</sup> Одновозрастная с туранглинской узунбасская свита Мангышлака содержит разновозрастных мелких гастропод, весьма сходных, по мнению Б. П. Жижченко [53], с латторфскими.

кинским горизонтом, и более молодой — тургайский, по ее мнению, среднеолигоценовый, принадлежащий аналогам соленовского горизонта.

Палеонтологи, занимающиеся морскими беспозвоночными, обычно ставят рюпельский ярус в основание олигоцена [71]. Однако в европейской шкале, опирающейся на материалы по наземным млекопитающим, рюпельский и хаттский ярусы относятся к среднему олигоцену [54]. Именно в этом плане следует рассматривать среднеолигоценовый возраст индрикотериевой фауны. Можно, следовательно, полагать, что и наземные млекопитающие, и морские моллюски, и фораминиферы однозначно датируют индрикотериевый горизонт, параллелизуя его с рюпельским и хаттским ярусами. Соответственно этот горизонт по принятой в СССР стратиграфической схеме отвечает нижнему и среднему олигоцену, а по западноевропейской шкале — только среднему олигоцену.

### **Асказансорский горизонт**

А. А. Борисяк отмечает сходство асказансорского комплекса млекопитающих с фауной слоев Бугти Белуджистана, которые М. С. Кришнан [83] коррелирует с аквитанским ярусом Европы. Е. И. Беляева и Б. А. Трофимов [15] считают асказансорскую фауну верхнеолигоценовой. Морские моллюски и микрофауна позволяют сопоставлять байгубекский горизонт также с аквитанским ярусом [30]. Р. Л. Мерклин [102] пришел к выводу о тесной связи моллюсков байгубекского горизонта с хаттско-аквитанскими моллюсками Западной Европы. Флору из асказансорского горизонта Казахстана В. С. Корнилова [70] считает также аквитанской и относит к верхнему олигоцену.

Датировка аквитанского яруса не однозначна. Поскольку аквитанские и бурдигальские осадки в Европе часто не могут быть разделены и объединяются в жирондский ярус, ряд исследователей относит аквитанский ярус к миоцену [101, 71, 184]. Фауна млекопитающих сближает аквитанский ярус с олигоценом [54]. Следует отметить также, что аквитанский ярус тесно связан с хаттским, который был выделен из состава аквитанских отложений [54, 71]. Учитывая особенности развития фауны позвоночных, на которую опирается местная шкала расчленения континентальных отложений, по-видимому, правильнее датировать асказансорский горизонт верхним олигоценом [150].

### **Арало-турмейский горизонт**

Арало-турмейский горизонт включает три фаунистических комплекса млекопитающих. Это позволяет надеяться, что аральская свита и коррелятивные ей отложения в ближайшем будущем смогут быть расчленены на аральские, кушукские и турмейские

(анхитериевые) слон<sup>1</sup>. Аральская фауна является несколько более молодой, чем асказансорская, и характеризует, по мнению Е. И. Беляевой и Б. А. Трофимова [15], последние моменты истории палеогеновой фауны млекопитающих. Эти же авторы считают кушукскую фауну нижнемиоценовой, а анхитериевую — среднемиоценовой. С осадками арало-турмейского горизонта Казахстана В. С. Корнилова [70] связывает раннемиоценовый кушукский флористический комплекс.

Толща зеленых глин Приаралья параллелизуется с морскими аналогами бурдигальского (сакараульский горизонт), гельветского (ржегакиевый горизонт)<sup>2</sup> и, по-видимому, с низами тортонского (тарханский горизонт) ярусов, т. е. с нижним и частью среднего миоцена [30].

Для самых низов арало-турмейского горизонта не исключен и позднеолигоценовый возраст [150]. На это указывает не только датировка аральской фауны млекопитающих, но и то обстоятельство, что характерные для аральской свиты моллюски *Corbula helmersenii* Mikh., (но обычно более крупного размера) известны на Устюрте и из олигоценового байгубекского горизонта [102]. Однако все это скорее подтверждает упомянутую выше близость аквитанских и бурдигальских образований. По-видимому, на современном уровне знаний правильнее было бы отнести весь арало-турмейский горизонт к миоцену.

### Гиппарионовый горизонт

Большинство местонахождений млекопитающих с гиппарионовой фауной залегает в средней и верхней частях гиппарионового горизонта. Они датируются, как правило, в интервале от сармата до понта или от меотиса до понта [180, 15]. Это было время максимального расцвета гиппарионовой фауны, которая начала формироваться еще в тортоне [32]. Конечно, на начальных стадиях развития комплекс форм бывал не полным. Поэтому не удивительно отсутствие гиппарионов в низах свиты Ошин Западной Монголии, включающих остатки средне-позднемиоценового *Serridentinus gobiensis* [47]. Кстати, такую же датировку получил и *Mastodon cf. angustidens* из низов тавильдаринской свиты Афгано-Таджикской депрессии. Близок по возрасту и стратиграфическому положению и *Platybelodon grangeri* из Центрального Тянь-Шаня.

<sup>1</sup> Следует отметить, что попытки локального расчленения аральской свиты и, в частности, выделения турмейских слоев уже делались. Например, В. А. Мартынов считает, что выше байгубекского горизонта в пределах прежней аральской свиты следует выделить: 1) собственно аральскую свиту, 2) кинтыкчинскую свиту, 3) свиту турме.

<sup>2</sup> При датировке ржегакиевого (онкофорового) горизонта следует иметь в виду, что в стратотипических разрезах бурдигальского, гельветского и тортонского ярусов онкофор нет. Гельветский возраст слоев с *Oncosphoга* (коцахурские слон Кавказа) принят на основании отнесения к гельвету аналогичных слоев Моравии. Однако указанная датировка последних еще не может считаться твердо установленной [53].

Низы горизонта лучше датируются на западе Туранской плиты, где его красноцветы подстилаются тарханскими устричниками с *Ostrea gryphoides* и содержат прослои с чокракской фауной [30]. Не исключено, что самые верхи горизонта в Западном Копетдаге отвечают, как указывает Л. М. Расцветаев, низам балаханской толщи. К гиппарионовому горизонту приурочен кочкорский флористический комплекс В. С. Корниловой [70].

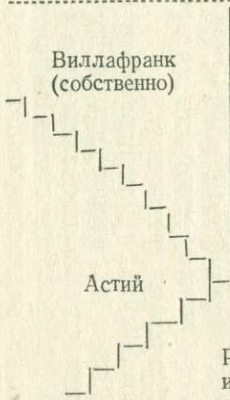
### Астийский горизонт

К отложениям астийского горизонта приурочено несколько местонахождений среднеплиоценовых млекопитающих, среди которых преобладают или многочисленны представители гиппарионовой фауны. Среди таких местонахождений следует отметить Есекарткан и Битеке. Большие возможности для уточнения возраста горизонта по млекопитающим, по-видимому имеются в Западной Монголии. Здесь низы свиты Алтан-Тээли и нижняя пачка свиты Хиргис-Нур содержат среднеплиоценовых млекопитающих, отвечающих молдавской фауне, а верхняя пачка свиты Хиргис-Нур и свита Туин-Гол — средне-позднеплиоценовых млекопитающих, соответствующих и ранней стадии развития хавровской фауны. Представители этой стадии залегают в осадках среднего и верхнего акчагыла. К среднеакчагыльским осадкам приурочена и русильонская фауна местонахождения Квабеби. Молдавская фауна отвечает астийской (русильонской и нижневиллафранкской) и содержится в аналогах нижнего и среднего акчагыла [81].

Морскими аналогами астийского горизонта в Прикаспии являются, вероятно, часть верхнего, средний и нижний акчагыл и верхи балаханской толщи. Соотношения нижнего акчагыла с балаханской толщей не ясны. Ряд косвенных данных позволяет коррелировать низы акчагыла, по крайней мере, с верхней частью балахана. Так, если на западе Куринской депрессии, где балаханская толща отсутствует, мощность акчагыла больше или равна мощности апшерона и составляет 200—600 м, то на востоке, где мощность продуктивной (балаханской) толщи достигает нескольких тысяч метров, а апшерона 1500—2000 м, мощность акчагыла не увеличивается, а в отдельных случаях (Шемаха, Апшеронский полуостров, Бакинский архипелаг, т. е. центр прогиба) даже сокращается до 70—100 м. В центре прогиба мощность и четвертичных отложений в несколько раз превышает мощность акчагыльских [7, 103]. В данной ситуации естественно полагать, что низы, а местами, может быть, и большая часть акчагыла фациально замещают верхи балаханской толщи. Не исключено, что низы ее замещают верхи понта, мощности которых изменяются так же, как и у акчагыльских отложений.

Иные соотношения наблюдаются за пределами центральных частей прогибов с их непрерывными разрезами. Так, для центральной Грузии свойственно залегание акчагыла с размывом на понте. Аналогичные соотношения характерны и для Закаспия. Здесь отсутствие аналогов балаханской толщи (и киммерия)

Предварительное сопоставление плиоценовых отложений среднеазиатско-казахстанской схемы с европейскими

Западная Европа	Абсолютные даты, в млн. лет	Восточная Европа		Горизонты среднеазиатско-казахстанской схемы	
		комплексы млекопитающих	морские отложения		
Бихарий	0,7	Тираспольский (начальная фаза)	Нижнее баку	Вилла-франкский	
 <p>Виллафранк (собственно)</p> <p>Верхний</p> <p>Средний</p> <p>Астий</p> <p>Руссильон и нижний виллафранк</p>	1,7—1,8	Тиманский	Апшерон		
	2,5—2,7	Хапровский	<p>Поздняя стадия</p> <p>Ранняя стадия</p>	Верхний и средний	Астийский
	3,3—3,5 4,2 <sup>?</sup>	Молдавский	Акчагыл	Нижний	
Гюрولي	5,5—6	?	Балахан—киммерий	Гиппарионовый	
		Гиппарионовый	Понт		

П. Н. Луппов связывал с преакчагыльской эрозией, вызванной понижением уровня Каспия и активизацией тектонических движений. Активизация и эрозия, отвечающие началу астийской эпохи, имели чрезвычайно широкое распространение. С ними, безусловно, связано, как показал С. М. Цейтлин, формирование переуглубленных долин большинства крупнейших речных систем на территории СССР (Днепр, Волга, Обь, притоки Енисея, Лена, Колыма), в которых отлагались акчагыльские осадки или их аналоги. К этому же времени относится заложение переуглубленных долин, связанных со Средиземноморским бассейном, — долины пра-Нила и пра-Роны. В последнем случае основание выполняющих такую долину осадков слагают морской плезанс и астийские пески [172].

Следует отметить, что в некоторых сводках низы астия, нижний виллафранк и руссильон сопоставляются со всем средним плиоценом, а их подошва датируется в 6,5—7 млн. лет [160 и др.] или 5,5—6 млн. лет [140, 187]. М. Жинью [54], относящий понт к миоцену, датирует местонахождения Руссильон, Бресс, Монпелье нижним плиоценом. По его мнению, в Средиземноморье мессинские (аналог понта в широком понимании) конгломераты и мергели подстилают голубые мергели плезанса, которые в свою очередь перекрываются желтыми песками астия. В ряде схем показано, что мессиний перекрывается непосредственно астием, которому приписываются не только стратиграфические, но и фациальные соотношения с плезансом [91]. Такие соотношения характерны, по всей вероятности, для непрерывных разрезов, где астийские (и нижневиллафранкские) отложения являются аналогами киммерия, а соответственно и балахана (табл. 15).

### **Виллафранкский горизонт**

Виллафранкский горизонт включает несколько местонахождений верхнеплиоценовых — виллафранкских (хапровско-таманских) млекопитающих: куруксайское, коктюрлюкское и др. В ряде мест верхи горизонта содержат уже нижнечетвертичных млекопитающих кошкурганского (тираспольского) комплекса. Обычно соответствующие осадки имеют обратную намагниченность пород зоны Матуяма (Обигармское, Тепкинское местонахождения). Однако граница Брюнес-Матуяма проходит внутри шарпылдагской свиты Иссыкульской впадины. Это подтверждает возрастной интервал коррелятивных морских осадков, который начинается в Западном Копетдаге, вероятно, верхами верхнего акчагыла, а заканчивается и в Копетдаге, и в Северном Прикаспии низами бакинского яруса. Следует отметить, что единство верхов акчагыла и низов апшерона характерно для разных районов Прикаспия. Так, Н. А. Лебедева [90] предлагает объединить в единый регрессивный комплекс верхнеакчагыльские и нижнеапшеронские отложения Закавказья. К верхнему акчагылу относится хапровская фауна, которая характерна и для низов апшерона. Таман-

Перспективы расчленения межрегиональной стратиграфической схемы олигоцен-неогеновых отложений  
Средней Азии, Казахстана и некоторых смежных регионов

Горизонты	Возможные прототипы подгоризонтов			
	морские отложения Прикаспия	континентальные отложения		
		Средней Азии и Южного Казахстана	Восточного Казахстана и Монголии	Северного Казахстана и юга Западной Сибири
Астийский	—	Полизакский	—	—
Гиппарионовый	Балаханский (нижнебалаханский)	Караганай- ский	Каранакский	Дзере́нский
	Понтический		Дурунский	
	Меотический	Диоджий- ский	—	
	Сарматский	—		
	Тортонский	Конкский		
	Караганский	Западно-бэ́гэ́рский		
	Чокракский			
Арало-турмейский	Тарханский	Турмейский (анхитериевый)	Сарыбулакский (нижне-сарыбулакский)	Таволжанский
	Ржегакиевый	Гельветский	Кушукский	Петропавловский
	Сакараульский	—	Аральский	Зайсанский
Асказансорский	—	—	Акжарский	Нуринский
			—	Ошагандинский
			—	—
Индрикотериевый	Соленовский	Шурысайский	Чиликтинский	Абросимовский
	Карашокинский	Сумсарский	Буранский	Журавский
			Туранглинский	Новомихайловский
			Кустовский	Атлымский

ская фауна характеризует верхи апшерона. Нижний подъярус бакинского яруса сопоставляется с гюнц-минделем и содержит тираспольскую фауну [5, 81]. В ряде местных стратиграфических схем отдельные горизонты содержат более дробные подразделения с самостоятельной палеонтологической характеристикой. Это позволяет наметить перспективы детализации межрегиональной стратиграфической схемы (табл. 16). Двучленное расчленение возможно для индрикотериевого, асказансорского и астийского горизонтов, а более дробное — для арало-турмейского, гиппарионового и виллафранкского.

## ВЫВОДЫ

Проделанная корреляция бассейнового генетического комплекса олигоцен-неогеновых отложений Средней Азии и Казахстана позволяет сделать следующие выводы.

1. Метод естественноисторической периодизации, опирающийся на обособление толщ, которые отвечают главным тектоно-климатическим (палеогеографическим) этапам развития территории, позволил провести детальную корреляцию региональных стратиграфических схем. Для обширных пространств Средней Азии и Казахстана предложена межрегиональная стратиграфическая схема, состоящая из шести горизонтов. Это свидетельствует о единстве тектоно-климатической ритмичности всех горных и равнинных регионов данной территории.

2. Биостратиграфические материалы подтверждают непротиворечивость литологической корреляции. Параллелизация горизонтов межрегиональной схемы с ярусами международной стратиграфической шкалы идентична по наземным млекопитающим и морским беспозвоночным. Большинство неясностей в датировке обусловлено разногласиями в трактовке положения границ неогеновой системы и ее отделов и ярусов.

3. Палеогеографические материалы свидетельствуют о специфике ландшафтно-климатических обстановок этапов, отвечающих горизонтам межрегиональной схемы, а также о поступательном и повсеместно однонаправленном характере палеоландшафтных, литогенетических и палеобиологических изменений.

4. Подразделения межрегиональной схемы прослеживаются на восток (в Монголию, Джунгарию и другие регионы), а также на север (юг Западной Сибири), где ландшафтно-климатическая обстановка изменяется, но сохраняется аналогичная тектоно-климатическая этапность геологического развития. Это открывает перспективы для создания единой центральноазиатской межрегиональной стратиграфической схемы.

5. Более детальное расчленение разрезов в отдельных регионах открывает перспективы дальнейшей детализации межрегиональной схемы. Вероятно двучленное деление индрикотериевого, асказансорского и астийского горизонтов и более дробное арало-турмейского и гиппарионового горизонтов.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ТЕРРАСОВЫЙ И ПОКРОВНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ)

Межрегиональная корреляция четвертичных отложений опирается на геоморфологический анализ террасового генетического комплекса. Аналоги его подразделений во впадинах обычно разделены размывами, а иногда и несогласиями. Расчленение непрерывных разрезов бассейнового и террасового генетических комплексов осадков не разработано. Однако присутствие фауны или стоянок древнего человека в основании покровных толщ позволяет в ряде случаев датировать верхний возрастной предел формирования подстилающего аллювия.

Литологическая специфика горизонтов выражена здесь слабее, чем в олигоцен-неогеновых отложениях. Соответственно при палеогеографическом контроле корреляций на уровне горизонтов возрастает роль тектонических проявлений главных тектоно-климатических ритмов. Напротив, для внутрiritмовых сопоставлений первоочередное значение получают климатические изменения, ставшие в четвертичном периоде отчетливо циклическими — смена холодных и теплых эпох, плейстоценов и аридов. Они же перспективны для расчленения осадков покровного комплекса. Но данных для этого мало и стратиграфия покровного генетического комплекса — дело будущего.

Возрастной контроль корреляции опирается главным образом на данные по млекопитающим и археологические материалы. Фаунистическим комплексам посвящен ряд обзоров [11, 66]. Описание археологического материала и геологического положения большинства среднеазиатских стоянок дано в совместной монографии автора с В. А. Рановым [137].

В основу межрегионального расчленения на горизонты по праву приоритета следует положить стратиграфическую схему, разработанную Н. П. Васильковским и Ю. А. Скворцовым. Целесообразно, однако, поствиллафранкский горизонт назвать не нанайским, а кошкурганским по содержащемуся в нем кошкурганскому фаунистическому комплексу. Наименования подгоризонтов соответствуют названиям наиболее представительных местонахождений млекопитающих и каменного века.

### 1. КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Четвертичный период характеризуется значительным увеличением скорости тектонических движений и воздымания горных областей. В результате нормальные стратиграфические разрезы четвертичных отложений встречаются лишь в центральных частях отдельных впадин, а на остальной территории эти осадки сла-

гают элементы террасового и покровного генетических комплексов. Покровные образования маломощны и не изучены. Поэтому в расчленении и корреляции четвертичных отложений ведущую роль играет геоморфологический анализ, позволяющий расчленить разновозрастные элементы террасового комплекса. Учитывая повсеместную разномасштабность подразделений четвертичного периода, указанный анализ направлен на выделение и корреляцию главных естественно обособляющихся разнопорядковых элементов террасового генетического комплекса.

В Средней Азии регионы, обладающие самостоятельными стратиграфическими схемами, группируются по принадлежности к той или иной водной артерии, а также по принадлежности этих артерий к определенному, обычно бессточному бассейну, являющемуся как бы самостоятельным конечным базисом эрозии (рис. 13). Таким образом, намечаются следующие макрорегионы: 1) Каракумский; 2) Южноаральский; 3) Южнобалхашский. Большая часть территории отвечает Южноаральскому макрорегиону, в пределах которого все регионы по принадлежности основным водным артериям относятся к трем системам: Амударьинской, Сырдарьинской и Чуйской. Амударьинская система состоит из следующих регионов: 1) Алайского; 2) Восточно-Памирского; 3) Западно-Памирского; 4) Афгано-Таджикского; 5) Зеравшанского; 6) Кашкадарьинского. К сырдарьинской системе относятся: 1) Нарынский; 2) Ферганский; 3) Голодноступеский регионы. Чуйская система состоит из следующих регионов: 1) Иссыккульского; 2) Чуйско-Муонкумского

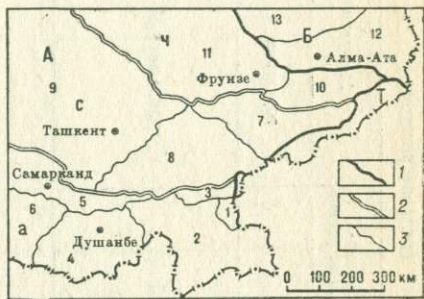


Рис. 13. Районирование бассейнов четвертичного осадконакопления юго-восточной части Средней Азии

Границы: 1 — макрорегионов, 2 — систем регионов, 3 — регионов. А — Южноаральский макрорегион; а — Амударьинская система регионов, регионы: 1 — Восточно-Памирский, 2 — Западно-Памирский, 3 — Алайский, 4 — Афгано-Таджикский, 5 — Зеравшанский, 6 — Кашкадарьинский; с — Сырдарьинская система регионов, регионы: 7 — Нарынский, 8 — Ферганский, 9 — Голодноступеский; ч — Чуйская система регионов, регионы: 10 — Иссыккульский, 11 — Чуйско-Муонкумский; Б — Южнобалхашский макрорегион, регионы: 12 — Илийский, 13 — Прибалхашский; Т — Таримский макрорегион

Макрорегионы равнинных областей Казахстана и Средней Азии отвечают основным неструктурным элементам (табл. 22). Здесь поствилафранкские образования обычно четырехчленны. На этом основании они в значительной мере условно параллелизовались ранее с отделами международной стратиграфической шкалы и не получили местных наименований.

Расчленение четвертичных отложений на всей рассматриваемой территории опирается на проявления тектонической ритмичности. Последняя в областях прогибания и осадконакопления является путем обособления седиментационных ритмов, а в обла-

## Сопоставление четвертичных отложений Амударьинской системы регионов

Зеравшанский регион	Афгано-Таджикский регион		Западно-Памир-ский регион	Восточно-Памирский регион	Межрегиональная схема	
	макрокомплекс	макрокомплекс	комплекс	макрокомплекс		горизонты
Зеравшанский	Амударьинский	Нурекский	Амударьинский		Сырдарьинский	Ходжаягонинский
		Туткаульский				Туткаульский
Сухайтинский	Душанбинский	Термезский	Бадахшанский	Аличурский	Голодностепский	Самаркандский
		Шугноуский				Шугноуский
Карнабский	Илякский	Карабуринский	Бартагский	Мургабский	Ташкентский	Джаркутанский
		Ялгызкакский				Караджальский
Аскамарский	Вахшский		Восточно-Памирский		Кошкурганский	

Сопоставление четвертичных отложений Сырдарьинской системы регионов

Ферганской и Голодностепский регионы		Нарынский регион		Межрегиональная схема	
макрокомплексы	комплексы	макрокомплексы	комплексы	горизонты	подгоризонты
Сырдарьинский	Ходжаягонинский	Нарынский	Терекский	Сырдарьинский	Ходжаягонинский
	Кайраккумский		Камышановский		Туткаульский
Голодностепский	Ходжагорский	Кассанский	Беловодский	Голодностепский	Самаркандский
	Охинский		Аламединский		Шугноуский
Ташкентский	Джаркутанский	Онарчинский	Афлатунский	Ташкентский	Джаркутанский
	Шахристанский		Алабукинский		Караджалский
Нанайский (кошкурганский)		Чаткальский		Кошкуртанский	

Чуйско-Муюнкумский регион, рабочая схема, 1961	Иссыккульская впадина					
	рабочая схема, 1961	Л. И. Турбин, 1962—1972				
комплексы, свиты	комплексы	комплексы	оледенения	стадии	этажи террас	
Современный комплекс	Токмакский	Терекский	Киргизское	Тяньшаньская	I	
		Камышановский		Кокшаальская	II	
Комплекс нижних пойменных террас	Аламединский	Беловодский		Туркестанская	III	
		Аламединский		Алайская	IV	
Дзержинская свита	Джергаланский	Афлатунский		Таласское	—	V
Басканская свита	Онарчинский	Онарчинский		Аксайское	—	VI
Ко турбулакская свита	Норуский	Чаткальский		Баубашатинское	—	VII

стях поднятия и денудации — геоморфологическим анализом эрозионно-аккумулятивных ритмов. Таким образом, расчленение четвертичных образований должно привести к принципиально сходным результатам и в горных, и в равнинных областях. Это подтверждается одинаковым числом главных подразделений стратиграфических схем указанных областей [76]. Непосредственно подобная корреляция в районах сопряжения горного сооружения со смежной равниной осуществляется по сквозным речным долинам, например по долинам рек Чу, Чирчик, Сырдарье, Зеравшану, Амударье и др. Это свидетельствует об общности тектоно-климатической этапности всей рассматриваемой территории. Такая общность была прослежена для олигоцена и неогена и нет оснований сомневаться, что она может сохраниться в четвертичном периоде.

## 2. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КОРРЕЛЯЦИИ

Для контроля корреляции четвертичных отложений из биостратиграфических материалов могут быть использованы только

## ний Чуйской системы регионов

	Иссыккульская впадина					Межрегиональная схема	
	М. А. Талипов, 1963—1965		Н. В. Макарова, 1971		принятая схема		горизонты
комплексы	этажи террас	комплексы	этажи террас	макро-комплексы	комплексы	горизонты	подгоризонт
Каракольский	I	Токмакский	I	Каракольский	Терекский	Сырдарьинский	Ходжаягонинский
	II				Камышановский		Туткаульский
Тургень-аксуйский	III	Тоссорский	II	Тоссорский	Беловодский	Голодно-степский	Самаркандский
			III		Аламединский		Шугноуский
Джергаланский	IV—V	Джергаланский	IV	Джергаланский	Бирбашский	Ташкентский	Джаркутанский
	VI—VII		V		Караджальский		Караджальский
Чолпонатинский	VIII—IX	Тепкинский	VI	Чолпонатинский		Кошкурганский	

данные по млекопитающим. Но они эффективны лишь для кошкурганского и ташкентского горизонтов. Археологические материалы полезны при корреляции ташкентского, голодно-степского и сырдарьинского горизонтов [137].

Не имея возможности остановиться на рассмотрении фактического материала, отмечу лишь, что он свидетельствует о близости датировок коррелятивных подразделений и стратиграфических схем горных и равнинных областей.

Кошкурганский горизонт и нижнечетвертичный макрокомплекс характеризуются фауной поздних стадий формирования кошкурганского комплекса — *Palaeoloxodon antiquus*, *Dicerorhinus estercruscus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Equus sussenbornensis*, *E. caballus cf. mosbaschensis*, *Paracamelus gigas* и др. На севере присутствуют миндель-рисские формы — *Equus steinheimensis* и др.

Низы ташкентского горизонта (караджальский подгоризонт) и древние террасы среднечетвертичного макрокомплекса характеризуются приртышской (хазарской) фауной с *Mammuthus trogontherii*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscis longicor-*

Сопоставление четвертичных отложений Южно-Балхашского макрорегиона

Илийский регион		Североджунгарский регион, рабочая схема, 1961 г.		Межрегиональная схема	
рабочая схема, 1961 г.	Н. Н. Костенко, 1964 г.			горизонты	подгоризонты
Современный комплекс (Ag <sub>4</sub> )	Современный комплекс (Q <sub>4</sub> = Ag <sub>4</sub> )	Современный комплекс (Ag <sub>4</sub> )		Сырдарьинский	Ходжаягонинский Туткаульский
Алмаатинская свита; комплекс нижних надпойменных террас (Ag <sub>3</sub> )	Алмаатинская свита (Q <sub>3</sub> = Ag <sub>3</sub> )	Комплекс нижних надпойменных террас (Ag <sub>3</sub> )		Голодно-степский	Самаркандский Шугноуский
Боролдайская свита (Ag <sub>2</sub> )	Боролдайская свита (Q <sub>2</sub> = Ag <sub>2</sub> )	Держинская свита	Ag <sub>2</sub>	Ташкентский	Джаркутанский
		Басканская свита			Караджалский
Котурбулакская свита (Ag <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	Котурбулакская свита (Q <sub>1</sub> = Ag <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	Котурбулакская свита	Ag <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Кошкурганский	—
		Верхнегобийский конгломерат			

*nis, Equus caballus*. Предполагается соответствие ашельских стоянок.

Верхи ташкентского горизонта (джаркутанский подгоризонт) и молодые террасы среднечетвертичного макрокомплекса включают местонахождения ранних стадий развития верхнепалеолитической фауны — *Mammuthus primigenius* раннего типа, *Elasmotherium sibiricum*, *Bison priscus longicornis*, *Megaloceros giganteus ruffi* (на юге). Аналогичную фауну содержит и лагерная терраса р. Енисей, в которой присутствует мамонт переходного типа между ранним и поздним и *Coelodonta antiquitatis* [8].

На юге намечается соответствие раннего и части развитого мустье Средней Азии. Вероятно, к верхам макрокомплекса относится леваллуа-мустьерская пластина, описанная А. П. Окладниковым с р. Алей.

Голодностепский горизонт и верхнечетвертичный макрокомплекс охарактеризованы фауной поздних стадий развития верхнепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* позднего типа, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus deminutus* и др.

Низам голодностепского горизонта (шугноуский подгоризонт) отвечают местонахождения позднего и финального мустье, а возможно, и самых ранних стадий верхнего палеолита, а также абсолютные даты 48 и 38 тыс. лет. Верхний возрастной предел формирования подгоризонта не моложе 30 тыс. лет. Этому соответствует и связь со 2-й террасой р. Батпак стоянки финального мустье — Батпак-7 и одновозрастной стоянки Кызыл-Джар-3 на р. Сарысу.

Верхи голодностепского горизонта (самаркандский подгоризонт) характеризуются культурными слоями ранних стадий развития верхнего палеолита (стоянка Шугноу), а верхний предел формирования горизонта оценивается в интервале 15—20 тыс. лет (Самаркандская стоянка). Для осадков 2-й боровой террасы р. Енисей имеются абсолютные датировки в интервале 24—26 тыс. лет [62, 8].

Туткаульский подгоризонт сырдарьинского горизонта характеризуется культурными слоями поздних стадий развития верхнего палеолита (Самаркандская стоянка, Ходжа-Гор, Урта-Курган), мезолита (Туткаул, Ташкумыр) и самого начала неолита (Туткаул, Ак-Таньга). Соответственно верхний возрастной предел формирования подгоризонта оценивается примерно в 7—8 тыс. лет. 1-ая бордовая терраса р. Енисей параллелизуется с позднесартанским (ньяпанская стадия) оледенением, которое датируется в интервале 13—15 тыс. лет [62, 63]. Не исключено, что на р. Пит радиоуглеродная дата  $9700 \pm 90$  лет получена для более молодых осадков той же террасы [64].

Ходжаягонинский подгоризонт сырдарьинского горизонта двучленен; граница соответствующих стадий сопоставляется с эпохой раннего железа и оценивается примерно V в. до н. э.

## Сопоставление четвертичных отложений

Северо-Копетдагский регион					
рабочая схема, 1961 г.	Б. К. Лузгин, Л. М. Расцветаев, 1966		Л. М. Расцветаев, 1969		
	комплексы	подкомплексы	комплексы	подкомплексы	
Поймы и низкие надпойменные террасы	Арвазский	Поздний	Арвазский	Поздний	
		Ранний		Ранний	
Верхний комплекс пролювия	Багирский (Q <sub>3</sub> )	Поздний	Багирский	Поздний	
		Средний		Средний	
		Ранний		Ранний	
Нижний комплекс пролювия	Яблоневский (Q <sub>2</sub> )	Поздний	Яблоневский	Поздний	
		Ранний		Ранний	
Кешенынбаирская свита	Верхняя подсвита	Сакисябский комплекс (Q <sub>1</sub> <sup>2</sup> )		Каракумская свита	Сакисябский комплекс (Q <sub>1</sub> <sup>2</sup> )

## 3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КОРРЕЛЯЦИИ

Сходство количества и возрастной характеристики естественно обособляющихся эрозионно-аккумулятивных циклов в горных и равнинных областях Средней Азии и Казахстана предполагает существование соответствующего числа общих ландшафтно-климатических этапов. Меньшая продолжительность этих этапов обуславливает отличие их проявлений от этапов олигоцена и неогена. В частности, литологические материалы дают меньше информации о специфике подразделений четвертичного периода. В то же время в этом периоде нагляднее выявляется циклический характер самих этапов. Каждый из них обладал холодной ледниковой и теплой межледниковой (или интерстадиальной) ста-

## Каракумского макрорегиона

Бадхызский регион		Межрегиональная схема	
рабочая схема, 1961 г.	Г. И. Амурский, 1960	горизонты	подгоризонты
Мургабская и Тедженская дельты	Новодельтовые отложения (Q <sub>4</sub> )	Сырдаринский	Ходжаягонинский
Байрамалинская и инклубская дельты			Туткаульский
Обручевская свита, древние дельты рек Мургаба и Теджена	Древнедельтовые отложения (Q <sub>3</sub> )	Голодно-степский	Самаркандский
			Шугноуский
IV терраса р. Мургаба	Елчиликская свита (Q <sub>2</sub> )	Ташкентский	Джаркутанский
			Караджальский
V террасы рек Теджена и Мургаба	Тахтинская свита (Q <sub>1</sub> )	Кошкурганский	—
Тахтинская свита			

диями, пловинальной и аридной, эрозионной и аккумулятивной фазами и т. п. Это привело к повторению близких наборов ландшафтно-климатических обстановок в каждом из этапов, а в стратиграфических разрезах — к повторению однотипно построенных (циклических) толщ террасовых осадков.

Постоянство существования горного оледенения, не исчезавшего полностью и в межледниковья, обусловило стабилизацию общего набора вертикальных ландшафтно-климатических зон Средней Азии. От ледниковых стадий к межледниковым менялись лишь размеры зон. Неудивительно, что многие среднеазиатские палинологии присоединяются к мнению П. Н. Овчинникова и других исследователей о незначительности климатических изменений в четвертичном периоде. Действительно, исследования Н. В. Чер-

Сопоставление четвертичных отложений равнинных областей Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири

Горизонты межрегиональной схемы	Макрокомплексы схем равнинных областей	Туранская плита		Равнины Южного Казахстана	Казахский щит и Тургайский прогиб	Юг Западной Сибири
Сырдарьинский	Современный	Пойма и I терраса Амударьи		Поймы рек Чу и Сарысу	Пойма р. Ишима и других рек	Пойма Иртыша; поймы и I боровые террасы рек Оби и Енисея (на участках поднятия I террасы Иртыша)
Голодно-степский	Верхнечет-вертикальный	II терраса Амударьи, Хорезмская и Акчадарьинская дельты		I террасы (такырные) рек Чу и Сарысу	I и II террасы рек Ишима, Кулан-Утпеса	I терраса Иртыша (на участках поднятия II и III террасы); II и III боровые террасы рек Оби и Енисея
Ташкентский	Среднечет-вертикальный	Каракумская свита	Верхняя подсвита	II террасы рек Чу и Сарысу, аллювиально-зандровые отложения Балхаш-Алакульского региона	III и IV террасы р. Ишима	II и III террасы Иртыша; IV (лагерная) и V террасы Енисея
Кошкур-ганский	Нижнечет-вертикальный		Нижняя подсвита	Древний аллювий рек Чу и Сарысу; зандровые отложения в предгорьях Джунгарского Алатау	Толща водораздельных суглинков	VI терраса Енисея

кашенко в долине р. Зеравшана, Е. М. Швецовой в Фергане, Приташкентском районе и Южном Приаралье однозначно свидетельствуют о повсеместном преобладании по всему разрезу ксерофитных трав и кустарников (маревые, полыни, сложноцветные, эфедра). Они же характерны для спектров Чу-Сарысуйской депрессии и других областей. Поэтому естествен вывод о господстве степных и полупустынных ландшафтов в крупных межгорных впадинах и на равнинах Средней Азии и Казахстана. Этот вывод подтверждается и составом фауны [11]. Данное обстоятельство, безусловно, осложняет использование палеогеографических материалов для контроля геоморфологической корреляции. Более четкие климатические изменения фиксируются палеоботаническими материалами из приморских областей, а также из центральных частей горных регионов Средней Азии (Памир, Центральный Тянь-Шань), севера Казахстана и юга Западной Сибири.

### *а. Кошкурганское время*

В кошкурганское время произошла позднекайнозойская трансгрессия, значительно меньшая по сравнению с апшеронской. Климатические условия значительно приблизились к современным, т. е. снеговая линия в Средней Азии располагалась на высотах около 3,5—4,5 км. В связи с этим на значительной части хребтов, высоты которых достигли 3,5—4 км, а отдельных вершин 5 км, развилось горное оледенение. Последнее совпало с общим похолоданием и окским (миндельским) оледенением севера Евразии. В горах Средней Азии площадь оледенения превышала современную. По расчетам А. К. Трофимова [161], на Памире и в Гиссаро-Алае она была больше примерно в 3,5 раза. Не исключено, что на Памире оледенение носило полупокровный характер, чему способствовала значительно меньшая, чем теперь, расчлененность рельефа. Однако оледенение не охватывало всей территории Памира, поскольку палинологический анализ свидетельствует, по данным М. М. Пахомова, о широком развитии здесь хвойных лесов с сосной и кедром.

В условиях весьма слабой расчлененности рельефа межгорных впадин и казахстанских равнин здесь на обширных водораздельных пространствах накапливались толщи лёссовых пород. Это — водораздельные суглинки Казахстана и «каменные» лёссы (шохи) Средней Азии. Характерно, что и на Туранских равнинах отложения амударьинской аллювиальной равнины (низы каракумской свиты) имеют песчано-глинистый состав. Формирование лёссовых пород многие исследователи (Н. П. Васильковский, Н. П. Костенко, В. И. Попов, Е. В. Шанцер, А. А. Лазаренко и др.) связывают с оледенением.

Выроченность рельефа и общее похолодание обусловили однообразие ландшафтных обстановок на равнинах. Повсеместно в спорово-пыльцевых спектрах преобладают ксерофитные травы — маревые, лебедовые, полыни, злаки, что свидетельствует о господ-

стве сухих степей. На их фоне в межгорных впадинах вдоль рек существовали тугай, а в Казахстане — островные леса. Последние в Центральном Казахстане состояли главным образом из сосны и березы с примесью вяза, дуба, граба, ольхи, липы, сумаха. Севернее, в низовьях р. Ишима и на юге Западной Сибири, была тайга с преобладанием сосны и ели (60—70%) и подчиненными кедром, березой, пихтой, ивой, ольхой и вязом (М. Н. Клапчук, П. Я. Кошелев, М. П. Гричук).

В межгорных впадинах степная растительность содержала наряду с вышеуказанными формами эфедру, гречишные, свинчатковые, крестоцветные, гвоздичные, ирисовые и др. (Э. К. Азыкова). В Афгано-Таджикской депрессии существовали широколиственные леса с тополем, березой, грабом, лещиной, дубом, ольхой, кленом, липой, вязом, ивой, ясенем, орехом и отдельными вечнозелеными формами. По ее периферии — хвойно-широколиственные леса с кедром, сосной, елью [19]. В Тянь-Шане на увлажненных склонах гор были развиты мезофильные древесные породы — орех, а выше — арча (О. М. Григина). Существовали леса и в западных приморских районах Туркмении (Балханский коридор, оз. Ясхан). Их состав — сосна, ольха, береза, граб, хмелеграб, лапина, грецкий орех, ильма, дзельква, сумах и др. — свидетельствует о значительной увлажненности (Е. А. Мальгина).

Состав кошкурганского фаунистического комплекса подтверждает описанный набор ландшафтных обстановок. Лошади были жителями степных пространств, наиболее близких к пустыням частей которых держались осел и верблюд. Носороги, эласмотерии, бизон и, по-видимому, марал населяли высокотравные и кустарниковые степи. Слон жил в облесенных участках по берегам рек и озер, а лось предпочитал северные болотистые леса [11].

Характер распределения пыльцы по разрезу свидетельствует о существовании климатических колебаний. В частности, увеличение пыльцы древесных в отдельных горизонтах Запада Туркмении указывает на периодическое увеличение общей увлажненности. На Памире, по М. М. Пахомову, во время оледенения произошло сокращение лесов и появление в них ели и пихты, что указывает на похолодание, сопровождавшееся общим увлажнением.

Палеоклиматические реконструкции для юга Западной Сибири противоречивы. Здесь в глубоких древних долинах вскрываются переслаивающиеся пачки «диагональных песков» и «сизых суглинков». Предполагается, что во время накопления песков здесь была развита темнохвойная тайга, а суглинки формировались в условиях более холодной лесотундро-степи. Строение разреза понимается по-разному, а соответственно неодинаковы представления о смене климатических фаз [40, 126]. Семенная флора, напротив, свидетельствует об однообразных прохладных условиях накопления песков и суглинков (В. П. Никитин). Не исключено, однако, что все эти осадки относятся ко второй половине кошкурганского времени, так как в них встречаются миндельрисские млекопитающие. Более древние осадки, обнажающиеся

у д. Карташево, формировались в эпоху похолодания и увлажнения, когда существовала лесостепная растительность (Г. П. Худяков). Можно, следовательно, предполагать, что климат первой половины кошкурганского времени был более холодным и влажным, чем его второй половины, когда наблюдались второстепенные фазы потепления и похолодания.

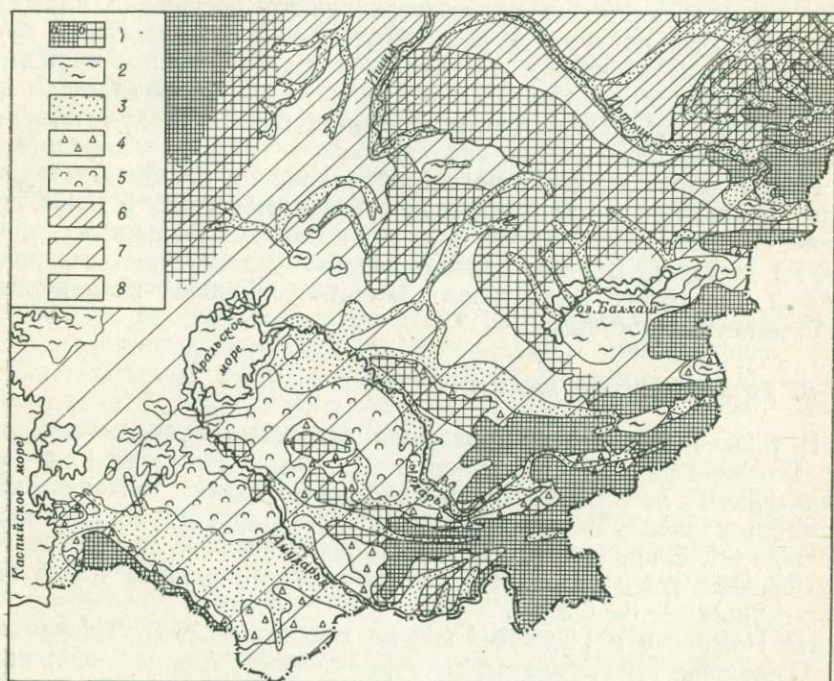


Рис. 14. Палеогеографическая схема кошкурганского времени (Qksh)

1 — области денудации: а — горные, б — слабо приподнятые; 2 — озерные и морские бассейны; 3 — аллювиальные равнины; 4 — пролювиальные равнины; 5 — области золовой переработки более древних аллювиальных равнин; главные растительно-ландшафтные зоны равнин: 6 — лесостепь, 7 — степь, 8 — сухая степь и пустыня

Главные реки Туранских равнин наследовали прогибы, занятые ранее апшеронской трансгрессией. Соответственно к Арало-Сарыкамышскому бассейну текли не только пра-Чу и пра-Сырдарья, по-видимому, и пра-Зеравшан. Туда же текла и пра-Сарысу, которая наследовала более древнюю долину северо-восточного простирания, протягивающуюся из Карагандинского бассейна [175].

Спорна палеогеография Аральского бассейна. Вслед за И. П. Герасимовым [33], ряд исследователей полагает, что по системе Арало-Сарыкамышских впадин и верхнеузбойскому коридору с севера на пра-амударьинскую аллювиальную равнину Каракумов выходили казахстанские реки Чу, Сарысу, Тургай [99]. Нет, однако, непосредственных доказательств как отсутствия

озерного бассейна, так и существования палеодолин на месте Аральского моря. Нет и палеогеографических предпосылок временного исчезновения крупного водного бассейна, доказанного для апшеронского (виллафранкского) и хвалынского (голодно-степского) времени. Во всяком случае, трудно себе представить исчезновение крупного водного бассейна, а затем возобновление его в эпохи существенно прогрессирующего иссушения климата только за счет поворота к нему Амударьи. Вероятно, такой бассейн мог существовать и за счет вод пр.-Зеравшана, пр.-Сырдарьи, пр.-Чу, пр.-Сарысу. Отсутствие следов этого бассейна на современном побережье Аральского моря позволяет думать, что размеры последнего сильно сокращались.

Общие черты ландшафтного районирования равнинных территорий показаны на палеогеографической схеме (рис. 14). На ней видно, что равнины Средней Азии и Казахстана были в основном заняты степями. В эпоху наибольшего увлажнения северные районы Казахского щита и юго Западно-Сибирской низменности были заняты лесостепью.

### ***б. Ташкентское время***

В ташкентское время произошла хазарская трансгрессия, несколько меньшая по сравнению с бакинской. На суше в связи с увеличением интенсивности и дифференциации тектонических движений началось заложение современной гидросети. На равнинах это нередко сопровождалось перестройкой речных систем. В горах Средней Азии отдельные хребты достигли высоты 4,5—5 км, а их вершины — 6—6,5 км.

На Памире и в Гиссаро-Алае, по подсчетам А. К. Трофимова [161], площадь преимущественно горно-долинного оледенения превышала современную примерно в три раза.

В межгорных впадинах Тянь-Шаня, равнинах Турана и Казахстана господствовали степи с польнями, маревыми, лебедовыми, злаками и эфедрой. На юге вдоль рек существовали тугайные, а на севере колковые леса [124, 175]. Такие же ландшафты отражает и состав фауны. На открытых пространствах, в тугаях и горных долинах жил шерстистый носорог. Трогонтериев слон, а позднее мамонт предпочитали кустарниковые степи, бизон и олени — луга, а верблюды — более пустынные районы [11, 66].

Изменение состава растительности повсеместно свидетельствует о значительных колебаниях климата. Началу ташкентского времени отвечала эпоха общего увлажнения. Она вызвала мощное обводнение Балхаш-Алакульской впадины, где водоем занимал большую часть Южного Прибалхашья (З. А. Сваричевская), погребение и улучшение сортированности аллювия р. Чу (В. И. Елисеев), а также опреснение Каспия, где присутствие пресноводных моллюсков характерно для нижнехазарских отложений [99]. В Прикаспии на соответствующую часть разреза приходится увеличение содержания в палинологических спектрах пыльцы дре-

весных (Е. А. Мальгина). К нижнехазарским отложениям относится и находка листовидного слона — обитателя районов с древесной растительностью (П. В. Федоров). По-видимому, Туранские равнины принадлежали скорее к сухим степям, но не к пустыням, как ныне.

В Тянь-Шане значительно распространились хвойные леса с елью, сосной, можжевельником, а также вязом, дубом, каркасом. По берегам рек росли березовые рощи и только равнины впадин были заняты мезо- и ксерофильными травами (Э. К. Азыкова). В Центральном Казахстане к югу от Караганды господствовала злаковая степь с колками березы, реже липы, а к северу от нее — лесостепь и леса с сосной и елью, в Тургае — с пихтой; менее распространена была береза (М. Н. Клапчук). В более северных районах скудная флора из флювиогляциальных и перигляциальных отложений, коррелятных морене самаровского оледенения, свидетельствует о существовании безлесной равнины с обильными озерно-болотными водоемами.

Флора из мессовско-ширтинских (самаровско-тазовских) интерстадиальных образований характеризуется присутствием более холодолюбивых форм, чем ныне (В. П. Никитин). По М. П. Гричук, начало самаровского оледенения совпадает с эпохой максимального увлажнения, точнее со второй половиной этой эпохи, когда хвойная тайга почти полностью исчезла, а на ее месте формировалась лесотундра с березовыми, еловыми, реже лиственными редколесьями, а затем тундро-степи. На начало мессовско-ширтинского интерстадиала приходится максимальная ксерофитизация, когда лесостепь сменилась степью с долинными еловыми и елово-кедровыми лесами.

Вторая половина ташкентского времени характеризуется определенным иссушением климата, на фоне которого проявилась вторая (московская) фаза равнинного и горного оледенений. Произошло сокращение площади Балхаш-Алакульского озера, а позднехазарская фауна Каспия уже не ощущала опресняющего влияния. В Тянь-Шане наблюдается господство травянисто-ксерофильных ассоциаций и почти полное исчезновение лесов (Э. К. Азыкова, З. В. Алешинская).

На Памире начале интерстадиала отвечает палинологический спектр с преобладанием (до 70—90%) пыльцы древесных — в основном сосны; присутствуют ольха, лещина, береза, дуб, а затем начинают преобладать травянистые ксерофиты, преимущественно полынь (М. М. Пахомов). По изменению пропорций древесных и травянистых форм отмечаются неоднократные изменения температурного режима и увлажненности (М. М. Пахомов). В Центральном Казахстане также отчетливы следы аридизации с появлением растительности перигляциальной степи (М. Н. Клапчук). Севернее начало тазовской стадии похолодания совпало с повышением общего увлажнения и развитием лесотундры, еловых лесов и болот, затем началось время господства тундро-лесостепи с еловыми редколесьями, а еще позже — продвижение к югу березовых

колок и сосновых боров (М. П. Гричук, В. И. Гитерман и др.). Флора из отложений казанцевского межледниковья отвечает более теплому климату, чем современный. Ландшафтные зоны были на 3—4°, т. е. на 400—500 км смещены к северу (В. П. Никитин).

Палеоклиматические и палеоландшафтные реконструкции на основе различных палеоботанических и литолого-фациальных материалов еще недостаточно скоррелированы. Можно считать доказанным лишь, что ледниковые стадии были более холодными и более влажными, по крайней мере, в начале, а межледниковые (межстадиальные) — относительно более теплыми и характеризовались меньшей увлажненностью. Фазы повышения общей увлажненности начинались в Западной Сибири, по-видимому, в конце межледниковий, т. е., возможно, несколько опережали аналогичные фазы в Средней Азии. В то же время эрозионно-аккумулятивные циклы на юге и севере рассматриваемой территории, вероятно, были практически синхронными.

Активизация тектонических движений в начале этапа обусловила повсеместное заложение современной гидросети. Связанная с этим перестройка речных долин наиболее отчетливо проявилась на равнинах, тяготевших к Аральскому морю. По данным В. И. Елисеева, поднятия Тянь-Шаня привели к смещению на север долины р. Чу. В результате воздымания гор Тектурмас произошел распад долины пра-Сарысу, на месте верховьев которой сформировалась долина р. Нура [175]. Не исключено, что ослабление опреснения Каспия в конце ташкентского времени частично связано с начавшимся поворотом к северу долины р. Амударья.

Значительное увеличение общей обводненности в начале ташкентского времени противоречит предположению об исчезновении Аральского водоема, в который затем, возможно, уже стала впадать и р. Амударья. Это обводнение, отвечающее первой половине караджальского времени, сменилось во второй его половине аридной эпохой, когда в Аральской впадине началось соленакопление. Последнее имеет возраст около 150 тыс. лет. Плувиальная эпоха в начале джаркутанского времени датируется для Иссыккуля в  $110 \pm 40$  тыс. лет [168].

Широко развито представление (Б. Л. Личков и др.) о стоке речных и талых ледниковых вод в эпоху максимального оледенения из Западной Сибири на юг по Тургайской ложбине. Однако эта гипотеза опровергается различиями в составе и строении древнего аллювия Убагана и Тургая, разобщенностью их террас и другими фактами [183, 99]. Наоборот, отсутствие мощных озерно-ледниковых отложений самаровской эпохи, которые должны были бы накопиться при наличии огромного приледникового озера, ставит под сомнение вопрос о существовании такого водоема и позволяет предполагать возможность свободного стока на север, а не на юг [99]. Тем не менее довольно крупные и кратковременные озерные бассейны в пределах речных долин могли формироваться в эпоху максимального и более поздних оледенений. Существова-

ние таких бассейнов в самаровскую эпоху по долинам Иртыша, Оби и Енисея подтверждается наличием эрозионных уступов, береговых валов и толщ слоистых глин мощностью до 10—20 м в северной части Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий. Наиболее высокие валы расположены ныне на 15—20 м ниже внутриложбинного водораздела рек Тургая и Убагана [8].

В приледниковых частях долин, например р. Иртыша, развиты две ступени равнин, перекрытых подпрудно-озерными глинистыми отложениями, отвечающими самаровской и тазовской ледниковым

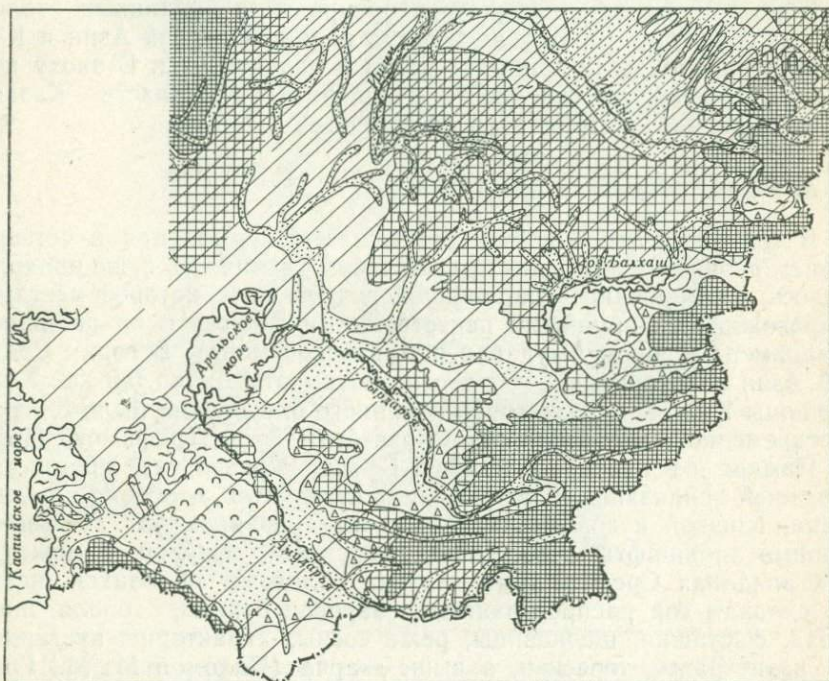


Рис. 15. Палеогеографическая схема ташкентского времени (Qt)

Усл. обозн. см. на рис. 14

стадиям. Местами они перекрыты озерно-аллювиальными отложениями. Из двух аллювиальных толщ, залегающих в ложбинах Приобского плато, нижняя замещается на увалах субаэральными лёссовидными суглинками, которые, по-видимому, отвечают самаровскому оледенению [8]. Не исключено, что указанные подпрудно-озерные отложения синхронны нижним горизонтам аллювия выше по долинам рек. Для поздне-ташкентской эпохи это подтверждается наличием следов ингрессии озерных вод в долины рек Ишима и Тобола. Очевидно, формирование широких долин, заполненных осадками соответствующих надпойменных террас, произошло раньше максимума озерных ингрессий. А эрозионные врезы в условиях подпруживания их низовьев должны были

сразу же начать заполняться осадками. Верхние горизонты аллювия, часто представленные глинистыми песками, которые перемежаются с озерно-аллювиальными супесями, алевритами и торфами, отвечают межстадиальным эпохам и содержат пылецевые спектры еловых лесов. Таковы ширтинские отложения на реках Оби и Иртыше [8].

Таким образом, нижние горизонты аллювия, по-видимому, отвечают эпохам оледенения, а более высокие — межледниковым или межстадиальным эпохам.

Общая схема ландшафтного районирования равнинных областей дана на рис. 15. Большую часть равнин Средней Азии и Казахстана продолжали занимать степи и полупустыни. В эпоху повышения общей увлажненности на значительную часть Казахского щита распространялась лесостепь.

### ***в. Голодностепское время***

В голодностепское время произошла максимальная в четвертичном периоде хвалынская трансгрессия Каспия. На суше продолжалось формирование современной речной сети, которое местами сопровождалось крупными перестройками гидросети на равнинах (например, поворот Амударьи в Аральское море). В горах Средней Азии некоторые хребты достигли высоты около 5,5 км, а их вершины 7 км. Площадь горно-долинного оледенения была близка к современной, превышая ее, по расчетам А. К. Трофимова [161], на Памире и в Гиссаро-Алтае в 1,1 раза. В результате прогрессирующей аридизации растительность становится, особенно в конце этапа, близкой к современной. Широко развиваются пустынно-степные ландшафты с полынями, маревыми, эфедрой, в межгорных впадинах Средней Азии — тугаи с лохом, облепихой, ивой. По склонам гор распространяются заросли березы, тополя, ивы, ореха, фисташки, шелковицы, реже сосны; характерны кустарники, разнотравье, терескен, а выше — арча (Пахомов М. М., Григина О. М. и др.).

Фауна голодностепского времени близка к описанной для конца ташкентского времени. В степях и пустынях появились сайга и кулан, а на болотистых пространствах Сибири — северный олень. Ландшафтная зональность подчеркивается приуроченностью к приалтайским районам байкальского яка, жившего в каменистых горных районах, винторогой антилопы, тяготеющей к полукрытым и горным районам, барсука, выдры, водяной крысы, горностая и др.

Повсеместно отмечается похолодание и увлажнение в начале голодностепского времени и иссушение в конце его, когда в Тянь-Шане почти полностью исчезли леса (Э. К. Азыкова, В. И. Елисеев). Последней эпохе иссушения отвечает соленакопление в Аральском водоеме, датируемое в 22 тыс. лет [168]. Особенно отчетливы эти колебания в северных областях. Так, в Центральном Казахстане, по М. Н. Клапчуку, это увлажнение сопровождалось к

северу от Караганды увеличением площади сосновых и березовых лесов с елью и ольхой, а во время последующей аридизации в этих лесах увеличилось количество сосны и ели.

На юге Западной Сибири строение разрезов двух борových террас и распространение по ним спорово-пыльцевых спектров в каждой из террас принципиально аналогичны описанному для террас ташкентского этапа [126]. Аналогичны и фациальные соотношения

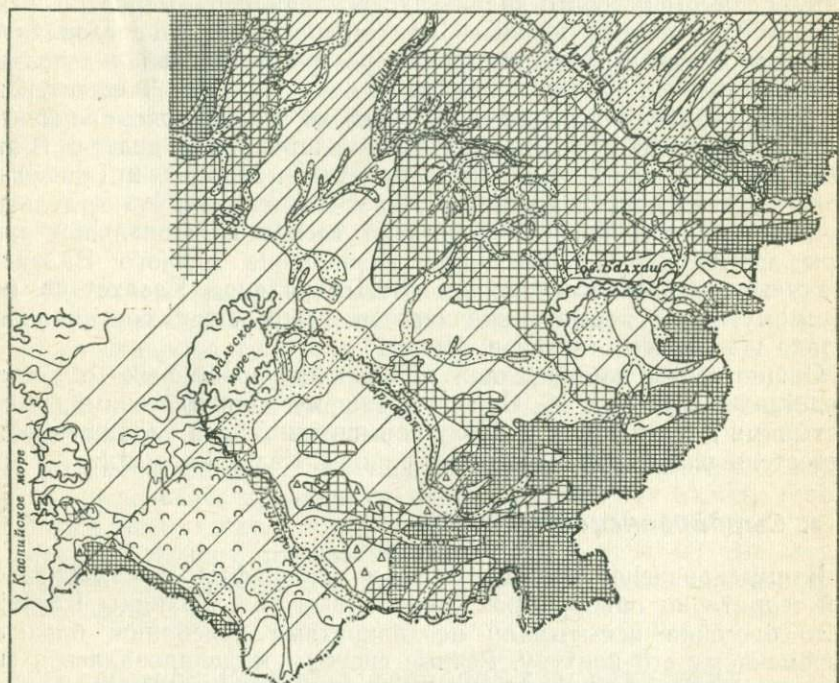


Рис. 16. Палеогеографическая схема голоднестепского времени (Qg)  
Усл. обозн. см. на рис. 14

генетически разнородных осадков, например фациальные замещения аллювиальных песков супесями и суглинками в приледниковых областях [8]. Данному этапу отвечают две фазы похолодания: зырянская (нижнезырянская) и раннесартанская и следовавшие за ними фазы потепления: каргинская и среднесартанская (?). Корреляция речных и ледниковых отложений разработана не достаточно четко. В ряде случаев видно, что аллювиальные осадки террас частично или полностью отвечают оледенению и последующему интерстадиалу, а их покровные образования коррелируются с осадками следующей стадии оледенения. Например, В. А. Зубаков отмечает, что начало формирования 2-й («каргинской») террасы Енисея параллелизуется с зырянским оледенением, но основная ее часть отвечает каргинскому интерстадиалу. Верхняя же часть аккумулятивного чехла этой террасы, сложенная суглин-

ками и супесями, содержит остатки перигляциальной растительности и сопоставляется с сартанским оледенением [8].

Повсеместно характерно значительное углубление речных долин. Даже в горах Средней Азии голодноостепский (особенно позднеголодноостепский) врез переуглублен относительно современного.

Русло Амударьи окончательно повернулось к Аральскому бассейну, размеры которого значительно увеличились. Вероятно, река использовала долину низовьев пра-Зеравшана и унаследованную им более древнюю ложбину. Эта перестройка заняла довольно продолжительное время. Начавшись еще в конце ташкентского этапа, она закончилась, вероятно, лишь во второй половине голодноостепского, когда сформировалась Акчадарьинская дельта. В это время бывшие южные притоки Амударьи — Мургаб и Теджен — теряют с ней связь и формируют самостоятельные сухие дельты. Начинается интенсивное перевеивание песков аллювиальной равнины пра-Амударьи. Произошло разобщение единого Балхаш-Алакульского озерного бассейна. В Центральном Казахстане, по-видимому, в это время заканчивается оформление современного облика широтного отрезка р. Ишим.

Общие черты ландшафтной зональности равнинных областей представлены на рис. 16. Они по-прежнему заняты степями, полупустынями и пустынями. В эпоху повышения общей увлажненности лестостепь охватывала северные районы Казахского щита.

## **2. Сырдарьинское время**

В сырдарьинское время рельеф и ландшафты рассматриваемой территории приобретают современный вид. Границы Каспийского бассейна испытывали неоднократные колебания, близкие современному его контуру. Речные системы моделировались в небольшой степени. Горные массивы постепенно достигли современных высот (отдельные хребты до 5,6—6 км, а их вершины — выше 7 км). Горные ледники, сокращаясь, прошли несколько стадий небольшого разрастания. На равнинах Турана продолжалось перевеивание песков древних аллювиальных равнин.

Основные палеогеографические изменения касаются перестроек озерных и речных систем на равнинных территориях. Наблюдается сокращение Балхашского и Алакульского озер и постепенное выдвижение русел — баканасов [99].

Амударья, по-видимому, с начала сырдарьинского этапа начинает формировать Присарыкамышскую дельту, продолжая, однако, время от времени сбрасывать часть своих вод на заболоченную южную Акчадарьинскую дельту. Как указывают В. В. Андрианов и А. С. Кесь, вокруг этой дельты, по южным склонам Сарыкамышской впадины и по берегам Узбоя расположены неолитические стоянки. Следовательно, 5—6 тыс. лет назад, т. е. в начале ходжаягонинского времени Амударья текла в Сарыкамышскую впадину и далее вниз по Узбою. В это время повышен-

ная обводненность характерна для бассейна р. Чу, где неолитические поселения располагались по берегам ныне сухих саев [124]. В конце неолита и начале бронзового века Амударья вновь потекла по акчадарьинскому руслу в юго-восточную часть Аральской впадины. Благодаря этому с середины II тыс. до н. э. в южной Акчадарьинской дельте широкое распространение получило орошаемое земледелие. В античную эпоху с середины I тыс. до н. э., т. е. с начала позднеходжаягонинского времени, сток по рекам Акчадарье и Узбою прекратился. Амударья заняла свое современное положение и начала формировать Приаральскую дельту. В это же время произошло и перемещение Сырдарьи в ее современное русло на Кайраккумской равнине в Фергане. Началу ранне- и позднеходжаягонинской эпох соответствуют восточно-аральские трансгрессии. Как указывает А. С. Кесь, их береговые линии фиксируются стоянками кельтеминарской культуры бронзового века (III тыс. до н. э.) и поселениями VII—IV веков до н. э.

В Северном Приаралье поселения кельтеминарской культуры нередко погребены под навесными песками, которые находятся сейчас на стадии зарастания. Их интенсивное перевевание относится к ксеротермической эпохе, которая имела место, по-видимому, 4,5—7,9 тыс. лет назад [184, 63], т. е. во второй половине раннеходжаягонинского времени.

В Западной Сибири туткаульской эпохе отвечают позднесартанское оледенение, начавшееся около 15 тыс. лет назад, и последующее потепление, датируемое примерно 13—11,5 тыс. лет. На первую половину ходжаягонинской эпохи (8,3—4,5 тыс. лет) приходится новосанчуговское похолодание и климатический оптимум [62, 63, 8].

#### ***д. О соотношении фаз природных циклических процессов***

Анализ поэтапных реконструкций показал, что на исследуемой территории в четвертичном периоде направленные палеогеографические изменения невелики. Они вуалируются гораздо более контрастными циклическими (колебательными) изменениями температурного фона, общей увлажненности, горного и равнинного оледенений, эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, эвстатических колебаний Каспия и тектонических движений. Соответственно общее сопоставление главных стратиграфических подразделений проще базировать на геоморфологической корреляции подразделений террасового комплекса, отражающих эрозионно-аккумулятивные циклы. В проявлении последних в большинстве случаев очевидна преобладающая роль орографически (геоморфологически) выраженных тектонических движений, масштаб которых (по продолжительности и амплитуде) последовательно уменьшался, а интенсивность росла. Для контроля этих корреля-

ций достаточны имеющиеся биостратиграфические и археологические материалы.

Напротив, для более детальных корреляций — сопоставления фаз указанных выше циклов — палеогеографические материалы весьма перспективны. С их помощью могут быть скоррелированы не только элементы главных толщ террасового комплекса разных ландшафтно-климатических зон, но и элементы покровного, а иногда и бассейнового генетических комплексов. Однако такая детальная корреляция затруднена неоднозначностью представлений о соотношении фаз перечисленных выше природных циклических процессов. Полученные материалы позволяют прийти к определенному мнению по поводу ряда подобных соотношений.

Выше уж была показана общность эрозионно-аккумулятивных циклов, наиболее полно отражающая общность тектонической ритмичности для всей рассматриваемой территории. Эта общность достаточно четко прослежена для четвертичного периода плиоцена, миоцена и олигоцена и подтверждается всеми имеющимися палеонтологическим и археологическими материалами. Соотношения фаз эрозионно-аккумулятивного и тектонического циклов большинством исследователей понимаются однозначно: фазам активизации тектонических движений отвечают эрозионные фазы, а фазам ослабления интенсивности движений — фазы преобладания планации русел и аккумуляции осадков [149]. Величина общей увлажненности, которая в условиях Средней Азии и Казахстана вряд ли изменялась более чем в 2—3 раза, по-видимому, не могла оказать решающего влияния на интенсивность регрессивно-эрозионного процесса. Дело в том, что в этих областях паводково-меженная водообильность рек различается на порядок. Поэтому ее диапазон «перекрывает» влияние колебаний общей увлажненности. Следовательно, изменения эрозионной деятельности рек в основном определялись изменениями интенсивности тектонических движений.

Гораздо менее однозначные возрастные сопоставления получаются в тех случаях, когда за основу стратиграфических схем берется расчленение широко развитых в горных областях ледниковых образований. Например, стадии разрастания ледников сопоставляются с фазами снижения активности тектонических движений. Подобный вывод делается, например, на основе традиционной корреляции морен и покровной лёссовой толщи аллювиальных террас, которая принимается за составную часть террасового комплекса [169].

Эпохи активизации эрозионных процессов и накопления песчано-галечных аллювиальных толщ параллелизуются соответственно с интерстадиальными эпохами.

Приведенному сопоставлению противоречат два обстоятельства. Во-первых, лёссы в речных долинах слагают «покровную» толщу, т. е. накапливаются на поверхности террасы в период формирования более молодых эрозионно-аккумулятивных циклов. Следовательно, они и синхронные им морены одновременны более

молодым эрозионным процессам и аллювиальным осадкам. Вторых, ледниковые языки формируют долинные трюги, которые сопрягаются с цоколями аллювиальных террас (см. рис. 5). Следовательно, фазы разрастания ледников более или менее одновременны фазам активизации глубинной эрозии, а конечные морены — нижним горизонтам аллювия.

Несколько иную схему предложил В. А. Васильев [19], трансформировавший применительно к горным районам представления А. Н. Мазаровича о фазах формирования равнинного рельефа и осадконакопления в ледниковые эпохи. По В. А. Васильеву, цикл начинается фазой интенсивного воздымания гор и глубинного вреза речной сети. В следующую фазу происходит наступление ледников, а ниже по долинам формируется грубый аллювий. Как правильно отметил О. Е. Агахонянц [2], эти фазы могут быть практически одновременными. В фазу отступления ледников (третья фаза) грубый аллювий сменяется более тонким. В межледниковые и межстадиальные (четвертые) фазы, по мнению В. А. Васильева, происходит активизация глубинной речной эрозии. Однако он отмечает, что под межледниковьем понимается фаза сокращения ледников. Следовательно, третья и четвертая фазы должны совпадать. Учитывая увеличение общей увлажненности в холодные, т. е. ледниковые стадии, вряд ли можно утверждать, что таяние ледниковых массивов обеспечит в межледниковье значительное увеличение водообильности рек и усиление глубинной эрозии. Последняя, как было отмечено выше, активизируется позже — одновременно с увеличением интенсивности тектонических движений и повышением общей увлажненности в начале следующего эрозионно-аккумулятивного и ледникового циклов.

Поэтому наиболее правильным представляется обособление двух фаз. Первая отвечает активизации тектонических движений, усилению глубинной эрозии и разрастанию ледников. Вторая знаменуется отступанием ледников и преобладанием долиной аккумуляции на фоне затухания тектонических движений.

Данная корреляция подтверждает тесную связь между периодичностью активизации тектонических движений и горных оледенений и, очевидно, указывает на генетическую зависимость ледникового процесса от тектонического. Такая зависимость может быть объяснена следующим образом. В эпохи активизации тектонических движений происходит более быстрое увеличение площади горных сооружений, оказывающейся выше снеговой линии. Это, естественно, приводит к увеличению площади снегонакопления и разрастанию ледников. Выше уже отмечалось, что эпохам активизации тектонических движений в начале каждого этапа соответствуют пльвиальные фазы. Повышение общей увлажненности также способствует интенсивному снегонакоплению и разрастанию ледников. Однако увеличение высоты Средиземноморско-Центральноазиатского горного пояса создавало все более высокую преграду для шедших с юга и запада теплых и влажных воздушных масс. Соответственно прогрессиру-

вала и общая аридизация климата Средней Азии и Казахстана отчетливо выраженная в общей тенденции изменения ландшафтов. Процесс общей аридизации периодически активизировался во второй половине каждого этапа в связи с понижениями общей увлажненности, характерными для плейстоценового пояса. Периодически возраставшее иссушение обуславливало временные сокращения снегонакопления и площади оледенения в более продолжительные эпохи спада тектонической активности.

На фоне пульсирующего процесса разрастания и сокращения горного оледенения заметен и более общий (фоновый) процесс постепенного сокращения горного оледенения в четвертичном периоде, обусловленный прогрессом общей аридизации климата Средней Азии и Казахстана. Это подтверждается и наблюдающимися с ташкентского времени прогрессирующим ослаблением темпа лёсообразования в Средней Азии (А. А. Лазаренко, В. Н. Шелкопляс).

Генетическая связь природы горного оледенения и воздымания хребтов не вызывает сомнений [99]. Действительно, горное оледенение, возникшее в горах Средней Азии, по-видимому, еще в плейстоцене могло появиться только при достижении вершинами гор снеговой линии, которая хотя постепенно и понижалась, но никогда не опускалась здесь до уровня равнинных областей.

В то же время один тектонический фактор, вызывающий одновременно возрастание и площади снегонакопления, и постепенное общее иссушение воздушных масс, не может объяснить размеры четвертичных оледенений. Безусловно, здесь сказывались и климатические факторы: планетарные периодические похолодания и совпадавшие с ними в плейстоценовом поясе эпохи увеличения общей увлажненности. Для голоцена и позднего плейстоцена Средней Азии совпадение этапов похолодания и увеличения общей увлажненности хорошо прослежено А. В. Шнитниковым [177, 178]. Подобное совпадение подтверждают и палинологические данные. Они свидетельствуют об увеличении лесных массивов в горах Тянь-Шаня за счет повышенной увлажненности холодных эпох, когда активизировалось накопление лёссов (М. П. Гричук, А. А. Лазаренко). Но и похолодания являлись в основном следствием тектонически обусловленного воздымания и разрастания площади континентов. Такая зависимость для новейшего этапа принимается большинством исследователей [99]. Она фиксируется и для более древних эпох интенсивного горообразования и разрастания континентов [155 и др.].

Можно, следовательно, предполагать совпадение эпох планетарного похолодания с эпохами активизации тектонических воздыманий. Это подтверждается также совпадением числа и возраста главных этапов обширных платформенных оледенений и главных эрозионно-аккумулятивных циклов четвертичного периода в горных областях Средней Азии, Кавказа и др. Таким образом, для горных областей плейстоценового пояса можно признать сближенность фаз активизации тектонических движений, похолодания

и общего увлажнения, т. е. всех компонентов, стимулирующих и горное оледенение, и глубинную эрозию. Кроме того, для развития всех этапов горных оледенений очевидно важная роль тектонического фактора. Поэтому можно считать излишне утрированным известное представление И. П. Герасимова и К. К. Маркова [34], о том, что причины ранних оледенений гор были тектонические, а более поздних оледенений — общеклиматические.

Сказанное выше позволяет не согласиться с мнением Ю. А. Скворцова [149] о том, что «схема оледенений» Средней Азии принципиально отлична от таковой для Европы и что на современном уровне знаний увязка стратиграфических схем этих областей невозможна.

Опираясь на указанные выше зависимости, можно предположить, что максимумы активизации глубинной эрозии и платформенные оледенения приходятся на конец эпох активизации тектонических движений и вызванного ими похолодания. Принимаемая многими исследователями синхронность максимумов платформенных и горных оледенений объясняется более сложно, поскольку она зависит от конкретного сочетания колебаний тектонической активности, температурного режима и общей увлажненности. При этом последний фактор в значительной мере определяется характером атмосферной циркуляции. Данный вопрос наиболее полно разработан К. К. Марковым [99].

Плювиальность ледниковых эпох в горах Кавказа и Средней Азии К. К. Марков связывает со смещением к югу пояса умеренного климата и его циклонической циркуляции при значительной удаленности этих гор от ледниковых покровов Севера. Напротив, ледниковые эпохи Альп, Карпат и гор Южной Сибири, по его мнению, засушливы за счет близости этих покровов и нахождения в перигляциальной холодной и сухой зоне. Значит периодические увеличения общей увлажненности плювиального пояса функционально зависели от разрастания равнинных ледниковых покровов.

Следовательно, можно полагать, что фазы усиления тектонической активности повсеместно в общих чертах совпадали с фазами похолодания и ледниковыми эпохами северных равнин. Но в Средней Азии это были одновременно плювиальные и горно-ледниковые фазы, а на юге Сибири — эпохи повышения общей увлажненности приходились, скорее всего, на конец межледниковых — начало ледниковых стадий.

Синхронизация четвертичных отложений юга Западной Сибири, находившейся в перигляциальном поясе, и казахстано-среднеазиатских областей, принадлежащих плювиальному поясу, нуждается в дополнительных пояснениях. Как было показано в стратиграфическом обзоре, палеонтологические и археологические материалы подтверждают синхронность четвертичных эрозионно-аккумулятивных циклов указанных территорий. Кроме того, единство тектонической ритмичности горных областей Средней Азии и юга Сибири, установленное для олигоцена и неогена, очевидно, сохранилось и в четвертичном периоде.

Указанная одновременность эрозионно-аккумулятивных циклов в условиях определенной асинхронности эпох общего увлажнения в перигляциальном (гляциально-перигляциальном) и пльвиальном поясах, по-видимому, свидетельствуют в пользу преимущественно тектонической природы активизации эрозионных процессов на всей рассматриваемой территории. Это тем более вероятно, что интенсивность эрозии повсеместно увеличивалась по мере приближения к горным сооружениям и Казахскому щиту. Для развития эрозионных процессов в таком случае изменения высоты конечных базисов эрозии, т. е. эвстатические колебания уровня океана и подпруживания низовьев рек обширными материковыми ледниками, не играли решающей роли. Между тем широко распространено представление о совпадении эрозионных фаз на юге Западной Сибири с межледниковьями. Оно базируется на выделении в разрезах речных террас двух толщ осадков. Нижняя построена «по типу современных пойменных террас» и содержит пыльцу, свидетельствующую о межледниковой (или интерстадиальной) обстановке осадконакопления. Верхняя толща сложена пылеватым лёссовым материалом с линзами гравелистых песков и склоновой щебенки, криогенными текстурами и палеоботаническими данными, указывающими на перигляциальную обстановку осадконакопления [8].

Однако эти верхние толщи относятся к покровному генетическому комплексу осадков. Присутствие в них аллювиальных прослоев объясняется либо деятельностью боковых водотоков, либо отмеченной выше особенностью формирования равнинных долин, когда в редкие высокие паводки река заливает высокие поймы, а иногда и низкие надпойменные террасы. Поскольку днища четвертичных врезов обычно переуглублены относительно современных урезов воды, нижние части собственно аллювиальных толщ обычно остаются вне поля зрения исследователей. Поэтому, признав, что если основная часть аллювия, его пойменная (или констративная) часть (фаза) действительно накапливалась в межледниковья (и интерстадиалы), то формирование предшествующего эрозионного вреза, а возможно, и накопление хотя бы части руслового (инстративного и перстративного) аллювия должно приходится на эпохи оледенения и происходить в какой-то мере параллельно с накоплением на более древней террасе верхних покровных толщ. При таком подходе практически совпадут по фазам эрозионно-аккумулятивные и климатические (температурные) циклы равнин Западной Сибири и гор Средней Азии. Однако сохраняются некоторые зафиксированные различия в распределении пльвиальных фаз.

Не может считаться обоснованным и представление о связи эрозии на юге Западной Сибири с повышением водообильности рек в результате таяния материковых ледников в межледниковья и интерстадиалы. Дело в том, что южносибирские реки всегда текли к северу из внеледниковых областей, а потому не могли использовать для эрозии талые воды материковых ледни-

ков. Напротив, палинологические материалы показывают, что в этих областях, как и в Средней Азии, межледниковья были аридными. Следовательно, водообильность рек, текущих к северу, в такие фазы понижалась. Таяние горных ледников здесь также не могло компенсировать результаты общей аридизации речного бассейна. Таким образом, фазы врезания долин южносибирских рек, так же как и рек Средней Азии, отвечают эпохам активизации тектонических движений и эпохам или стадиям материкового оледенения, когда происходило подпруживание ледниками низовьев речных долин и накопление подпрудно-озерных осадков. Заполнение же этих долин аллювием происходило главным образом в межледниковые (или интерстадиальные) эпохи.

В изложенную выше схему хорошо укладываются известные представления о синхронности каспийских трансгрессий с эпохами континентального оледенения [99]. Двустадийность хозарской и хвалынской трансгрессий хорошо коррелируется с двучленностью соответственно ташкентских и голодностепских континентальных образований. Максимумы обеих трансгрессий приходятся на их ранние стадии. Характерно, что обе хвалынские трансгрессии также начинаются с максимальных фаз. Все это позволяет предполагать связь максимумов трансгрессий внутриконтинентальных морей — озер плювиального пояса с эпохами увеличения общей увлажненности и активизации тектонических движений. Так, с раннеташкентской плювиальной эпохой было связано значительное обводнение Балхаш-Алакульской впадины. К близким выводам пришел Е. В. Девяткин [47], опираясь на материал по Западной Монголии. Он синхронизирует эпохи горного оледенения с плювиальными эпохами и озерными трансгрессиями, а межледниковья — с эпохами аридизации и озерными регрессиями.

Таким образом, можно предполагать достаточно определенную корреляцию каспийских эвстатических колебаний и эрозионно-аккумулятивных циклов. В то же время данный вывод противоречит высказанному Б. К. Лузгиным и Л. М. Расцветаевым [95], но не подкрепленному фактическим материалом мнению о том, что фазам активизации тектонических движений и усиления глубинной эрозии якобы отвечают регрессии Каспия, а фазам затухания этих движений и эрозии — его трансгрессии. Данному представлению противоречит то обстоятельство, что фазы активизации тектонических движений являются одновременно и фазами усиления их дифференциации, когда наряду с ускорением роста гор происходило и ускорение прогибания впадин. А это, естественно, способствовало развитию трансгрессий, а не регрессий.

\* \*

\*

Таким образом, развитие природной обстановки четвертичного периода характеризовалось следующими чертами.

1. Значительной нивелировкой ландшафтной обстановки с преобладанием степенных пространств. И на равнинах, и в го-

рах общая схема ландшафтной поясности остается почти без изменений. Меняются в основном размеры и пространственное размещение этих поясов.

2. Наличием повторяющихся от этапа к этапу эпох похолоданий и повышенной увлажненности (плювиальных), с которыми связаны стадии разрастания горного оледенения.

3. Существованием направленных (фоновых) изменений ландшафтной обстановки, связанных с похолоданием и постепенной континентализацией климата.

4. Периодические похолодания и увлажнения совпадали с начальными стадиями основных этапов развития рассматриваемой территории, т. е. с эпохами активизации тектонических движений.

5. Палеоклиматические изменения были в целом невелики и ими невозможно объяснить формирование основных возрастных комплексов осадков. Самостоятельность, специфика и разномасштабность последних определяются главным образом периодичностью и нарастанием интенсивности тектонических движений.

#### 4. КОРРЕЛЯЦИЯ И ДАТИРОВКА МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Первые датировки среднеазиатской и казахстанской стратиграфических схем были предложены еще в 30-х годах, когда палеонтологические материалы здесь были скудны, а археологические отсутствовали. Они опирались на численное соответствие главных платформенных и горных оледенений и подразделений местных и международной стратиграфических схем. В начале 60-х годов принятая ранее корреляция была подтверждена на основе привлечения материалов по стратиграфии морских осадков Каспийского бассейна и учета первых палеонтологических и археологических материалов [76]. Позднее стало выясняться определенное несоответствие в археологической и палеонтологической датировке среднеазиатских и международных стратиграфических единиц [136].

Выявление несоответствий совпало с периодом пересмотра советскими геологами, палеонтологами и археологами прежней стратиграфической схемы В. И. Громова [42], в которую не укладывались материалы по геологической датировке многих европейских, переднеазиатских и африканских местонахождений фауны млекопитающих и палеолита. В результате была предложена новая стратиграфическая схема Восточной Европы, в которой рису соответствует не только хазарская фауна, но и ранние стадии верхнепалеолитической, а мустье считается более молодым и пр. [157, 60]. Следует, однако, отметить, что и в указанном новом варианте международной шкалы остался целый ряд неоднозначно датируемых палеогеографических рубежей. В частности, спорен вопрос о положении нижней границы голоцена, плохо датированы палеолитом и в абсолютном летосчислении границы

W1/RW, RW/R2 и др.<sup>1</sup>. В этих условиях возможна лишь предварительная датировка местных стратиграфических подразделений. Тем не менее современные палеонтологические и археологические материалы позволяют в ряде случаев ее существенно уточнить [120, 137].

### **а. Корреляция континентальных отложений с морскими**

Как было показано выше, иланлинская свита виллафранкского горизонта параллелизуется с верхами апшеронского и нижней частью бакинского ярусов.

Нижняя подсвита каракумской свиты коррелируется на западе Туркмении с глинистыми морскими осадками, содержащими *Dreissensia polymorpha* Pall., *Valvata piscinalis* Müll., *Micromelania* sp. (Н. А. Нагинский), а в Приаралье — с песчано-глинистыми породами, из которых известны бакинские *Cythereis naphotscholana* (Liv.), *Caspiocypris? subellipsoides* (Sh.), *Caspiella* sp., *Limnocythere varandienensis*, *Cythere* aff. *marita* Mdlst., *Eucypris* cf. *purigarmis* Dest. (Н. Н. Ходжибаев). Очевидно, в обоих случаях происходит фациальное замещение верхнебакинского подъяруса.

V терраса Дуная с верхнебакинскими моллюсками содержит позднеприаральских млекопитающих [69], которые характерны для кошкурганского горизонта.

В основании хазарских отложений (местного яруса) наблюдаются залегающие с разрывом континентальные отложения. В Западной Туркмении они относятся к урунджикскому горизонту, который включает и морские осадки с переходной бакинско-хазарской фауной. Их формирование П. В. Федоров [163] связывает с началом «послебакинской трансгрессии». Урунджикские отложения перекрывают низы каракумской свиты. С собственно хазарскими отложениями в Туркмении сопоставляются, по Н. А. Нагинскому, верхняя часть каракумской свиты, а в Северном Прикаспии — «черноярские» пески III террасы Волги, содержащие хазарский комплекс фауны млекопитающих (косошковые слоны по схеме П. А. Православлева). Эти пески П. В. Федоров [163] первоначально сопоставлял с верхнехазарскими отложениями, а позднее — с нижнехазарскими [164]. Фациальное замещение верхов каракумской свиты дельтово-морскими нижнехазарскими отложениями наблюдается на о. Челекен.

В Прикаспии каракумская свита перекрывается морскими хвалынскими отложениями. Последние двучленны и разделены пачкой континентальных осадков. Такая же пачка отделяет их от морских новокаспийских образований. В долине р. Узбой развиты

<sup>1</sup> Здесь и далее широко известные подразделения альпийской стратиграфической схемы для краткости обозначены: W — вюрм, R — ринс, M — миндель, G — гюнц, D — дунай, RW — ринс-вюрм и т. д.

террасы, коррелирующиеся с морскими хвалынскими террасами (А. С. Кесь). К самой молодой из них прислонены морские осадки с *Cardium edule*. Акчадарьинская дельта содержит пыльцу и ostracod верхнехвалынского облика (Н. Н. Ходжибаев). Не исключено, однако, что акчадарьинский комплекс включает и более молодые голоценовые образования. Так, Р. К. Камбариддинов связывает с ним неолит из Джанбаскалы, относящийся к IV тыс. до н. э. Стоянка приурочена к пойме, на которой по Джандарье располагаются и более молодые культуры.

Первая терраса и пойма Амударьи содержат пресноводных *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia polymorpha* Pall. и сопрягаются с морскими аральскими отложениями, охарактеризованными *Cardium edule* (Н. Н. Ходжибаев).

Таким образом, возможна лишь самая общая корреляция континентальных среднеазиатско-казахстанских отложений с морскими каспийскими. Последние в свою очередь неоднозначно сопоставляются с черноморскими и континентальными европейскими образованиями. Поэтому данная корреляция не позволяет уточнить сопоставления, основанные на палеогеографических материалах и на данных по млекопитающим и каменному веку.

### **б. Корреляция среднеазиатско-казахстанской и европейской межрегиональных стратиграфических схем**

Подобная корреляция осуществляется на основании тех же методов, с помощью которых сопоставляются между собой и региональные схемы. Для четвертичных отложений наиболее важными являются следующие методы: 1) палеогеографический, 2) палеонтологический, 3) археологический и 4) определения абсолютного возраста. Однако малочисленность абсолютных датировок не дает возможности в полной мере использовать метод абсолютной геохронологии для датировки подразделений среднеазиатско-казахстанской схемы.

### **Палеогеографическая корреляция**

Международная геохронологическая шкала опирается главным образом на материалы по европейским континентальным образованиям. Однако они принципиально неоднородны для главных палеоландшафтных областей, таких как область материкового (равнинного) оледенения, область перигляциальных внутриконтинентальных равнин и горная область. Большое значение имеет также корреляция континентальных отложений с морскими.

Современные палеогеографические, палеонтологические, археологические материалы и данные абсолютного возраста не обеспечивают еще однозначной корреляции типов разрезов, отвечающих перечисленным областям. Нередко разноречива и трактовка

сводных разрезов самих областей. Все это определило разногласия в понимании международной стратиграфической шкалы.

**Область материкового оледенения.** Эта область характеризуется переслаиванием ледниковых (морены) и межледниковых, или интерстадиальных, отложений. Для Восточной Европы предложен ряд стратиграфических схем, в которых принимается разное количество оледенений. Большинство исследователей, вслед за Г. Ф. Мирчинком, признает существование трех крупных оледенений, отвечающих стадиям горного оледенения Альп — миндель, рисс, вюрм, выделенных А. Пенком и Э. Брюкнером, А. И. Москвитин допускает большее число оледенений. В то же время И. Г. Пидопличко вообще отрицает существование материковых оледенений, а В. И. Громов пришел к выводу об одном покровном оледенении, начавшемся в риссе и имевшем несколько стадий. Синхронизация отложений данной области опирается на корреляцию межморенных толщ. Корреляция использует главным образом палеоботанические материалы, не всегда однозначно датирующие соответствующие отложения. Данные абсолютной геохронологии в ряде случаев не подтвердили палеоботанические датировки [143 и др.]. Поэтому в настоящее время корреляция многих опорных разрезов разноречива.

**Область пригляциальных равнин.** В данной области наиболее распространенным типом осадков являются аллювий террас и лёссы. Число, размеры и строение террас отдельных долин неодинаковы. Поэтому корреляция террасовых образований опирается не столько на палеогеографические материалы, сколько на редкие находки фауны. Для расчленения лёссовых толщ широко используются содержащиеся в них горизонты погребенных почв. Обычно считается, что лёссовые горизонты отвечают холодным ледниковым эпохам, а погребенные почвы — теплым межледниковым, или интерстадиальным. Расщепление почвенных горизонтов и выпадение некоторых из них в ряде разрезов весьма затрудняет палеогеографическую корреляцию. О существующей переоценке стратиграфического значения погребенных почв писали И. П. Герасимов и К. К. Марков [34]. Кроме того, наряду с «холодными» лёссами в ряде случаев отмечается развитие и «теплых» лёссов, сформировавшихся в межстадиальные эпохи. Использование данных абсолютной геохронологии, так же как и в ледниковой области, обнаружило несостоятельность ряда прежних сопоставлений.

**Горные области.** Среди горных областей классическим регионом расчленения четвертичных образований считаются Альпы, для которых еще в начале столетия было установлено четыре оледенения — гюнц, миндель, рисс и вюрм [199]. Позднее обнаружались следы нескольких более древних стадий, из которых три более поздние объединяются в дунайское оледенение. В дальнейшем для некоторых районов предлагались более детальные схемы оледенений. Вместе с тем стало выявляться и значительное своеобразие развития этих районов [185].

Природа альпийских оледенений понимается различно. Большинство связывает их с похолоданиями, обусловленными периодическими ослаблениями солнечной радиации, рассчитанными М. Миланковичем. П. Бек предполагает, что гюнцское и миндельское оледенения обусловлены тектоническими поднятиями Альп [185]. Масштабы оледенений в ряде случаев оказались связанными со спецификой орографии соответствующих районов [201]. В настоящее время расчленение четвертичных отложений Альп понимается неоднозначно, а корреляция альпийских оледенений с равнинными разработана недостаточно обстоятельно.

В данной ситуации существующая параллелизация морских отложений с континентальными, принадлежащими трем рассмотренным выше областям, естественно затруднена и в ряде случаев противоречива.

Огромная работа по корреляции преимущественно европейских опорных разрезов, проделанная советскими исследователями, привела к созданию рабочего варианта международной геохронологической шкалы [157]. Эта схема не свободна от недостатков, но тем не менее она наиболее полно отражает современное состояние изученности четвертичных (антропогенных) отложений. В ней принимается прямое сопоставление альпийских и материковых оледенений. Такой же корреляции придерживаются и исследователи Кавказа [104]. Между тем многие присоединяются к представлениям К. К. Маркова о том, что столь важное для развития горного оледенения максимальное увлажнение Альп и других горных областей перигляциального пояса была асинхронно эпохам оледенения европейских равнин [99]. Однако синхронности альпийских и кавказских оледенений с материковым оледенением как будто бы не противоречат палеонтологические материалы. Выше была показана достаточно хорошая возрастная сопоставимость горных оледенений Средней Азии со стадиями ускорения поднятия гор, а также с эпохами планетарного похолодания, обусловившими материковые оледенения Западной Сибири и Европы. В результате намечается довольно большая сближенность по времени горных оледенений перигляциального и плювиального поясов. Это может быть объяснено доминирующей ролью тектонического фактора в развитии горных оледенений и общностью ритма поднятий горных областей Евразии.

Планетарное похолодание, вызвавшее материковые оледенения, как отмечалось выше, связано с разрастанием площади континентов и их воздыманием. Таким образом, вырисовывается ведущая роль однотипных тектонических движений — поднятий в развитии горного и материкового оледенений. Кроме того, не безупречна и предполагаемая К. К. Марковым асинхронность альпийских оледенений равнинным, а также кавказским и среднеазиатским вследствие разновозрастности эпох повышенной увлажненности. Во-первых, Альпы входили в перигляциальную область лишь в эпохи развития крупных ледниковых покровов, т. е. в середине ледниковых стадий на равнинах. В межледниковья они

частично или полностью попадали в плювиальную область, характеризовавшуюся тогда засушливым климатом. Во-вторых, на равнинах эпохи повышенного увлажнения предшествовали максимальному развитию ледниковых покровов. В это время Альпы, вероятно, располагались еще в плювиальном поясе и, следовательно, также находились в области повышенной увлажненности. Таким образом, эпохи максимального увлажнения Альп, Кавказа, Русской равнины и Средней Азии могли в значительной мере совпадать, а межледниковья во всех горных областях, вероятно, не отличались повышенной увлажненностью. Поэтому вряд ли можно считать доказанной предполагаемую К. К. Марковым асинхронность эпох повышенной увлажненности в Альпах, на Русской равнине и в горах Средней Азии. Не исключено, что эта асинхронность сводится к некоторому сокращению плювиальных эпох в Альпах<sup>1</sup>.

С этих позиций можно провести определенную палеогеографическую корреляцию среднеазиатско-казахстанской и европейских стратиграфических схем четвертичных отложений, отличную от наиболее распространенной прямой корреляции основных подразделений среднеазиатских и казахстанских региональных схем с европейской шкалой. Дело в том, что все региональные схемы и предлагаемая межрегиональная среднеазиатско-казахстанская схема (табл. 23) опираются на обособление эрозионно-аккумулятивных циклов<sup>2</sup>. Началу каждого из них отвечает стадия горного оледенения, а концу — стадия его сокращения. В европейской же шкале послеледниковые возрастные единицы по традиции начинаются с межледниковых или межстадиальных эпох. Принимая синхронность материковых и горных оледенений, необходимо учитывать исходное, но вполне определенное несоответствие рубежей в коррелируемых стратиграфических схемах (см. табл. 23).

### Биостратиграфическая корреляция

В настоящей работе использована схема, разработанная В. И. Громовым, В. И. Громовой, М. Н. Алексеевым, Л. И. Алексеевой, Э. А. Вангенгейм, К. В. Никифоровой и др. [158, 44, 81]. Существующий материал позволяет удовлетворительно сопоставить ее подразделения с горизонтами среднеазиатско-казахстанской схемы.

<sup>1</sup> Следует отметить, что К. К. Марков не всегда высказывался за асинхронность горных оледенений. Так, в его совместной с И. П. Герасимовым монографии подчеркнуто: «Придавая решающее значение осадкам, мы тем самым склонны признать, что оледенение всей полосы гор Альпы — Кавказ — Средняя Азия (а также Алтая и Саян) развивалось синхронно во всех звеньях этой цепи, а также синхронно по отношению к Европейскому щиту...» [34, с. 223—224].

<sup>2</sup> Наметилась тенденция к обособлению циклов осадконакопления в качестве ведущего принципа межрегиональной корреляции четвертичных отложений. Такую позицию заняли авторы недавней сводки по геохронологии СССР. По их мнению, древняя часть таких циклов соответствует ледниковым условиям и лёссонакоплению в перигляциальной области, а молодая — межледниковым условиям и почвообразованию, а также эвстатическим трансгрессиям Мирового океана [61].

Сопоставление четвертичных подразделений межрегиональной и европейской

Европа					
фаунистические комплексы	эпохи каменного века	стратиграфические подразделения			
Современный	Неолит	Аллередский итс Беллингский итс Раунинский итс	Голоцен	Поздний	
				Средний	
				Ранний	
				Древний	
Верхнепалеолитический	Поздняя стадия	Верхний палеолит	Померанская ст	вепсовская (псковская, померанская) ст	
				Уласский итс	
				Карельская ст	
				Брянский (паудорфский) итс	
				Валдайская ст	
				Осташковская ст	
					W3
					W2/3
					W2
					W1/2
W1					
Ранняя стадия	Мустье	Микулинское межл	Московская ст	RW	
				R2	
				R1/2	
				R1	
				MR	
Хазарский	Ашель	Днепровская ст	Окское олед	R1	
Сингильский				MR	
Тираспольский				M	
	Ашель—шелль	Лихвинское межл			
	Шелль				

р м е ч а н и е. Олед — оледенение, межл — межледниковье, ст — ледниковая стадия.

среднеазиатско-казахстанской стратиграфической схемы стратиграфической шкалы

Абсолютный возраст, тыс. лет	Средняя Азия и Казахстан			
	горизонты	подгоризонты	эпохи каменного века	фаунистические комплексы
2,5	Сырдарьинский (sd)	Ходжаягонинский	$sd_2^2$	Неолит
8			$sd_2^1$	
10—11	Самаркандский ( $g_2$ )	Туткаульский ( $sd_1$ )		Мезолит
13				
16—15				
16	Голодно-степский (g)	Шугноуский ( $g_1$ )		Верхний палеолит
22				
30				
33—35				
50	Ташкентский (t)	Джаркутанский ( $t_2$ )		Мустье
55				
100				
120—130	Караджалский ( $t_1$ )			Ашель-мустье
180				
220—230	Кошкурганский (ksh)			Прииртышский
350				
500				
			?	Кошкурганский

итс — интерстадиал

Кошкурганский горизонт включает одноименную фауну млекопитающих. Большинство ее руководящих форм — *Palaeoloxodon antiquus*, *Equus caballus* cf. *mosbashensis*, *E. sussenbornensis*, *Dicerorchinus etruscus*, *D. kirchbergensis*, *Cervus elaphus* — характерны для зоны Archidiskodon wüsti, объединяющей в Восточной Европе тираспольский фаунистический комплекс и сингильскую фауну и отвечающей минделю и миндель-риссу альпийской шкалы [158]. Вероятно, из верхних частей горизонта происходят остатки *Elasmotherium sibiricum*, принадлежащего на западе, по-видимому, главным образом сингильской фауне [157], а также *Camelus knoblochi*, появившийся в Европе с миндель-рисского времени [44]. Однако обе эти формы свойственны и более молодой хазарской фауне [4].

Параллелизуемый с кошкурганским горизонтом нижнечетвертичный макрокомплекс юга Западной Сибири также содержит тираспольско-сингильскую фауну: *Archidiskodon wüsti*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Equus sussenbornensis*, *E. sanmeniensis*, *Paracamelus gigas*, *Praevibos* sp., *Alces latifrons*.

Ташкентский горизонт, так же как и рисский ярус Восточной Европы, включает два фаунистических комплекса: хазарский и верхнепалеолитический. Аналогичные фауны свойственны и среднечетвертичному макрокомплексу на юге Западной Сибири.

Караджальский подгоризонт содержит приртышскую фауну с *Mammuthus trogontherii*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus longicornis*, которые характерны и для хазарского фаунистического комплекса, отвечающего, по-видимому, в основном отложениями днепровской ледниковой стадии (R1). На наличие в данном подгоризонте аналогов одицовских (R1/2) отложений, по-видимому, указывают присутствующие в джержаланском разрезе остатки *Equus hemionus*. Нижняя часть среднечетвертичного макрокомплекса на юге Западной Сибири характеризуется близкой фауной с *Mammuthus trogontherii* и *Bison priscus longicornis*.

Джаркутанский подгоризонт характеризуется весьма разнообразной фауной, связанной как с террасами (Джержаланское и Пенджикентское местонахождения), так и с мустьерскими пещерами (Тешик-Таш, Аман-Кутан, Оби-Рахмат). Фауна эта в целом близка к современной, но содержит таких представителей мамонтового комплекса, как *Coelodonta antiquitatis*, *Equus hemionus*, *E. caballus fossilis*, *Crocota spelaea*, *Bison priscus longicornis*, *Megaloceros giganteus ruffi*. Верхняя часть среднечетвертичного макрокомплекса юга Западной Сибири, так же как и позднерисские отложения Европы, характеризуется фауной начальных стадий верхнепалеолитического комплекса с ранним мамонтом. Однако местами встречаются остатки и более молодого мамонта, что, вероятно, свидетельствует о включении в макрокомплекс и аналогов рисс-вюрмских отложений. Этот вывод подкрепляется и археологическими материалами, о которых будет сказано ниже.

Более поздние изменения фауны в Средней Азии и Казахстане были невелики. По крайней мере, существующий материал еще недостаточен для того, чтобы проследить здесь раннюю и позднюю стадии развития мамонтового фаунистического комплекса. Это дело будущих исследований. В настоящее время датировка джаркутанского подгоризонта, голодностепского и сырдарьинского горизонтов в основном опирается на археологические материалы.

На юге Западной Сибири отложения верхнечетвертичного макрокомплекса содержат фауну исключительно поздних стадий развития верхнепалеолитического комплекса и имеют близкую с голодностепским горизонтом археологическую датировку.

### Археологическая корреляция

Археологическая корреляция затрудняется большим типологическим разнообразием разновозрастных каменных изделий. Оно связано с существованием ряда технических традиций, а возможно, и с разнообразием сырья. В результате предложено несколько вариантов периодизации стоянок Средней Азии [136, 137]. Датировка палеолитических культур Европы детально рассмотрена в работах советских исследователей [60, 90, 143 и др.]. Поэтому можно ограничиться кратким сопоставлением геологического возраста европейских и среднеазиатских археологических комплексов [137].

На рассматриваемой территории геологическая датировка пещельских местонахождений не выяснена. Ашель здесь довольно условно параллелизуется с караджальским подгоризонтом, отвечающим R1 и R1/2. Среднеашельским изделиям в местонахождении Штейнгейм сопутствует лесная фауна, относящаяся к MR или R1/2, а в местонахождении Сваскомб — остатки лесного и трогонтериевого слонов (MR или R). Вероятен миндельский возраст раннего ашеля Азыхской пещеры. Необкатанные ашельские изделия известны из галечников III террасы Днестра, отвечающей риссу (R1). Имеются указания на присутствие ашельских рубил в рисских и даже рисс-вюрмских отложениях. Однако в местонахождении Седия-дель-Дьяволо архаичное мустье связано с позднерисской террасой, а раннемустьерские стоянки Бом-де-Пейрард и Нетопежова относятся к концу рисса [60]. Рисс-вюрму принадлежит мустье в местонахождениях Эрингсдорф, Таубах, Гановцы, Крапине, Фонтешевад, Монсемпрон, Монтморен, Саккопасторе и др. Эти местонахождения содержат обычно и верхнепалеолитическую фауну. Вероятен рисс-вюрмский возраст мустьерских стоянок Крутая гора, Волгоградская, Хотылевского местонахождения, мустьерского остроконечника из карангатских отложений Крыма и др. [60]. Это хорошо согласуется с датировкой джаркутанского подгоризонта, который содержит такую же фауну, раннее и развито мустье и параллелизуется с аналогами позднего рисса и рисс-вюрма.

Принадлежность позднего и финального мустье к шугноуско-

му подгоризонту, который, как было показано выше, отвечает первой половине вюрма (W1 и W1/2), хорошо согласуется с датировкой многочисленных мустьерских стоянок Европы. Здесь развитое и финальное мустье обычно датируется интервалом 70—35 тыс. лет<sup>1</sup>, т. е. в понимании автора до рисс-вюрма включительно. Присутствию в рассматриваемом подгоризонте верхнепалеолитических изделий (Охна) соответствуют наиболее древние верхнепалеолитические стоянки (Селет и др.), имеющие возраст до 42 тыс. лет и сосуществующие с финальным мустье [60, 137]. Таким образом, археологическая датировка полностью подтверждает возраст шугноуского подгоризонта, установленный с помощью палеогеографических корреляций. Имеющиеся для Средней Азии абсолютные датировки укладываются в соответствующий интервал времени. Подобная же корреляция самаркандского горизонта затруднительна в связи с малочисленностью археологических данных. Имеющиеся для него абсолютные датировки приходятся на интервал между концом шугноуского и началом туткаульского времени.

Присутствие культурных слоев заключительных стадий верхнего палеолита (ориентировочно 15—20 тыс. лет) в покровной толще позднеголодностепской террасы в Самаркандской стоянке, а также геологическое положение мезолита (13—14 тыс. лет) на стоянках Туткаул и Ташкумыр [123] свидетельствуют о существенных различиях в датировке подошвы сырдарьинского горизонта и голоцена в его традиционном понимании. Ледниковая стадия в начале туткаульского подгоризонта, скорее всего, отвечает померанской (вепсовской, или позднесартанской) ледниковой стадии (16,5—13,8 тыс. лет), заключенной между уласским интерстадиалом, возраст которого 16,5—15 тыс. лет, и серией сближенных интерстадиалов в интервале 13—11 тыс. лет [143, 63]. Следует отметить, что эта ледниковая стадия совпадает с максимумом планетарного похолодания океанических вод, имеющим возраст около 15 тыс. лет [191]. В связи с этим некоторые исследователи (В. К. Гуделис и др.) предлагают синхронизировать начало голоцена с отступанием материкового ледника от краевых образований померанской стадии. Молодая часть туткаульского подгоризонта отвечает, таким образом, древнему (с раунисского интерстадиала) и раннему голоцену, а подразделения ходжаягонинского подгоризонта соответствуют, скорее всего, среднему и позднему голоцену [137, 123].

## ВЫВОДЫ

Проведенная корреляция террасового и покровного комплексов четвертичных отложений Средней Азии позволяет сделать следующие выводы.

<sup>1</sup> Нижний возрастной рубеж обусловлен тем, что в интервале 70—150 тыс. лет наименее эффективны существующие методы определения абсолютного возраста. Радиоуглеродный метод дает хорошие результаты преимущественно до 50 тыс. лет.

1. Метод естественноисторической периодизации, опирающийся на выявление разномасштабных частей террасового комплекса путем прослеживания эрозионно-аккумулятивных циклов, которые отвечают главным тектоно-климатическим (палеогеографическим) этапам развития территории, позволил скоррелировать региональные стратиграфические схемы. Для Средней Азии и Казахстана предложена межрегиональная схема, состоящая из четырех горизонтов и ряда подгоризонтов. Это свидетельствует о единстве тектоно-климатической ритмичности всех горных и равнинных областей данной территории.

2. Биостратиграфические и археологические материалы подтверждают непротиворечивость геоморфологической корреляции. Параллелизация подразделений межрегиональной схемы с подразделениями международной стратиграфической шкалы идентична по наземным млекопитающим, морским беспозвоночным и археологическим данным. Большинство неясностей в датировке обусловлено неоднозначностью трактовки подразделений международной шкалы, особенно вюрма.

3. Палеогеографические материалы недостаточны для контроля корреляции горизонтов. Однако они весьма перспективны для детальной корреляции элементов террасового, покровного, а иногда и бассейнового генетических комплексов, отражающих детали строения горизонтов и подгоризонтов и отвечающих фазам циклических (колебательных) изменений температурного фона, общей увлажненности, горного и равнинного оледенений, эвстатических колебаний и тектонических движений. В начальные стадии таких циклов с активизацией тектонических движений совпадали похолодания и пювиалы.

4. Общность тектоно-климатических изменений, прослеженная для олигоцена, неогена и квартера, свидетельствует о существовании разномасштабной геологической ритмичности, обладающей единой природой. Это открывает широкие возможности для масштабного анализа геологической (тектонической) цикличности.

## АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Прежде чем приступить к анализу геологической цикличности необходимо оценить абсолютную продолжительность формирования выделенных стратиграфических подразделений.

1. АБСОЛЮТНАЯ ДАТИРОВКА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ  
НОВЕЙШЕГО НАДПЕРИОДА

Малочисленность абсолютных датировок и трудности их био-стратиграфической индексации привели к существованию ряда геохронологических шкал кайнозоя (табл. 24). Ограниченность датировок европейской схемы заставляет привлекать материалы по Америке, корреляция которых опирается на данные по млекопитающим [140, 200]. Но она осложнена разногласиями по поводу группировки ярусов в отделы и системы. В настоящее время можно говорить лишь о предварительных вариантах единой шкалы. Не имея возможности останавливаться на деталях, приведу лишь предлагаемый вариант датировки олигоцен-неогеновых подразделений среднеазиатско-казахстанской межрегиональной схемы (табл. 25). Он подтверждается современными данными [5, 81, 90, 127, 140, 160, др.]. Следует отметить, что эти данные во многом противоречивы, а абсолютная датировка ряда важнейших стратиграфических границ неоднозначна. Неоднозначность определяется, по-видимому, не только расхождением результатов, полученных разными методами. Например, М. М. Рубинштейн и Л. К. Габуня [140] допускают, что неодинаковая трактовка границы палеогена и неогена (в их понимании это граница аквитанского и бурдигальского ярусов) определяется ее неодновременностью по данным изучения млекопитающих и моллюсков, с одной стороны (27 млн. лет), и по планктонным фораминиферам, с другой (24 млн. лет). Если это действительно так, то в данном случае подтверждается рассмотренная выше позиция Б. С. Соколова [151].

Наибольшие разногласия связаны с датировкой астийского и виллафранкского горизонтов межрегиональной среднеазиатско-казахстанской схемы. Выше уже было отмечено различное понимание стратиграфического уровня подошвы акчагыльских, астийских и виллафранкских отложений Европы. Большинство советских исследователей склонно ограничивать подошву виллафранка и астия датами порядка 3,3—3,5 млн. лет [158, 81, 125]. Однако западноевропейские авторы нередко сближают ее с рубежом понта и киммерия, т. е. оценивают в 6,5 млн. лет [160, 140 и др.]. Но в других работах и эта граница омолаживается до 5 млн. лет [187]. В близких пределах рассматривается и датировка подошвы

Главные гехронологические схемы палеогена и неогена

Стратиграфические подразделения		А. Холмс		АН СССР, 1960 г.	Дж. Л. Калп, 1960 г.	Г. Д. Афа- насьев и др., 1964 г.	Холмсов- ский сим- позиум, 1964 г.	Комплек- сная за- падно-ев- ропейская схема, 1968 г.	Л. К. Га- бунья, М. М. Ру- бинштейн, 1972 г.	Принятая в работе схема	
		1937 г.	1959 г.								
абсолютные даты стратиграфических рубежей, млн. лет											
Плейстоцен			— 1 —		— 1 —	1,5—2	1,5—2	1,5 ± 0,5	?	0,5	
Неоген	Плиоцен	Верхний							4,2	4,2	
		Средний								5,5—6	
		Нижний	16	11	10	12	12 ± 1	7	10 ± 3	10	
	Миоцен	Верхний						12		13	14
		Средний						18—19		21	21—24,5
		Нижний	32	25	25	23	26 ± 1	26	25 ± 2	27	27
Палеоген	Олигоцен	Верхний + средний						31—32		32	33?
		Нижний	48	40	40	35	37 ± 2	37—38	37 ± 2	36	37—39
	Эоцен			60		55	60 ± 2	53—54	58 ± 4	57	
	Палеоцен		68	70 ± 2	70	70	67 ± 3	65	67 ± 3	65	

## Абсолютная датировка олигоцен-неогеновых отложений Средней Азии и Казахстана

Международная шкала				Абсолютные даты, млн. лет	Горизонты межрегиональной схемы
подсистемы	отделы	ярусы, регионарусы			
Плиоцен- новая	Верхний	Апшеронский		1,8	Виллафранский
		Акчагыльский		3,5	Астийский
	Средний	Киммерийский		4,2?	
		Понтический		5,5—6	
	Нижний				
Верхний	Меотический		10—11		
	Сарматский		14—15	Гиппарион- новый	
Миоце- новая	Средний	Виндобон- ский	Тортон- ский	Конкский	
			Караганский		
			Чокракский		
			?	Тарханский	17—19
			Гельветский		22,5
Нижний	Бурдигаль- ский	Жирондский	24,5		
Олигоцен- новая	Верхний	Аквитанский		27	Асказансор- ский
	Средний	Стампийский	Хаттский	31	
			Рюпельский	33	Индрикоте- риевый
				35—37	
	Нижний	Саннуазский	Латторфский		37—39

акчагыла. Здесь одни исследователи предлагают более «молодую» дату — 3,3 млн. лет, сопоставляя ее с рубежом палеомагнитных зон Гаусс и Гильберт [158, 127] или 3,5 млн. лет [81], а другие [140] синхронизируют подошву акчагыла и американского бланко с уровнем около 4,1—4,3 млн. лет, допуская для основания аствия и плезанса более древние датировки, позволяющие параллелизовать их с киммерием. Разночтения, возможно, объясняются тем, что «молодые» датировки относятся к неполным разрезам акчагыла, где его низы фациально замещены балаханской или продуктивной толщами. Современная корреляция комплексов млекопитающих Восточной и Западной Европы [5], по-видимому, нуждается в уточнениях и детализации. Во всяком случае, понимание возрастного интервала формирования нижнего, среднего и верхнего виллафранка еще не может считаться устоявшимся [81, 90, 160]. Отвечающий астию североамериканский бланко датируется интервалом от 4,3 до 1,7—1,6 млн. лет [200].

Учитывая сопоставимость низов астийского горизонта межрегиональной схемы с верхами балахана (киммерия), можно принять для подошвы этого горизонта более древнюю из датировок основания акчагыла и бланко (около 4,2 млн. лет) или оценивать ее возраст более грубо, например, интервалом от 3,5—4 до 5 млн. лет.

Граница астийского и виллафранкского горизонтов среднеазиатско-казахстанской межрегиональной схемы проходит, вероятно, внутри верхнего акчагыла, скорее всего в его верхах. Соответственно она может быть близка к границе ранней и поздней стадий формирования ханпровского фаунистического комплекса и, по-видимому, к границе среднего и верхнего виллафранка [5]. Эта граница в Кавказских и Туркменских разрезах близка (чуть древнее) к палеомагнитному эпизоду Гилса (1,6—1,8 млн. лет), т. е. имеет возраст около 1,8 млн. лет [90, 140]. Во всяком случае, базальты Вальроз во Франции, залегающие на астии — плезансе и перекрывающиеся верхним виллафранком, имеют возраст 1,6 млн. лет [200].

Верхи виллафранкского горизонта межрегиональной схемы содержат представителей ранних стадий формирования тираспольского фаунистического комплекса. В морских отложениях эти осадки отвечают нижнему подъярису бакинского яруса, верхнему подъярису которого синхронно миндельского (окское) оледенение. Миндельские образования обычно моложе 0,5 млн. лет. Так, «черная пемза» Италии имеет ряд датировок в интервале от 438 до 417 тыс. лет [200]. Верхнебакинская V терраса (колотовская) Днестра имеет фторовую датировку 430 тыс. лет [61]. Верхняя часть слоя II Олдувейского местонахождения с остатками питекантропа и шелльскими изделиями охарактеризована датой 0,49 млн. лет [195], а верхняя часть тринильских слоев о. Явы также включающая остатки питекантропа, —  $500 \pm 20$  и  $495 \pm 100$  тыс. лет [196]. Этому не противоречат и заключенные в интервале 763—570 млн. лет термолюминесцентные датировки

верхов виллафранкского горизонта в Тянь-Шане, внутри которых проходит палеомагнитная граница Брюнес — Матуяма [86]. Следовательно, граница виллафранкского и кошкурганского горизонтов имеет абсолютный возраст около 500 тыс. лет.

Не меньше трудностей встречает датировка четвертичных горизонтов межрегиональной схемы. Она также требует привлечения далеких корреляций, которые во многих случаях оказываются спорными.

Как было показано выше, кошкурганский горизонт коррелируется минделю и миндель-риссу. Позднеминдельский туф из района оз. Лаахер на Рейне (ФРГ) имеет дату около 370 (от 350 до 388) тыс. лет [193], а миндель-рисский туф из окрестностей Рима — 230 тыс. лет [158]. Возраст миндельских травертинов Венгрии превышает 300 тыс. лет, а травертинов из основания миндель-рисса оценивается в 280 тыс. лет [1]. И. И. Краснов и К. В. Никифорова [81] полагают, что рубеж минделя и миндель-рисса примерно совпадает с выделенным в палеомагнитной эпохе Брюнес обратным коротким эпизодом, имеющим возраст около  $375 \pm 25$  тыс. лет. Однако приведенные выше данные, очевидно, не позволяют датировать подошву миндель-рисса древнее 350 тыс. лет (см. табл. 24).

Рубеж миндель-рисса и рисса И. И. Краснов и К. В. Никифорова [81] связывают с коротким обратным палеомагнитным эпизодом в нормальной эпохе Брюнес, имеющим возраст  $275 \pm 25$  тыс. лет и относящимся к доднепровским отложениям. Однако выше уже отмечалась более молодая датировка для миндель-рисского туфа из окрестностей Рима. Для теплой эпохи на Рейне указывается дата 260 тыс. лет [194]. Кораллы из отложений, фиксирующих высокое стояние уровня Мирового океана, имеют возраст 240 тыс. лет [1].

Для двух молодых из группы средних рейнских террас, отвечающих вероятно, рисским ледниковым стадиям, имеются даты соответственно 220 и 216 тыс. лет, для разделяющей эти стадии эпохи потепления (очевидно, R1/2) — калий-аргоновые и протоактиниевые даты в интервале 150—140 тыс. лет, а для более поздней (RW) эпохи потепления — протоактиниевая дата 98 тыс. лет [194]. Следовательно, граница миндель-рисса и рисса, а также кошкурганского горизонта с ташкентским может располагаться в интервале 220—230 тыс. лет, что существенно отличается от даты, предлагаемой И. И. Красновым и К. В. Никифоровой [81].

Окончание днепровской (R1) стадии обычно оценивается в 180 тыс. лет. По-видимому, с эпохой потепления R1/2 можно сопоставлять отвечающую высокому уровню стояния Мирового океана первую террасу Палос Вердес в США, моллюски из которой имеют возраст  $120 \pm 30$  тыс. лет [203], а также еецкий интерстадиал в США, моллюски которого датируются в  $120 \pm 20$  тыс. лет [188]. Н. В. Кинд [63] отмечает, что большинство дат по неравновесному урану для кораллов из осадков высокого уровня в океанах близки к  $120 \pm 5$  тыс. лет. Хорошо соответствует этим датировка древней стадии аридизации и соленакопления в Аральском море —

около 150 тыс. лет, а с плювиалом R2 — дата эпохи обводнения Иссык-Куля —  $110 \pm 40$  тыс. лет [168].

Окончание главной эпохи лёссообразования, соответствующее концу позднеташкентского (раннеджаркутанского — R2) оледенения, датируется в Средней Азии термолюминесцентным методом в 80—90 тыс. лет [89]. Если эта дата верна, то не исключена ее принадлежность к ледниковой фазе уже внутри ресс-вюрма. Дело в том, что материалы по палеотемпературам океанических вод датируют эпоху максимального потепления (в RW) интервалом 100—70 тыс. лет [191, 192]. Этот возраст близок к интервалу 70—80 тыс. лет, ставшему, как отмечает Н. В. Кинд [63], традиционным для ресс-вюрма. Конец указанного интервала совпадает с большим числом дат, близких к  $80 \pm 5$  тыс. лет и полученных по неравновесному урану для моллюсков из осадков высокого стояния Мирового океана [63]. Таким образом, граница R2/RW, скорее, всего, имеет возраст около 100 тыс. лет. Не исключено, что широко распространенное представление о большей — 120—130 тыс. лет — древности этой границы [158, 81] объясняется отнесением к RW последней стадии ресского оледенения. Картина еще более осложняется существованием холодных фаз и в пределах эпохи наибольшего потепления в RW [191], и, очевидно, еще большим их развитием в конце этой эпохи.

Принятая датировка ресса включает время формирования ряда мустьерских стоянок: Джуругулы — 265 и 160 тыс. лет; Молдова I, V — 108—129 тыс. лет [1], а также почвы из Пскентского разреза в Средней Азии, вмещающей мустьерский (леваллуа) отщеп, для которой имеется термолюминесцентная дата  $110 \pm 22$  тыс. лет [89].

В настоящее время проведена большая работа по радиоуглеродной датировке вюрма и его аналогов в Сибири и Северной Америке [63]. Она показала синхронность главных стадий и интерстадиалов в интервале до 50 тыс. лет (табл. 26). Наибольшие разногласия вызывает датировка границы RW/W1 и связанные с ней вопросы о возрасте амерсфортского и брерупского интерстадиалов.

В Средней Азии, по данным термолюминесцентного анализа, эпоха голодностепского лёссонакопления началась в интервале 60—40 тыс. лет [89]. Как известно, в последнее время начало вюрма датируется в 95 или 75—70 тыс. лет [81]. Первая дата свидетельствует о полном совпадении предполагаемого начала вюрмского оледенения и упоминавшейся выше эпохи максимального потепления в интервале 100—70 тыс. лет. Следовательно, относимые к амерсфорту (около 90 тыс. лет) и брерупу (85—78 тыс. лет) потепления [198, 81] представляют собой элементы температурных колебаний в ресс-вюрме, где по палеотемпературам океанических вод максимумы похолодания приходятся на 85 и 75 тыс. лет [191]. Однако по другим данным амерсфортский интерстадиал датируется в интервале 65—63 тыс. лет, а брерупский в 59—55 тыс. лет. При этом слон, непосредственно перекрывающие осадки земского

Сопоставление подразделений вюрмской эпохи (абсолютные даты Северной Азии)

Сводная схема		Западная Европа		Се	
индексы	абсолютные даты рубежей	стадии и интерстадиалы	абсолютные даты рубежей	ста	
Gl <sub>1</sub>	15—16	Вепсовская от	15,5—16,5		
W/Gl	16—16,5	Уласский итс, ласко	16,5	Сарганское олед	
W 2	33—35	Осташковская ст	Карельская ст (бранденбургская, боровская)	22	Каргинский итс
			Брянский, паудорфский итс	30	
			Валдайская ст	33—37?	
W 1/2		Мгинский итс		Зырянское олед (ст)	
W 1	50	Калининская (висленская) ст	45—50		
	55		55	-----	

Примечание. Олед — оледенение, межл — межледниковье, ст — ледниковая стадия.

Таблица 26

стратиграфических рубежей, тыс. лет) Западной Европы, и Америки

Северная Азия		Северная Америка				
стадии и интерстадиалы	абсолютные даты рубежей	Стадии и интерстадиалы	абсолютные даты рубежей			
Малохетская фаза сарганского олед	Ньяпанская ст	Главный висконсин	Средневудфордская ст. итс. лейк-эри	15		
	Итс			16		
	Гыданская ст		Ранневудфордская, кэтфишкрнк-наваррская ст	20—22		
Каргинский межледниковый комплекс, итс	Липовско-новоселовское потепление	Средний висконсин	Итс фармдейл, плам-пойнт	29		
	Конощельское похолодание		ст позднего виндебаго, карпон, рокки	32		
	Итс		Малохетское потепление (оптим.)	Итс порт-талбот		43
			Раннее похолодание			45
			Раннее потепление			50
Зырянское олед (ст)		Ранний висконсин		50		
-----				?		

итс—интерстадиал.

моря, имеют возраст 64 тыс. лет [60, 63]. Не исключено поэтому, что амерсфортский интерстадиал (или какой-то из его вариантов) синхронен земской трансгрессии, а брерупский — древнее главного ранневюрмского похолодания. Такой максимум похолодания на кривой палеотемператур океанических вод датируется около 55 тыс. лет [191]. Он ярко выражен на аналогичных кривых разных районов Европы [63] и, по-видимому, является одним из наиболее легко опознаваемых стратиграфических рубежей. Целесообразно поэтому относить к ресс-вюрму весь интервал от 100 до 55 тыс. лет, полагая, что последняя его треть (70—55-тыс. лет) была более холодной и характеризовалась рядом мелких ледниковых стадий. Подобное объединение тем более полезно, что в Средней Европе (преимущественно в Австрии) полигенетические отложения, включающие брерупскую, амерсфортскую и собственно ресс-вюрмскую почвы, естественно обособляются в единой штильфридский комплекс — штильфрид-А. Неудивительно, что ряд исследователей относит амерсфорт и бреруп к межледниковью [165, 63, 139]. Его заключительная «постбрерупская» эпоха в интервале 57—55 тыс. лет характеризовалась, по мнению А. А. Величко, И. К. Ивановой и В. М. Муратова [28], перигляциальными условиями с эпизодическими потеплениями. Эта дата хорошо совпадает с упоминавшейся выше датировкой начала голодностепского лёссообразования в Средней Азии (60—40 тыс. лет). Следовательно, ташкентский горизонт формировался в интервале от 230—220 до 55 тыс. лет, а рубеж караджальского и джаркутанского подгоризонтов имеет возраст, по-видимому, 120—130 тыс. лет.

Началу формирования сырдарьинского горизонта и вепсовской (померанской) стадии отвечает на палеотемпературной кривой океанических вод максимум похолодания, датируемый примерно 15 тыс. лет [191].

В соответствии с данными по датировке собственно вюрмских стадий (см. табл. 26), граница шугноуского и самаркандского подгоризонтов имеет возраст около 35 тыс. лет, а граница голодностепского и сырдарьинского горизонтов, как было показано выше, — 16—15 тыс. лет.

## 2. АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Абсолютные датировки стратиграфических рубежей определенно свидетельствуют о различной продолжительности выделенных этапов. Кроме того, некоторые этапы и подэтапы обладают одинаковой или близкой продолжительностью. Следовательно, они действительно отвечают разномасштабным геологическим циклам. Однако, прежде чем приступить к масштабной классификации циклов, следует остановиться на терминологии. Дело в том, что повторяемость событий или их одинаковая продолжительность именуется по-разному. Выше употреблялось наиболее широко рас-

пространенное в геологической литературе понятие о геологической цикличности. Но подобные явления нередко именуется ритмичностью, а иногда и периодичностью. Указанные понятия иногда считаются синонимами [132, 166]. Между тем исходные греческие понятия цикл, ритм и период не идентичны. Опираясь на них, можно следующим образом определить явления цикличности, ритмичности и периодичности.

*Цикличность* характеризует такое развитие системы или процесса, при котором наблюдается точное повторение состояний или явлений через любой интервал времени. Поступательный характер геологического развития позволяет говорить о повторяемости лишь сходных явлений.

*Ритмичность* — обычно соразмерность, равномерность, соблюдение всякого размеренного чередования, т. е. в противоположность цикличности она подразумевает в основном наличие равных промежутков времени между не только сходными, но и вообще любыми явлениями. Однако существуют и другие толкования этого термина. Например, Ю. И. Возовик [29] полагает, что для ритмично протекающего процесса характерно закономерное повторение определенных качественных состояний отдельных элементов системы, причем интервалы повторений могут быть и не одинаковыми. При таком понимании ритмичность мало чем отличается от цикличности. Поэтому предпочтительнее первая трактовка данного термина.

*Периодичность*, по-видимому, отвечает наиболее строго повторяющемуся процессу. Она характеризует полную повторяемость состояний системы или явлений через равные промежутки времени, т. е. циклический процесс, совершающийся ритмично.

Нетрудно заметить, что сложность природных процессов и явлений весьма ограничивает распространение периодичности в геологии. В лучшем случае удается установить повторяемость сходных явлений или событий через близкие интервалы времени.

Анализируя продолжительность палеогеографических этапов, проще говорить о ритмичности, так как близкие по величине разновозрастные геологические эпохи и этапы существенно разнятся по своему содержанию. В то же время выделенные выше этапы, хотя и существенно индивидуализированы палеогеографически, начинаются с увеличения тектонической активности. В этом смысле они могут считаться тектоническими (геологическими) циклами.

Проводимое ниже изучение соотношений продолжительности подобных этапов сводится к масштабному анализу характера ритмичности указанного типа геологических циклов. Поэтому проще рассматривать его как масштабный анализ геологической цикличности.

Анализ продолжительности естественно обособляющихся этапов развития какой-либо области предполагает выявление законо-

мерностей в соотношении разномасштабных циклов<sup>1</sup>. Следующим этапом такого анализа может стать изучение распространения выявленной закономерности во времени и пространстве. Первое сводится к прослеживанию этой закономерности на более широком интервале геохронологической шкалы, а второе — к прослеживанию выделенных подразделений за пределами исходной территории.

### *а. Специфика геологической цикличности (масштабы ритмичности)*

Рассмотрение соотношения разномасштабных геологических циклов лучше начать с наиболее молодых, кратких циклов, продолжительность которых фиксируется с большей точностью. Опустим, однако, на некоторое время незавершенный сырдарьинский цикл.

Длительность голодностепского цикла составляет около 40 тыс. лет. Он примерно в четыре раза короче ташкентского цикла, продолжительность которого 170 тыс. лет. Последний приблизительно в два раза короче кошкурганского цикла длительностью около 300 тыс. лет. Кошкурганский цикл в свою очередь в четыре раза короче виллафранкского (~1,3 млн. лет), а последний в два раза меньше астиийского цикла (~2,5 млн. лет).

Несмотря на грубость датировок стратиграфических рубежей, сравнение главных антропогенных циклов позволяет подметить, что известная разномасштабность антропогенных подразделений с увеличением продолжительности вниз по геохронологической шкале регулируется в данном случае двумя дополнительными закономерностями: 1) эти подразделения между собой оказываются кратными; 2) кратность не постоянна, а переменна. Она периодически меняется, образуя ряд 4:2:4:2...

Намеченные закономерности прослеживаются выше и ниже по местной геохронологической шкале. Действительно, следующими в рассматриваемом ряду должны быть циклы продолжительностью около 10 и 20 млн. лет. Первому отвечают продолжительности усунской эпохи, арало-турмейского и гиппарионового этапов, а второму — сумма арало-турмейского этапа и усунской эпохи.

С другой стороны, более краткими, чем голодностепский, должны быть циклы продолжительностью 20 и 5 тыс. лет. Первому из них отвечают шугноуский и самаркандский подэтапы голодностепского этапа, а также, по-видимому, незавершенный сырдарьинский этап. Второму соответствует древняя часть хаджаягонинского времени. Молодая незавершенная его часть по своей продолжительности (2,5 тыс. лет) близка к следующему циклу рассматриваемого ряда.

Таким образом, естественная периодизация новейшего времени с позиций масштабного анализа геологической цикличности фик-

<sup>1</sup> Правильнее было бы говорить о разномасштабных по своей продолжительности циклах. Однако, поскольку ниже рассматривается только продолжительность циклов, данное уточнение можно опустить.

сирует существование многоступенчатой иерархии тектонических (тектоно-климатических) циклов, связанных между собой переменной кратностью, которая отвечает ряду 4:2:4:2...

Использованный для установления данной закономерности материал не случаен. Выше уже отмечены примеры неоднократного совпадения продолжительности разновозрастных геохронологических подразделений. Циклы разного размера нередко выделяются в одном и том же интервале времени. Так, например, в голодно-степском этапе зафиксированы циклы продолжительностью 40 и 20 тыс. лет. Это подтверждает одновременное и постоянное проявление расномасштабной ритмичности.

Многие из выделенных циклов были зафиксированы другими исследователями на совершенно ином материале из удаленных друг от друга регионов. Вероятно, в данном случае фиксируются некоторые типы планетарной ритмичности. Подтверждением этому является присутствие близких по продолжительности циклов в ряде сводных схем геологической цикличности [137]. Характерно большое разнообразие в продолжительности геологических циклов, выделяемых разными авторами. Только отчасти это может быть связано с разной точностью методов, но главным образом — с неодинаковой природой циклов, устанавливаемых на разнородном материале.

В данном отношении важно заметить, что само существование кратности разномасштабных циклов, выделенных при расчленении новейших отложений Средней Азии и Казахстана, указывает на их соподчиненность, т. е. на общность природы. Следовательно, все выделенные здесь стратиграфические подразделения отвечают единому ряду геологических циклов. А это, в свою очередь, подтверждает правомочность избранной методики стратиграфического расчленения, действительно выявившей главные черты тектоно-климатической ритмичности.

Вероятно, применение других методов расчленения или увлечение одной из сторон метода, использованного в данном случае (например, палеоклиматической стороной), привело бы к выявлению и других ритмов иной природы. Последние могли бы и не подчиняться выявленным закономерностям, а потому диссонировать с намеченными типами ритмичности. Соответственно для установления соотношений разнородных ритмов понадобились бы сложные математические операции. Подобные операции нередко используются при корреляции всех видов ритмичности, наблюдаемых у различных современных процессов, например общей увлажненности [177, 178], солнечной активности и др. С подобными процессами связана деятельность различных физико-геологических агентов, определяющих формирование некоторых видов осадков. Расшифровка периодичности этой деятельности требует применения соответствующей стратиграфической методики. Следовательно, применение разных методов стратиграфического расчленения приводит к выявлению разнородной ритмичности. Данное обстоятельство и явилось причиной большого разнообразия существую-

щих иерархических шкал геологической цикличности. Ясно поэтому, насколько важно при стратиграфических исследованиях придерживаться единой методики расчленения разновозрастных и разнофациальных образований, а при сопоставлении сводных шкал геологической цикличности — выявить степень однородности подразделений, которые включаются в иерархический ряд.

Следует указать на вероятность еще одной зависимости, затрудняющей сопоставление разновозрастных циклов и одновременно сравнение наиболее древних циклов с современными. Имеется в виду эмпирически намеченное С. Н. Бубновым [17] последовательное уменьшение на две трети одномасштабных циклов при движении вверх по геохронологической шкале. При этом указанная закономерность касалась исключительно крупнейших циклов, фиксирующих повторяемость геосинклиналичного процесса. Нужно сказать, что реальное существование подобной зависимости, вероятно, вообще исключило бы возможность циклического анализа геологических разрезов. Поэтому, хотя представления С. Н. Бубнова и распространились широко в геологической литературе, чаще используются гораздо более скромные коэффициенты соотношения разновозрастных одномасштабных циклов. Так, по расчетам Н. Ф. Балуховского [13], подобные изменения, также наступающие исключительно на рубежах альпийского, герцинского, каледонского и других крупнейших циклов, при переходе от альпийского<sup>1</sup> цикла к герцинскому составляют примерно 0,2, а от герцинского и каледонскому — 0,1. Эти изменения связываются с постепенным уменьшением длительности галактического года. Можно думать, что если подобная зависимость и существует, размеры связанных с ней изменений ритмичности не приведут к сопоставлению удаленных хронологически разномасштабных циклов.

Детальность определения продолжительности этапов новейшего развития Средней Азии и Казахстана меняется в общих чертах пропорционально изменению этой продолжительности (табл. 27). Для олигоценых и большинства неогеновых этапов она составляет первые миллионы лет, для плиоценовых — первые сотни тысяч лет, а для четвертичных — десятки тысяч и тысячи лет. Точность определения продолжительности олигоцен-миоценовых этапов близка к 30% от этой продолжительности, плиоценовых и четвертичных этапов — около 15%, а средняя арифметическая точность для всей шкалы около 20—25%, т. е. она близка к одной четверти от продолжительности этапа. С одной стороны, эта величина никак не может быть объяснена предполагаемой Н. Ф. Балуховским разновеликостью неодновременных циклов, а с другой, — эта средняя величина максимального отклонения непредвиденным образом совпала с величиной максимальной кратности разномасштабных циклов. Вряд ли это случайность и, во всяком случае, не может быть отнесено за счет неточности методов абсо-

<sup>1</sup> По мнению Н. Ф. Балуховского [13], альпийский цикл завершился в плиоцене. Вряд ли с этим можно согласиться, так как пришлось бы искусственно расчленить неотектонический этап.

лютной геохронологии. Ведь сама по себе точность отдельных дат абсолютного возраста существенно выше.

Таблица 27

Детальность определения продолжительности этапов новейшего развития Средней Азии и Казахстана, в годах

Этапы	Границы этапов		Средняя продолжительность этапов	Ориентировочная точность определения длительности этапов	
	датировка	точность датировки		абсолютное летоисчисление	% от длительности этапа
Индрикотериевый	35—37 млн.	2 млн.	4—6 млн.	2 млн.	до 40
Асказансорский	~31 млн.	2 млн.	4—6 млн.	2 млн.	до 40
Арало-турмейский	~27 млн.	1—2 млн.	8—10 млн.	2 млн.	20—25
Гиппарионовый	19—17 млн.	2 млн.	13 млн.	~2 млн.	~15
Астийский	4,2 млн.	~0,2 млн.	~2,5 млн.	0,2 млн.	~10
Виллафранкский	1,8 млн.	0,1 млн.	1,3 млн.	0,15 млн.	~10
Кошкурганский	0,5 млн.	0,1 млн.	300 тыс.	50—100 тыс.	15—30
Ташкентский	220—230 тыс.	~20 тыс.	170 тыс.	20 тыс.	10—15
Голодностепский	55 тыс.	3—5 тыс.	40 тыс.	3—5 тыс.	~10
	15—16 тыс.	1—2 тыс.			средняя точность 20—25

Датировка всех геохронологических подразделений опирается на материал по многим регионам. Более вероятно поэтому, что главная часть временного интервала, заключающего каждый геохронологический рубеж, определяется истинной асинхронностью границ коррелятивных стратиграфических подразделений. В таком случае величина различий в абсолютном возрасте этапов развития конкретных регионов отвечает размеру цикла более высокого масштабного ранга. Поэтому такие же различия выявляются и при сравнении продолжительности разновозрастных, но явно одномасштабных циклов развития одного региона. Это видно из сравнения гиппарионового цикла, продолжительностью около 13 млн. лет, с арало-турмейским и усунским циклами длитель-

ностью примерно 10 млн. лет каждый. Очевидно, гиппарионовый этап отвечает циклу в 10 млн. лет плюс цикл в 2,5 млн. лет, равноценный астрийскому циклу.

Но если высказанные выше соображения верны, то сама истинная величина цикла, отвечающего ритму данного масштабного ранга, может быть вычислена только как некая статистическая средняя.

### ***б. Анализ масштабного ряда геологических циклов***

Опираясь на упомянутую в главе I связь между эндогенно-тектонической и астрономической ритмичностью, можно попытаться выяснить наиболее вероятные размеры совпадающих — астротектонических циклов. При этом следует помнить, что величины продолжительности разнообразных астрономических циклов, точно так же как размеры циклов тектонических или климатических, определяются путем статистического осреднения некоторого числа довольно неоднородных по своей величине циклов.

Среди всего разнообразия видов ландшафтно-климатической и астрономической ритмичности в данной корреляции могут участвовать лишь те, связи которых с тектонической циклическостью достаточно вероятны.

Наличие периодически меняющейся кратности предполагает существование пар сближенных по своей продолжительности тектонических циклов при кратности два и существенно разногабаритных циклов, связанных кратностью четыре. Необходимо, следовательно, кроме масштабных рангов выделять и масштабные группы геологических циклов. Каждая такая группа объединяет два ранга циклов, связанных кратностью два.

Разделение единого ряда разномасштабных циклов на группы хорошо объясняет отмеченную выше точность определения продолжительности формирования сводных стратиграфических единиц. Эта точность равна длительности малого цикла более высокой группы по сравнению с циклом, которому отвечает рассматриваемое стратиграфическое подразделение.

Важно отметить также чрезвычайно простой, можно сказать примитивный характер выявленной кратности геологических (тектонических) циклов. Это наиболее элементарная из всех возможных двойная (или парная) кратность. Четверную кратность также можно рассматривать как двойную парную. Такая примитивная повторяемость, вероятно, вообще широко распространена в природе<sup>1</sup>. Действительно, принципиально сходным (аналогичным)

<sup>1</sup> В. И. Васильев [20] связывает последовательное уменьшение (со знаменателем 2 или  $\sqrt{2}$ ) длительности тектонических этапов с эволюционным ускорением вращения Галактики по мере ее перехода от шаровой и эллиптической формы к плоской спиральной. Характерно, что спиральные галактики принадлежат к классу логарифмических спиралей со знаменателем прогрессии  $\sqrt{2}$  или 2. В. И. Васильев делает из этого вывод, что пространственно-временная структура Земли определяется пространственно-временной структурой Галактики.

Масштабы тектонической ритмичности (эмпирический вариант)

Масштаб циклов		Округленная продолжительность циклов, в годах		Величина различий в продолжительности конкретных циклов, в годах
группа	ранг	основных	межгрупповых (сдвоенных)	
I	1	$1,2-1,3 \cdot 10^9$	$2,5 \cdot 10^9?$	$\pm 160 \cdot 10^6$
	2	$0,6-0,65 \cdot 10^9$		
II	3	$160 \cdot 10^6$	$300-320 \cdot 10^6$	$\pm 20 \cdot 10^6$
	4	$80 \cdot 10^6$		
III	5	$20 \cdot 10^6$	$40 \cdot 10^6$	$\pm 2,5 \cdot 10^6$
	6	$10 \cdot 10^6$		
IV	7	$2,5 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^6$	$\pm 0,3 \cdot 10^6$
	8	$1,3 \cdot 10^6$		
V	9	$300 \cdot 10^3$	$600 \cdot 10^3$	$\pm 40 \cdot 10^3$
	10	$150 \cdot 10^3$		
VI	11	$40 \cdot 10^3$	$80 \cdot 10^3$	$\pm 5 \cdot 10^3$
	12	$20 \cdot 10^3$		
VII	13	$5 \cdot 10^3$	$10 \cdot 10^3$	$\pm 650$
	14	$2,5 \cdot 10^3$		
VIII	15	650	1300	$\pm 80$
	16	320		
IX	17	80	160	$\pm 10$
	18	40		
X	19	10	20	$\pm 1-2$
	20	5		

можно считать наиболее широко распространенные у биологических объектов дихотомичность (например, в ветвлении разнообразных растительных форм), парность и билатеральную или зеркальную симметрию (например, в числе и расположении неоднородных органов у животных)<sup>1</sup>. Примеры двойственности (двоичности) и парности легко найти в строении самых разных природных объектов и нет смысла останавливаться на этом подробно. Важно заметить другое, а именно: чрезвычайная распространенность парности и сдваивания природных объектов определяет возможность сдваивания и тех циклов, которые связаны с более крупным циклом четверной кратностью. Поэтому необходимо дополнить установленный ряд промежуточными (межгрупповыми), т. е. сдвоенными циклами.

Намеченный выше ряд разномасштабных тектонических циклов следовало бы рассматривать целиком. Естественными его ограничениями будут с одной стороны, год, а с другой,— наиболее крупный цикл, укладывающийся в историю нашей планеты, возраст которой по современным данным не превышает 4,5 млрд. лет.

Нетрудно вычислить, что всего в ряду будет 10 групп и 20 основных рангов циклов (табл. 28).

В намеченном ряду присутствуют аналоги многих известных типов ритмичности различной природы, в частности геохронологических подразделений, географических и таких астрономических явлений, как солнечная активность и изменения приливообразующей силы. Многие из этих типов неоднородной ритмичности совпадают и попытки их сопоставления делались рядом исследователей. Следует однако остановиться на наиболее важных сопоставлениях<sup>2</sup>.

### *Ритмичность геохронологической шкалы*

Следует отметить неоднородность принципов обособления разновозрастных геохронологических подразделений. Среди последних намечаются три разномасштабные группы, отвечающие докембрию, фанерозою и четвертичному периоду. В докембрии геохронологические подразделения отвечают тектоно-магматическим циклам, рубежами между которыми являются эпохи складчатости, т. е. эпохи тектонической активизации. Периоды фанерозоя лишь первоначально отвечали подобным, но меньшим по размеру естественно обособившимся (т. е. местным) литостратиграфическим подразделениям [166]. Позднее их границы были откорректированы в соответствии с рубежами резких изменений органического мира, точнее тех его типов и классов, филогенез которых был

<sup>1</sup> То-есть наличие плоскости симметрии.

<sup>2</sup> По данному вопросу существует совершенно необозримая литература. Поэтому ниже будут затронуты лишь работы, кажущиеся автору наиболее представительными.

наиболее представительным для корреляции соответствующих литостратиграфических подразделений [151]. Разнородные рубежи органического мира стали опорными для деления эр, периодов, эпох и веков.

Изменения отдельных групп органического мира, как известно, опосредствованы рядом природных процессов — геоморфологических, геохимических, климатических и др. Кроме того, обновления животного мира часто обусловлены изменениями в мире растительном. Последние в свою очередь обычно происходят вслед за указанными преобразованиями в неорганической природе. Неудивительно, что большинство тектоно-климатических циклов лишь в самых общих чертах сближается с современными подразделениями геохронологической шкалы фанерозоя. А последние, отвечая одномасштабным тектоно-магматическим циклам, могут существенно различаться по своей продолжительности.

Еще более сложным является расчленение четвертичного периода. Здесь в качестве геохронологических рубежей разными авторами выбираются либо тектонические, либо климатические, либо палеонтологические (биологические) изменения. В результате до настоящего времени стратиграфия четвертичной системы разработана хуже, чем любой другой. Более того, собственно тектоническая цикличность наименее разработана именно для четвертичного периода.

При анализе ритмичности геохронологических подразделений обычно отмечается несоответствие продолжительности отдельных эр, периодов, эпох и веков. Это хорошо видно при сравнении подразделений докембрия и фанерозоя, но особенно касается четвертичного периода. Масштабные ранги подразделений последнего резко диссонируют со своими более древними аналогами. Поэтому неоднократно высказывались пожелания о переиндексации самой четвертичной системы и слагающих ее отделов и ярусов [56]. Указанное обстоятельство лишний раз подтверждает своеобразие четвертичной системы и ее, если можно так выразиться, «некондиционность» для данного вида анализа.

Существующие данные однозначно свидетельствуют о неравнозначности одноранговых подразделений: 1) докембрия, 2) палеозоя и мезозоя и 3) неогена.

Так, эры в докембрии отвечают циклу второго ранга, мезозойская — циклу третьего ранга, а палеозойская, очевидно, — сдвоенному циклу третьего ранга, т. е. межгрупповому циклу II группы. Периоды палеозоя, мезозоя и палеогеновый отвечают преимущественно сдвоенным циклам пятого ранга (межгрупповым III группы), иногда приближаясь к циклам четвертого ранга. Неогеновый период близок к циклу пятого ранга.

Соответствие большинства периодов сдвоенным циклам, очевидно, отражает их палеогеографическую особенность, которая заключается в том, что они объединяют смежные циклы, связанные с трансгрессией и регрессией моря. Каждое поднятие и опускание,

т. е. регрессию и трансгрессию, можно представить в виде самостоятельного тектонического цикла, начинающегося с эпохи усиления тектонической активности. Палеозойская же группа, как известно, отвечает каледонскому и герцинскому тектоно-магматическим циклам (циклам третьего ранга).

Отделы кайнозоя чаще всего соответствуют циклам шестого ранга, а века — седьмого ранга. Таким образом, века принадлежат IV группе циклов, эпохи и периоды — III группе, эры фанерозоя — II группе, а эры и надэры докембрия — I группе.

Все сказанное позволяет присоединиться к мнению многих геологов о необходимости упорядочения международной геохронологической шкалы. Однако это не входит в задачу настоящей работы. Здесь важно лишь отметить, что большинство подразделений существующей геохронологической шкалы, конечно, с учетом точности определения их продолжительности, находят себе место в предложенном масштабном ряду геологической цикличности. Поэтому данный ряд может считаться подтвержденным на большей своей части.

### Периодичность астрономических явлений

Среди периодических астрономических явлений, влияющих на ритмичность природных процессов, можно назвать два главных: 1) изменение приливообразующей силы и 2) изменение солнечной активности.

Таблица 29

Продолжительность главных астрономических периодов и их соотношение с геологическими циклами

Астрономические периоды	Продолжительность периодов, млн. лет						Тектонические циклы, млн. лет	
	П. П. Паренга	Г. Ф. Лунгерстаузен	Г. П. Тамаразин	Л. Ф. Балуховский	Л. И. Панкуль	наиболее распространенные значения	продолжительность	допустимая изменчивость
Сидерический	190 (212)	190—200	(~200)	165,6—241	215	200	—	—
Аномалистический	150 (176)	—	176	—	172	160	160	±20
Драконический	85 (86)	76—90	—	—	86	80	80	
Геркулесовый	—	—	—	33,1—48,3	—	—	40	±2,5

Первое явление может непосредственно воздействовать на ритмичность тектонической активности и изучается путем астрономических наблюдений, а второе познается преимущественно через ритмичность физико-географических процессов.

Совершенно не затрагивая фактического материала, даже конспективное обсуждение которого является темой самостоятельного исследования, ограничусь лишь перечнем главнейших выводов.

1. Космические периодичности гравитационной и энергетической природы тесно взаимосвязаны между собой. Поэтому они оказывают совместное воздействие на Землю и хорошо увязываются с периодичностью собственных движений Земли как планеты. Разномасштабные космические циклы кратны между собой. Это свидетельствует о единстве главных видов галактических периодичностей.

2. Детальность определения космических периодичностей в настоящее время ниже детальности определения продолжительности тектонических циклов и не может быть использована для уточнения последних (табл. 29).

3. Космические периодичности хорошо коррелируются с главными рангами тектоно-климатической цикличности. В частности, долгопериодичные орбитальные движения солнечной системы отвечают циклам II и III групп, а периодичности собственных движений Земли и гелиогеофизических воздействий — циклам VI, VII, VIII, IX и X групп. При этом и в космических периодичностях наименее четко выраженными являются ритмы, отвечающие двоянным межгрупповым циклам.

Следовательно, и космические периодичности связаны между собой переменными элементарными кратностями, образующими ряд 2:4:2:4. Это свидетельствует о единстве эндогенных и космических периодичностей (табл. 30).

4. Космические периодичности как бы наращивают в обе стороны интервал, в котором выявлены тектоно-климатические циклы и совпадают в целом с общим размахом проявлений геологической цикличности. Это подтверждает возможность распространения выявленных зависимостей разномасштабных эндогенных циклов на весь интервал от 5 до  $1,3 \cdot 10^9$  лет.

5. Современное положение солнечной системы в Галактике отвечает значительному повышению приливообразующей силы и хорошо согласуется с повышением тектонической активности и горообразованием в новейшем этапе развития Земли.

Следует отметить скептическое отношение ряда геологов в отношении тектонической роли космических воздействий. Однако обычно признается, что некоторые из этих воздействий могут проявить себя в качестве «спускового механизма» в тех случаях, когда напряжения иного происхождения близки к критической своей величине [14].

Соотношение периодичности космических явлений с тектонической цикличностью, в годах

группа	Тектонические циклы			Галактические движения	Собственные движения Земли	Изменения активности Солнца
	ранг	продолжительность	изменчивость			
II	3	$160 \cdot 10^6$	$\pm 20 \cdot 10^6$	$160 \cdot 10^6$ — аномалистический период		
	4	$80 \cdot 10^6$		$80 \cdot 10^6$ — драконический период		
III	МГ-III	$40 \cdot 10^6$	$\pm 2,5 \cdot 10^6$	$40 \cdot 10^6$ — геркулесовый цикл, космический сезон, разность между сидерическим и аномалистическим периодами		
	5	$20 \cdot 10^6$		$20 \cdot 10^6$ — полуамплитуда драконического цикла		
	6	$10 \cdot 10^6$		$10 \cdot 10^6$ — сезонность геркулесового цикла		
IV						
V						
VI	МГ-VI	$80 \cdot 10^3$	$\pm 5 \cdot 10^3$		$\sim 92 \cdot 10^3$ — эксцентриситетный ритм	
	11	$40 \cdot 10^3$			$\sim 42 \cdot 10^3$ — ритм наклона эклиптики	
	12	$20 \cdot 10^3$			$\sim 21 \cdot 10^3$ — прецессионный ритм	
VII	МГ-VII	$10 \cdot 10^3$	$\pm 650$			
	13	$5 \cdot 10^3$				
	13	$2,5 \cdot 10^3$				$\sim 2,2 \cdot 10^3$ -летнее
VIII	МГ-VIII	1300	$\pm 80$			
	15	650				$\sim 600$ -летнее
	16	320				$\sim 300$ -летнее
IX	МГ-IX	160	$\pm 10$			$\sim 160$ -летнее (двойной вековой)
	17	80			Вековые движения Северного полюса	80-летнее (вековой)
	18	40				36—44-летнее (брикнетров)
X	МГ-X	20	$\pm 1-2$		$18,6$ —нутационный ритм	18—22 (двойной 11-летний)
	19	10			11-летний цикл изменения скорости вращения и движений оси вращения	11-летнее ( $11 \pm 3,5$ )
	20	5			6—7-летний цикл движений Северного полюса	5—6-летнее

Максимальные округленные величины возрастного «скольжения» границ циклов данным

Циклы			Величина однорангового «скольжения»				
группа	ранг	продолжительность, в годах	III	IV	V	VI	VII
			$2.5 \cdot 10^6$	$300 \cdot 10^3$	$40 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	650
III	5	$20 \cdot 10^6$	+	+	+	+	+
	6	$10 \cdot 10^6$		+	+	+	+
IV	7	$2,5 \cdot 10^6$		+	+	+	+
	8	$1,3 \cdot 10^6$			+	+	+
V	9	$300 \cdot 10^3$			+	+	+
	10	$150 \cdot 10^3$				+	+
VI	11	$40 \cdot 10^3$				+	+
	12	$20 \cdot 10^3$					+
VII	13	$5 \cdot 10^3$					+
	14	$2,5 \cdot 10^3$					

лов и вариаций продолжительности этапов новейшего развития, отвечающих циклам

Суммарная величина максимальной «скольжения» границы цикла данного ранга с циклом следующего ранга и ее округленное значение	Максимальная величина вариаций продолжительности этапов новейшего развития и ее округленные значения	
	подразделения границат с одноранговыми и более крупными подразделениями	подразделения границат с подразделениями смежных рангов
$2500 \cdot 10^3 + 345 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 2845,7 \cdot 10^3 \approx 3 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^6 + 3 \cdot 10^6 = 6 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^6 + 3 \cdot 10^6 = \pm 6 \cdot 10^6$
$300 \cdot 10^3 + 40 \cdot 10^3 + 5 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 345,7 \cdot 10^3 \approx 350 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^6 + 3 \cdot 10^6 = 6 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^6 + 350 \cdot 10^3 \approx 3,5 \cdot 10^6$
$40 \cdot 10^3 + 5 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 45,7 \cdot 10^3 \approx 45 \cdot 10^3$	$350 \cdot 10^3 + 350 \cdot 10^3 = 0,7 \cdot 10^6$	$350 \cdot 10^3 + 350 \cdot 10^3 = 0,7 \cdot 10^6$
$40 \cdot 10^3 + 5 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 45,7 \cdot 10^3 \approx 45 \cdot 10^3$	$350 \cdot 10^3 + 45 \cdot 10^3 = 395 \cdot 10^3 \approx 0,4 \cdot 10^6$	$350 \cdot 10^3 + 45 \cdot 10^3 = 395 \cdot 10^3 \approx 0,4 \cdot 10^6$
$5 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 5,7 \cdot 10^3 \approx 6 \cdot 10^3$	$45 \cdot 10^3 + 45 \cdot 10^3 = 90 \cdot 10^3 \approx 0,1 \cdot 10^6$	$45 \cdot 10^3 + 45 \cdot 10^3 = 90 \cdot 10^3 \approx 0,1 \cdot 10^6$
$5 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 5,7 \cdot 10^3 \approx 6 \cdot 10^3$	$45 \cdot 10^3 + 6 \cdot 10^3 = 51 \cdot 10^3 \approx 50 \cdot 10^3$	$45 \cdot 10^3 + 6 \cdot 10^3 = 51 \cdot 10^3 \approx 50 \cdot 10^3$
$625 + 80 + 10 = 745 \approx 700$	$6 \cdot 10^3 + 6 \cdot 10^3 = 12 \cdot 10^3 \approx 10 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^3 + 6 \cdot 10^3 = 12 \cdot 10^3 \approx 10 \cdot 10^3$
$700 + 700 = 1400 \approx 1,5 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 6,7 \cdot 10^3 \approx 7 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^3 + 0,7 \cdot 10^3 = 6,7 \cdot 10^3 \approx 7 \cdot 10^3$
$80 + 10 = 90 \approx 100$	$700 + 700 = 1400 \approx 1,5 \cdot 10^3$	$700 + 700 = 1400 \approx 1,5 \cdot 10^3$
	$700 + 90 = 790 \approx 0,8 \cdot 10^3$	$700 + 90 = 790 \approx 0,8 \cdot 10^3$

## **в. Использование цикличности для уточнения и детализации стратиграфической схемы**

В анализируемой межрегиональной шкале с наибольшей точностью (10%) зафиксированы продолжительности циклов VI и IV групп. Однако с помощью выявленного типа переменной кратности устанавливается их некоторое несоответствие между собой. Так, принимая за эталон циклы VI группы ( $20 \cdot 10^3$  и  $40 \cdot 10^3$  лет), получим для циклов VI группы соответственно  $1,3 \cdot 10^6$  и  $2,6 \cdot 10^6$  лет при эмпирических оценках  $1,2 \cdot 10^6$  и  $2,5 \cdot 10^6$  лет. Но учитывая возможность некоторого (до  $2 \cdot 10^3$  лет) завышения продолжительности эталонного цикла ( $40 \cdot 10^3$  лет), получим уже  $1,2 \cdot 10^6$  и  $2,4 \cdot 10^6$  лет. Поэтому для циклов IV группы можно сохранить эмпирические оценки их продолжительности, которые можно рассматривать как округленные. Учитывая меньшую точность датировки других стратиграфических подразделений, следует признать целесообразным минимальное округление всех расчетных цифр продолжительности геологических циклов.

Опираясь на тот эталон, получаем для циклов V группы  $160 \cdot 10^3$  и  $320 \cdot 10^3$  лет, что удовлетворительно приближается к эмпирическим данным —  $(170 \pm 20) \cdot 10^3$  и  $(300 \pm 50 - 100) \cdot 10^3$  лет. Малая точность последних допускает более грубое округление —  $150 \cdot 10^3$  и  $300 \cdot 10^3$  лет. Расчетные цифры для циклов III группы ( $10 \cdot 10^6$  и  $20 \cdot 10^6$  лет), а также VII группы ( $5 \cdot 10^3$  и  $2,5 \cdot 10^3$  лет) совпадают с эмпирическими.

Намеченная иерархия геологических циклов позволяет уточнить предполагаемые размеры возрастного «скольжения» границ горизонтов, отражающего специфику развития отдельных регионов. Как уже было отмечено выше, одноранговые циклы могут различаться на величину цикла, принадлежащего следующей масштабной группе (т. е. на  $1/4$  или  $1/8$ ). Однако эти меньшие циклы также могут различаться между собой на пропорциональную величину. Соответственно максимальная величина «скольжения» коррелируемой границы равняется сумме величин больших циклов всех следующих масштабных групп (табл. 31). Величина «скольжения» границ межгрупповых циклов определяется соответствующей величиной слагающих их основных циклов. Все полученные суммарные цифры в силу малой точности исходных данных, очевидно, требуют округления.

Зная величину возрастного «скольжения» стратиграфических границ, легко подсчитать диапазон изменения величин разномасштабных циклов. Относительная величина этого диапазона по сравнению с самим циклом меняется в зависимости от принадлежности цикла, которому отвечают смежные стратиграфические подразделения, тому же или смежным масштабным рангам. Дело в том, что величина возрастного «скольжения» стратиграфической границы определяется рангом меньшего из циклов, которым соответствуют смежные подразделения (см. табл. 31). Поскольку межгрупповые циклы являются составными, изменение их продол-

Наиболее вероятные округленные значения продолжительности циклов, отвечающих главным этапам новейшего развития Средней Азии и Казахстана и максимальные округленные значения величины изменения этой продолжительности за счет «скольжения» геологических границ

Этапы	Продолжительность этапов	Подэтапы	Продолжительность подэтапов
Сырдарьинский	$20 \cdot 10^3 \pm 7 \cdot 10^3$	Ходжаягонинский	$5 \cdot 10^3 \pm 1,5 \cdot 10^3 ?$
		Туткаульский	$2(5 \cdot 10^3 \pm 1,5 \cdot 10^3) = 10 \cdot 10^3 \pm 3 \cdot 10^3$
Голодностепский	$40 \cdot 10^3 \pm 10 \cdot 10^3$	Самаркандский	$20 \cdot 10^3 \pm 7 \cdot 10^3$
		Шугноуский	$20 \cdot 10^3 \pm 10 \cdot 10^3$
Ташкентский	$150 \cdot 10^3 \pm 50 \cdot 10^3$	Джаркутанский	$2(40 \cdot 10^3 \pm 10 \cdot 10^3) = 80 \cdot 10^3 \pm 20 \cdot 10^3$
		Караджалевский	$2(40 \cdot 10^3 \pm 10 \cdot 10^3) = 80 \cdot 10^3 \pm 20 \cdot 10^3$
Кошкурганский	$300 \cdot 10^3 \pm 100 \cdot 10^3$		
Виллафранский	$1,3 \cdot 10^6 \pm 0,4 \cdot 10^6$		
Астийский	$2,5 \cdot 10^6 \pm 0,7 \cdot 10^6$		
Гиппарионовый	$10 \cdot 10^6 \pm 3,5 \cdot 10^6$		
Арало-турмейский	$10 \cdot 10^6 \pm 3,5 \cdot 10^6$		
Асказансорский	$(2,5 \pm 0,7) \cdot 10^6 + (1,3 \pm 0,4) \cdot 10^6 = (3,8 \pm 1,1) \times 10^6 \approx 4 \cdot 10^6 \pm 1 \cdot 10^6$ или $5 \cdot 10^6 \pm 1,5 \cdot 10^6$		
Индрикотериевый	$2(2,5 \cdot 10^6 \pm 0,7 \cdot 10^6) \approx 5 \cdot 10^6 \pm 1,5 \cdot 10^6$		

жительности слагается из вариаций продолжительности объединяемых циклов и также находится в зависимости от масштабного ранга смежных стратиграфических единиц.

Теперь нетрудно определить наиболее вероятные округленные продолжительности осредненных значений циклов, отвечающих горизонтам и подгоризонтам среднеазиатско-казахстанской стратиграфической схемы, и максимальные величины вариаций этих значений (табл. 32).

Подразделения и местных, и международной стратиграфических шкал первоначально выделявшихся как естественно обособляющиеся литостратиграфические единицы, очевидно, должны отвечать единому типу геологических циклов, связанных намеченной выше периодически меняющейся кратностью. Поэтому можно в качестве сугубо гипотетического варианта предложить схему уточненной корреляции среднеазиатско-казахстанской стратиграфической схемы с учетом возможного возрастного «скольжения» геологических границ (табл. 33). Данная схема исходит из предположения, что подразделения единой шкалы, будучи осредненными из многих коррелятивных толщ, отвечают осредненным величинам геологических циклов.

На фоне довольно хорошей сходимости границ единственным серьезным отклонением от рубежа осредненных циклов является положение рубежа подошвы гиппарионового горизонта. Выше уже говорилось, что продолжительность соответствующего этапа примерно на цикл седьмого ранга ( $2,5 \cdot 10^6$  лет) больше средней продолжительности циклов шестого ранга ( $10 \cdot 10^6$  лет). Очевидно, подошва осредненного цикла должна располагаться выше по разрезу, т. е. она, по-видимому, будет совпадать с началом сармата и подошвой верхнего миоцена. Следует отметить, что в таком понимании гиппарионовый этап будет гораздо лучше отвечать времени развития гиппарионового фаунистического комплекса.

Существование переменной кратности разномасштабных геологических циклов определяет неодинаковые возможности при расчленении отдельных горизонтов, а также неравноценность разделяющих их стратиграфических рубежей. Так обычно значительно легче разделяются принадлежащие разномасштабным группам циклов голодностепские и ташкентские образования, чем относящиеся к одной такой группе ташкентские и кошкурганские. В ряде случаев наиболее существенные несогласия отделяют кошкурганский горизонт от виллафранкского, астийский от гиппарионового, а расчленив виллафранкские и астийские отложения иногда бывает затруднительно и т. п.

Важным достоинством рассмотрения стратиграфической схемы с позиций геологической цикличности является то, что определение кратности циклов каждого масштабного ранга позволяет наметить перспективы дальнейшей детализации этой схемы. Так, вполне естественно, что легче осуществляется расчленение горизонтов, которые отвечают большим циклам каждой группы и связаны с циклами следующего ранга кратностью два. Напротив, гораздо

труднее членятся горизонты, отвечающие малым циклам групп, для которых соответствующая кратность равна четырем. Двучленное деление этих малых циклов, очевидно, может осуществляться на разных стратиграфических уровнях. Не исключено, например, что наблюдающаяся в отдельных случаях чрезвычайная сближенность ташкентских террас в пределах горной области, т. е. весьма большая разница в глубинах ранне- и поздне-ташкентского эрозионных врезов, свидетельствует о том, что там подразделения ташкентского этапа могут быть неравноценны по своей продолжительности. Для голодностепского же горизонта, напротив, подобные ситуации не характерны.

Указанное обстоятельство объясняет трудности, возникающие при расчленении арало-турмейского, гиппарионового и вилла-франкского горизонтов. Тем не менее характер строения соответствующих отложений в отдельных регионах указывает на реальность именно такого четырехчленного деления указанных горизонтов. Принадлежность асказансорского и индрикотериевого горизонтов сдвоенным большим (межгрупповым) циклам IV группы определяет их двучленность во многих регионах. В процессе работы по детализации местной (межрегиональной) стратиграфической схемы возможны значительные переоценки современных представлений о стратиграфической позиции и масштабе многих использованных подразделений.

### **3. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ С ПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ**

С позиций геологической цикличности удобно рассмотреть ряд затронутых выше вопросов стратиграфии новейших отложений. Региональность проанализированного выше материала позволяет говорить лишь о постановке затрагиваемых проблем или о наметке путей прохода к ним, а вовсе не об их окончательном решении.

#### ***а. Проблема возрастного „скольжения“ геологических границ***

Выше было отмечено два типа возрастного «скольжения» геологических границ. Первый тип заключается в последовательном опускании по стратиграфической шкале подошвы литологически однотипных толщ, например конгломератовых, при движении от центра крупных межгорных или предгорных впадин к их горному обрамлению. Такое скольжение может быть сколь угодно большим, достигая размеров всего новейшего надпериода. Оно определяется общей тенденцией развития территории, т. е. формационными соотношениями толщ, отражающими закон Н. А. Головкинского об аналогии горизонтальной и вертикальной смены однотипных толщ. Именно оно позволило Д. В. Наливкину наметить различия в строении крупных частей («дуг») Средней Азии, указав на «миграцию» волн поднятий и фаз складчатости. При





этом «скользящим» часто является не само складкообразование, обычно растянутое (конседиментационное) на весьма длительный отрезок времени, а его максимум и максимум несогласий, косвенно связанные с определенным уровнем величины поднятий и интенсивности вертикальных тектонических движений.

Второй тип «скольжения» определяется спецификой развития региона, которая обуславливает некоторую асинхронность рубежей межрегиональных, т. е. в целом одновозрастных тектоно-климатических этапов. Эта асинхронность и сказывается в разновозрастности естественно обособляющихся региональных стратиграфических подразделений.

Соответственно первый тип возрастного «скольжения» геологических границ можно назвать формационным, а второй — стратиграфическим. Диалектику их соотношений правильно оценил В. И. Попов [130], который указал на «зубчатость» границ формационного «скольжения», отражающую изохронные (стратиграфические) тектоно-климатические рубежи. Позднее это представление трансформировалось в положение о непрерывно-прерывистом характере возрастного скольжения формационных границ (В. И. Попов, А. С. Теленков, И. В. Плещенко). Очевидно, специфика тектоно-климатической обстановки разновозрастного осадконакопления отразится на изменении каких-то черт строения фациально однотипных, но не синхронных толщ. Следовательно, формационное объединение разновозрастных толщ всегда осложняется их некоторой неоднородностью, определяющей возможности стратиграфической корреляции. Поэтому формационное «скольжение» может быть преодолено использованием методов маркирующих горизонтов, детально фациального анализа или, где это невозможно, применением соответствующих частнолитологических методов корреляции. В то же время асинхронность толщ, возникающая за счет стратиграфического типа возрастного «скольжения» границ, может быть преодолена методами циклического анализа и главным образом зональной, т. е. частнобиологической корреляции.

Таким образом, существование двух вышеуказанных типов возрастного «скольжения» реально обособляющихся толщ определяет специфику формационного и стратиграфического расчленения фациально изменчивых отложений. Именно оно вызывает необходимость дополнения обобщенно-литологического подхода к корреляции подходом частнолитологическим, т. е. использования метода естественноисторической периодизации.

### ***б. Проблема корреляции разномасштабных стратиграфических подразделений***

Проблема корреляции разномасштабных стратиграфических подразделений особенно остра при ритмостратиграфическом подходе к расчленению и корреляции фациально изменчивых толщ. Дело в том, что само по себе деление разрезов на литологически

однотипные, но разновеликие ритмы не обеспечивает возможности их масштабно-временной классификации. Скорость осадконакопления и мощность разновозрастных осадков в равнинных и горных областях, как известно, может различаться на один-два порядка. Соответственно разновелики должны быть и разновозрастные литологические ритмы (циклотемы, ритмопачки, ритмотолщи и т. п.).

Другим осложняющим обстоятельством является разномасштабность продолжительности формирования новейших стратиграфических подразделений. Этим объясняется, в частности, необходимость применения специфических приемов для обособления и корреляции олигоцен-неогеновых и четвертичных тектоно-климатических этапов. Как было показано выше, связанные между собой тектонические и климатические циклы различных порядков, очевидно, проявляются в строении осадков с разной степенью четкости. Климатические циклы продолжительностью в миллионы лет, фиксация которых использовалась для корреляции верхнетретичных отложений, конечно, не успевают проявиться на протяжении четвертичного периода. Более краткие климатические циклы отражаются в строении разреза с меньшей яркостью, чем циклы тектонические, проявляющиеся в маломощных литоритмах. Расчленение же разреза верхнетретичных отложений на подобные литоритмы, на которое опирается В. И. Попов [130, 132], предполагает выделение, вероятно, многих сотен и даже тысяч стратиграфических единиц. Их прослеживание затруднено фациальной неоднородностью разрезов и разной интенсивностью проявления одновременных ритмов в смежных регионах. Широкая самостоятельная корреляция подобных стратиграфических единиц станет возможной только тогда, когда удастся установить черты межрегиональной индивидуальности в строении разновременных ритмов. Очевидно, необходима также разработка масштабной специфики ритмостратиграфического анализа. Преодоление отмеченных трудностей откроет широкие перспективы его применения для детальной корреляции континентальных толщ.

### ***в. О возрастном объеме новейшего надпериода и некоторых его подразделений***

Под новейшим надпериодом понимается этап формирования наиболее молодого и потому прямо геоморфологически выраженного структурного плана. Его начало понималось по-разному: В. А. Обручевым — с плиоцена, Н. И. Николаевым — с начала неогена, а И. П. Герасимов подчеркивал неразрывность тектонических процессов неогена и верхнего палеогена. В. Е. Хаин [167] в качестве неотектонического выделяет олигоцен-четвертичный этап планетарного геоморфогенеза. В настоящее время установлено, что начало последней интенсивной активизации тектонических движений не одновременно в разных регионах. Путем некоего статистического осреднения этот рубеж связывается с началом неогена. Следует, однако, помнить, что и в пределах новейшего надпериода

да средние скорости движений были не только разными, но нередко и нарастали скачкообразно. Так, в новейшем надпериоде развития Тянь-Шаня и некоторых других горных областей юга СССР наиболее ярко выражен раннеантропогеновый рубеж интенсификации тектонических движений [94, 111, 112].

Кроме того, очевидно, что становление современного структурного плана и начало его геоморфологического выражения находится в обратной зависимости от масштабного ранга тектонических структур. Действительно, крупнейшие структурно-орографические элементы нашей планеты заложены задолго до неогена. В самом общем виде можно принять, что большинство планетарных структур заложилось с мезозоя, региональных — с середины кайнозоя, а локальных — с антропогена. Соответственно следует различать надпериоды новейшего развития структур планетарных<sup>1</sup>, региональных и локальных [116]. Начало каждого такого надпериода характеризуется увеличением интенсивности тектонических движений. Акцент на среднекайнозойский рубеж при обособлении новейшего надпериода связан с повышенным интересом именно к региональным структурам.

Для горного пояса юга СССР наиболее крупными отчетливо выраженными являются циклы средней продолжительностью в 10 млн. лет. Естественно, что их проявление в отдельных регионах связано с разной интенсивностью тектонических движений. Соответственно неодинаковой значимостью обладали и местные тектоно-климатические рубежи. Неудивительно поэтому, что в интенсивно воздымавшихся горных сооружениях, таких как Тянь-Шань и Памир, начало новейшего надпериода развития региональных структур связывается с серединой олигоцена, т. е. новейший надпериод здесь наращивается на один цикл в 10 млн. лет. В других регионах, например на Кавказе, где в олигоцене и начале миоцена интенсивность горообразования и геоморфологического проявления региональных структур была небольшой, некоторые исследователи предпочитают относить к надпериоду новейшего развития только позднеорогенную стадию, начавшуюся в сармате [103], т. е. на 10 млн. лет позже начала неогена. Однако другие исследователи [7] и здесь к новейшему надпериоду относят низы миоцена и олигоцен.

В этой связи интересно сравнить представления об основных этапах новейшего развития таких горных областей юга СССР, как Кавказ; Копетдаг, Тянь-Шань, Алтай и Саяны (табл. 34). Из

---

<sup>1</sup> Здесь имеется в виду момент становления в рельефе современных морфоструктур. Это, конечно, не исключает более древнего заложения их прототипов, а также некоторых глобальных особенностей рельефа планеты типа диссиметрии западного и восточного полушарий. Некоторые такие элементы, как, например, прототипы древних платформ и геосинклинальных поясов заложены, по В. Е. Ханну [167], с позднего протерозоя. Однако начало формирования на их месте крупнейших равнин и орогенных поясов относится к мезозою. Даже более поздние палеозойские образования типа Гондваны и Лавразии в мезозое были переработаны.

Главные этапы новейшего развития некоторых горных областей юга СССР

Кавказ							Алтай, по Е. В. Девяткину, 1965, и В. С. Ерофееву, 1970 г.	Западная Тува, по Г. И. Рейснеру, 1967 г.
по И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиху, В. А. Растворовой, А. А. Сорскому, В. Е. Ханну, 1960 г.	по Е. Е. Милановскому, 1968 г.		Копетдаг, по Л. М. Расцветаеву 1969—1971 гг.		Тянь-Шань, по С. А. Несмеянову, 1975 г.			
этапы (периоды)	стадии	фазы	стадии	этапы	стадии	этапы	этапы	этапы (периоды)
Третий	Позднеорогенная (новейшая)	Третья	Позднеорогенная	Казанджикский	Четвертичная		Плейстоценовый ?	Плейстоценовый
		Вторая		?				
Второй	Позднеорогенная (новейшая)	Первая	Средне-орогенная	Арчманский	Карлукская	Астийский	?	«Неогеновый»
				Келятский		Гиппарионовый	Неогеновый	
Первый	Раннеорогенная		Раннеорогенная	Гяурский	Усунская	Арало-турмейский	Палеогеновый	Платформенное развитие
				Узекдагский (кюрендагский)		Асказансорский		

сравнения очевидна неравномерная детальность расчленения новейшего надпериода и датировки рубежей главных этапов формирования горных сооружений. В частности, для гор Южной Сибири эта точность наименьшая. Так, для Алтая проведение границы между эоплейстоценовым и неогеновым этапами затруднено разногласиями в понимании стратиграфического положения кызылгирской свиты. Не исключено также, что разновозрастность нижней границы «неогенового» этапа развития Алтая и Саян обусловлена недостатком материалов по последнему региону.

Определенные сомнения вызывает и предположение о сохранении Западным Саяном и Западной Тувой платформенного режима вплоть до середины миоцена (Г. И. Рейснер). По-видимому, не совсем логично считать платформенной олигоцен-раннемиоценовую эпоху явно орогенного развития и формирования так называемого «исходного» рельефа с глубиной эрозионного расчленения до 600 м и более. Показательно, что одновременно с этим расчленением почти синхронно как на Алтае, так и в Саянах и Туве (в конце палеогена — начале неогена) после длительного перерыва началось накопление осадков (Г. И. Рейснер). Данный этап отвечает началу новейшего развития Восточного Казахстана и Джунгарии. Скорее всего, горы юга Сибири вступили на путь орогенного развития одновременно с Казахстаном, Джунгарией и Тянь-Шанем. Отмеченные выше представления об асинхронности начального рубежа новейшего надпериода вызваны относительно небольшой интенсивностью движений на раннеорогенной стадии. Эти различия характерны для Тянь-Шаня, Копетдага и Кавказа. В последнем районе данная особенность послужила Е. Е. Милановскому [103] поводом для того, чтобы выделить собственно новейший этап как позднюю стадию внутриальпийского орогенного этапа. Однако никто не отрицает, что и здесь орогенное развитие началось с олигоцена.

Таким образом, для всей рассматриваемой части горного пояса юга СССР орогенное развитие началось с олигоцена. Обособление новейшего надпериода, как времени формирования современного рельефа, показывает, что начало его для всех этих регионов одновременно. Но сам новейший надпериод повсеместно распадается на несколько стадий с разной интенсивностью тектонических движений. Первая стадия раннеорогенная, характеризуется наименьшей интенсивностью этих движений, нередко весьма активным прогибанием впадин и накоплением преимущественно тонкозернистых осадков. На второй стадии интенсивность движений повышается мало, но рельеф становится все более контрастным и осадки грубеют. Наконец, в третью стадию, отвечающую антропогену, происходят резкие усиления движений, активизация роста горных сооружений и погребение осадков. Поскольку интенсивность движений и контрастность рельефа в разных регионах не одинаковы, а обособление стадий производится по формационному принципу, то эти стадии считаются разновозрастными. Однако рубежи их во всех вариантах совпадают с теми или иными рубежа-

ми межрегиональной стратиграфической схемы. Чаще всего первая стадия представляет собой цикл в 20 млн. лет, охватывающий индрикотериевый, асказансорский и арало-турмейский горизонты, а вторая совпадает с гиппарионовым горизонтом, соответствующим циклу продолжительностью 10 млн. лет.

Следует отметить, что наиболее важные из рассматриваемых рубежей, отвечающие началу новейшего надпериода и началу антропогена, имеют, по-видимому, и более общее значение. Это подтверждается, в частности, материалами по истории Черного и Средиземного морей. Так, по мнению М. В. Муратова и И. В. Архипова<sup>1</sup> в осадочном чехле Черного моря выделяются три комплекса осадков, причем верхний начал накапливаться со среднего плиоцена и отвечает формированию впадины в современных ее контурах, а средний комплекс — с олигоцена и связан с образованием ряда разобщенных крупных прогибов. Эти же комплексы характерны и для Средиземного моря. Им отвечают и главные этапы развития побережий и речных долин. Например, по данным И. С. Чумакова [172], заложение грандиозной долины палео-Нила относится к олигоцену. В плиоцене начала формироваться гораздо более узкая эрозионная долина пра-Нила. В пределах Средиземного моря аналоги осадков, выполняющих долину пра-Нила, залегают на мощных отложениях мессинской свиты. К сожалению, точной датировки этого стратиграфического рубежа еще нет<sup>2</sup>. Однако, скорее всего, он отвечает подошве антропогена (или среднего плиоцена).

В этом плане стоит остановиться и на вопросе о наиболее важных рубежах неогенового и антропогенного развития указанных горных сооружений.

*Основание неогена*, как уже было показано выше, целесообразнее совместить с границей аквитанского и бурдигальского ярусов, так как на этом рубеже олигоценовая (стампийская) фауна млекопитающих сменяется миоценовой (бурдигальской) фауной с хоботными [54]. Эта граница совпадает с рубежом циклов продолжительностью по 10 млн. лет. Начало более древнего из них отвечает становлению орогенного развития Тянь-Шаня, Алтая, Копетдага и Кавказа, а конец более молодого — активизации движений в начале позднеорогенной стадии развития Кавказа, а также в Копетдаге, Саянах и Туве.

*Границу миоцена и плиоцена* обычно проводят над меотисом, т. е. непосредственно под понтом (в узком смысле). Однако в

<sup>1</sup> М. В. Муратов и И. В. Архипов. «История Черного моря» — доклад на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР 7 марта 1972 г.

<sup>2</sup> И. С. Чумаков «Новые данные о плиоцен-плейстоценовых отложениях Средиземного моря» — доклад на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР 7 марта 1972 г. В пользу среднеплиоценового (предакчагыльского, но акчагыл — в широком понимании) возраста подошвы верхней толщи морских осадков и пород, выполняющих пра-Нил, высказался на этом заседании Б. П. Жижченко, по мнению которого мессинская свита включает и понт.

последнее время наметилась определенная тенденция относить гиппарионовый фаунистический комплекс, а следовательно, и вмещающий его верхний миоцен в старом понимании к плиоцену (К. В. Никифорова, Э. И. Равский, Е. В. Девяткин и др.). Такое положение этой границы отстаивалось в ряде докладов на Международном геологическом конгрессе 1964 г. в Дели. Проведение границы миоцена и плиоцена по рубежу тортона и сармата хорошо подчеркивает отмеченный выше геотектонический рубеж между ранне- и позднеорогенной стадиями развития Кавказа. На близком уровне проводят миоцен-плиоценовую границу исследователи Венского бассейна [91]. Здесь представлен трансгрессивный характер подошвы тортона, которая является одной из наиболее четких стратиграфических границ. Эта граница совпадает и с осредненным рубежом гиппарионового и арало-турмейского горизонтов. Последний оказывается при этом аналогом миоцена в новом понимании.

*О расчленении плиоцен-четвертичных отложений.* Важной особенностью среднеазиатско-казахстанской стратиграфической шкалы является то, что слагающие ее горизонты, начиная от незавершенного сырдарьинского и кончая гиппарионовым, представляют собой единый ряд разномасштабных циклов продолжительностью от 20 тыс. до 10 млн. лет. В то же время они, как было показано выше, хорошо коррелируются с основными подразделениями европейской стратиграфической шкалы. Для последней, особенно в пределах четвертичного периода, уже давно отмечалось нарастание продолжительности с удлинением стратиграфических подразделений. Данное обстоятельство является важнейшим, ключевым для расчленения постмиоценовых, т. е. позднеорогенных образований.

Существенным оказывается и наличие переменной кратности разномасштабных циклов, так как границы групп циклов можно рассматривать в качестве главных стратиграфических рубежей. Таким образом, в одну группу (IV) объединяются виллафранкские и астийские образования, которые естественно рассматривать как нижнеантропогеновые [158, 125]. Соответственно к плиоцену относятся аналоги гиппарионового горизонта. В этом варианте плиоцен по продолжительности получается равным миоцену и каждый из них, как было показано выше, делится на четыре равноценных подразделения (яруса).

Антропогеновая система, отвечающая новейшему развитию локальных структур, напротив, слагается разномасштабными подразделениями. Она состоит из трех отделов, отвечающих группам циклов, и шести ярусов, совпадающих с рангами циклов (табл. 35). Таким образом, четвертичный период отвечает среднему и верхнему антропогену.

Если сравнить различные схемы деления антропогена, станет очевидной все ярче проявляющаяся тенденция совмещения рубежей четвертичного периода с началом обширного материкового оледенения. Эта тенденция отражает реальную необходимость ес-

тественной периодизации геологической истории путем обособления тектоно-климатических циклов, начинающихся с активизации тектонических процессов и связанных с этим оледенений. Кроме того, как правильно отмечают К. К. Марков и А. А. Величко [100], «весьма спорно в логическом отношении начинать каждый отдел с теплой, а не с холодной эпохи (яруса), в то время как для всего плейстоцена характерно похолодание» (с. 419). Предлагаемая стратиграфическая схема завершает этот логический путь, в котором последним шагом был пересмотр объема голоцена.

Т а б л и ц а 35

Подразделения антропогена с позиций геологической цикличности

Предлагаемый вариант геохронологической шкалы			Циклы		Горизонты межрегиональной среднеазиатско-казахстанской схемы
системы	отделы	ярусы	группы	ранги	
Четвертичная	Верхний (Ag <sub>3</sub> )	Голоценовый (Ag <sub>3</sub> <sup>2</sup> )	VI	12	Сырдарьинский
		Вюрмский (Ag <sub>3</sub> <sup>1</sup> )		11	Голодностепский
	Средний (Ag <sub>2</sub> )	Рисский (Ag <sub>2</sub> <sup>2</sup> )	V	10	Ташкентский
		Миндельский (Ag <sub>2</sub> <sup>1</sup> )		9	Кошкурганский
Антропогеновая	Нижний (Ag <sub>1</sub> )	Виллафранкский (Ag <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	IV	8	Виллафранкский
		Астийский (Ag <sub>1</sub> <sup>1</sup> )		7	Астийский
Плиоценовая			III	6	Гиппарионовый

Данный подход имеет и более общее значение, поскольку именно начальным стадиям выделенных выше этапов новейшего над-периода в Северном полушарии отвечают эпохи похолодания и оледенения. Например, в Северной Америке первая такая эпоха относится к среднему олигоцену (начало раннеорогенной стадии), вторая — к интервалу 13—10 млн. лет (начало второй орогенной стадии), а третья — к интервалу 3,6—2,7 млн. лет (первая половина астийской эпохи)<sup>1</sup>. Наконец, отмечается оледенение, приходящееся и на начало виллафранкской эпохи (в принятом здесь ее объеме) — 1,6 млн. лет. По-видимому, с развитием новейшего оле-

<sup>1</sup> В Северной Атлантике отмечены ледниковые отложения древностью около 4 млн. лет [125].

денения связано снижение уровня Мирового океана, достигшее к началу плейстоцена 70 м [190, 197]. Не исключено, что именно это падение уровня и явилось главной причиной послечеганской регрессии моря с Туранских равнин. Характерно отсутствие данных об оледенениях на границе олигоцена и миоцена, проходящей внутри раннеорогенного этапа. Для Средней Азии это один из наиболее трудно выявляемых рубежей, выше и ниже которого характерны соле- и гипсопроявления.

Т а б л и ц а 36

Стратиграфическое положение новейших тектонических фаз  
(предварительный вариант)

Тектонические фазы	Общие стратиграфические подразделения (индексы)		Горизонты межрегиональной среднеазиатской схемы	
Пассаденская группа фаз	Ag	Ag <sub>3</sub>	Ag <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Сырдарьинский
			Ag <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Голодностепский
		Ag <sub>2</sub>	Ag <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Ташкентский
			Ag <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Кошкурганский
Валахская	Ag <sub>1</sub>	Ag <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Виллафранкский	
Ронская		Ag <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Астийский	
Штрийская	N	N <sub>2</sub>	Гиппарионовый	
		N <sub>1</sub>	Арало-турмейский	
Савская	Pg <sub>3</sub>		Асказансорский	
Пиринейская			Индрикотериевый	

Следует отметить, что расчленение антропогена должно опираться на комплексный анализ тектоно-климатических изменений. Исключительное внимание к одному из факторов может привести

к случайным выводам. Так, например, изолированное рассмотрение температурных колебаний привело А. А. Величко [27] к выделению главного климатического рубежа в плейстоцене на уровне 31—33 тыс. лет назад, т. е. в середине вюрмского века (в начале самаркандского времени по среднеазиатско-казахстанской шкале или в W2).

*О возрасте фаз складчатости.* Неоднозначность датировки и представлений о распространении фаз складчатости, отвечающих новейшему надпериоду, общеизвестны. Эти фазы обычно считаются синхронными перерывам в осадконакоплении и угловым несогласиям между толщами осадков. Поскольку границы таких толщ являются «скользящими» во времени, соответственно «скользящими» будут несогласия и отвечающие им фазы. Размер разных типов такого «скольжения» были рассмотрены выше [132]. Таким образом, невозможно ожидать, что та или иная фаза активизации тектонических движений или складчатости будет «мгновенной» и абсолютно одновозрастной на обширных территориях, а тем более в пределах целого континента. С этих позиций, очевидно, и следует рассматривать вопрос о синхронизации и стратиграфическом значении указанных фаз (дистрофический метод).

Опираясь на проведенную корреляцию среднеазиатско-казахстанской и европейской стратиграфических схем, можно наметить, безусловно, в качестве сугубо предварительного варианта определенную корреляцию стратиграфических рубежей и тектонических фаз (табл. 36).

Следует отметить, что многие фазы, например валахская, ронская (или роданская) и другие, в свою очередь состоят из ряда мелких фаз, которые отвечают, как это давно известно для Кавказа, стратиграфическим рубежам более высоких рангов.

## ВЫВОДЫ

1. Выделенные стратиграфические подразделения отвечают разномасштабным тектоно-климатическим циклам, связанным между собой переменной кратностью, которая образует ряд 2:4:2:4... Существование такой кратности указывает на общность природы всех циклов, выделенных при расчленении новейших отложений Средней Азии и Казахстана. А это в свою очередь указывает на правомочность выбранной комплексной методики стратиграфического расчленения и корреляции континентальных образований.

2. Переменная кратность в соподчинении всего ряда разномасштабных тектоно-климатических циклов обусловила разделение этого ряда на группы сближенных циклов, связанных двойной кратностью. Специфика кратности тектоно-климатических циклов определяет возможность сдваивания и крупных циклов каждой группы с образованием межгрупповых циклов. Последние обособляются с меньшей четкостью, чем главные ранги циклов. Выяв-

ленные закономерности позволяют наметить перспективы детализации стратиграфических схем.

3. Точность определения продолжительности выделенных этапов пропорциональна их длительности и близка к  $1/4$  от продолжительности соответствующего этапа, т. е. отвечает максимальной кратности разномасштабных циклов. Очевидно, она определяется истинной асинхронностью («скольжением») рубежей коррелятных стратиграфических подразделений из удаленных регионов. Эта асинхронность может в первом приближении достигать размеров малого цикла, принадлежащего более высокой группе.

4. При формационном и стратиграфическом подходах выявляются разные типы возрастного «скольжения» геологических границ. Формационное «скольжение» может быть преодолено использованием метода маркирующих горизонтов, детального фациального анализа или применением соответствующих частно-литологических методов. Асинхронность толщ, возникающая за счет стратиграфического типа возрастного «скольжения» геологических границ, может быть преодолена главным образом биостратиграфическими методами, в основном с помощью зональной (частно-биологической) корреляции. Ритмостратиграфический метод станет эффективным, когда будет выявлена межрегиональная и разномасштабная индивидуальность строения разновременных литоритмов.

5. Выделенный на региональном материале по новейшему над-периоду ряд тектоно-климатических циклов, слагающийся из 10 рангов и 5 групп, в принципе может быть расширен до 20 рангов и 10 групп, охватывая цикл от 5 до  $1,3 \cdot 10^9$  лет. В существующих стратиграфических схемах дочетвертичных отложений представлены подразделения, соответствующие первым четырем группам циклов сводного ряда, а в шкалах четвертичных образований — подразделения, отвечающие циклам V—VIII групп. При этом в качестве эр, периодов и эпох докембрия, фанерозоя и антропогена выделяются разномасштабные подразделения. Соответствие многих периодов фанерозоя двойным межгрупповым циклам отражает их палеогеографическую особенность: каждый период объединяет смежные циклы, связанные с трансгрессией и регрессией моря.

6. Вероятность связи эндогенно-тектонической и астрономической (космической) ритмичности указывает на принципиальную возможность установления статистически усредненных продолжительности и соотношения разномасштабных глобальных периодичностей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Итак, главными особенностями применяемой методики стратиграфического расчленения и корреляции континентальных толщ являются, во-первых, анализ естественной периодизации геологического развития, а во-вторых, масштабный анализ геологической цикличности. Следует остановиться на значении этих аспектов для современного развития стратиграфии.

### 1. ЗНАЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННО-ИСТОРИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ (ЭТАПНОСТИ) ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Выше уже отмечалась возможность двоякого подхода к естественно-исторической периодизации осадочных образований. Один подход формационный, заключающийся в обособлении комплексов пород, которые отвечают главным фазам геотектонического цикла развития регионов в определенном режиме — геосинклинальном, платформенном и др. Другой подход стратиграфический, также опирается на анализ литологического строения разреза. С его помощью обособляются толщи, соответствующие более мелким тектоно-климатическим этапам, которые являются общими для областей с разным режимом развития. Формационные границы обладают большим, чем стратиграфические, диапазоном возрастного «скольжения». Вкrest крупных прогибов и при переходе из одного региона в другой формационные границы как бы «секут» границы стратиграфические.

Обособление формационных литокомплексов имеет целью наметить однотипные этапы развития разновозрастных структурных форм в пределах области с одинаковым режимом тектонических движений. Разновозрастность формационных подразделений, определяющая региональную неоднородность строения тектонических структур, отражает специфику развития эндогенных процессов.

Обособление стратиграфических литокомплексов преследует цель наметить общие (единые) этапы развития региональных структур, опираясь на упорядоченность периодизации тектонических движений. Такая периодизация, вероятно, связана с регулирующим влиянием космических воздействий на эндогенные процессы. Это влияние подтверждается общностью размеров и совпадением кульминационных моментов разномасштабной ритмичности космического и эндогенного происхождения [166].

В разных регионах одновременные космические воздействия, очевидно, будут «провоцировать» неодинаковые по величине тектонические импульсы. Поэтому стратиграфические рубежи, отражая упорядоченность тектонических движений, не связаны с величиной интенсивности последних. Формационные рубежи, отражающие

щие смену фаз тектонического цикла развития по определенному режиму, напротив, прямо связаны именно с интенсивностью тектонических движений. Следовательно, тектонические и стратиграфические подразделения находятся в противоречивых (диалектических) соотношениях. Они смыкаются, когда дело идет о периодизации тектонических движений одного участка, и расходятся, когда рассматриваются неравномерно развивавшиеся структуры. В целом же *использование анализа тектоно-климатической этапности позволяет увязать между собой формационную (тектоническую) и стратиграфическую периодизацию.*

Биостратиграфическая периодизация геологической истории, как было отмечено выше, чрезвычайно сложна, поскольку отдельные органические формы и их комплексы по-разному реагируют на одни и те же изменения внешней среды. Тем не менее очевидно, что любые палеогеографические изменения находят какое-то (пусть не пропорциональное) отражение в развитии органического мира. Это свидетельствует о принципиальной возможности увязки тектоно-климатической этапности с этапностью палеобиологической.

Таким образом, *общая тенденция заключается в сближении рубежей литостратиграфических, формационных (тектонических) и биостратиграфических подразделений.* Данное сближение, очевидно, станет основой для единообразного расчленения континентальных и морских отложений. Поэтому такой подход представляется наиболее перспективным, открывающим большие возможности для последовательной детализации стратиграфических схем.

Указанная детализация затрудняется локальной фациальной изменчивостью, особенно значительной в континентальных образованиях. Преодоление ее возможно на основе детального фациального анализа, опирающегося на учет литологических и палеонтологических признаков [91]. При этом литологические исследования заключаются как в установлении непосредственных взаимопереходов разнородных толщ, так и в палеогеографических реконструкциях, позволяющих оценить вероятность намечаемых фациальных переходов толщ из разобщенных разрезов в каждом типе бассейнов осадконакопления. Естественно, достоверность этих палеогеографических реконструкций находится в прямой зависимости от комплексности привлекаемого материала. Качество последнего определяется степенью зависимости его от тектоно-климатических изменений, т. е. выбором частнолитологических методов. Успех палеонтологических исследований, сводящихся обычно к зональной, т. е. частнобиологической корреляции, зависит от выбора подходящих форм, которые не обладают фациальной приуроченностью в пределах рассматриваемой территории. Степень такой приуроченности может быть проанализирована с помощью палеогеографических реконструкций на участках, где возможна непосредственная литологическая корреляция подобных фациальных типов осадков.

## 2. ЗНАЧЕНИЕ ЦИКЛИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Масштабный анализ геологической цикличности существенно дополняет естественно историческую периодизацию геологического развития, давая возможность выявить типы ритмичности, которым отвечают разновозрастные этапы естественного развития регионов. В результате появляется возможность установить количественную соподчиненность стратиграфических и геохронологических подразделений. Такая соподчиненность позволяет, с одной стороны, анализировать значимость и степень синхронности выделяемых стратиграфических рубежей, а с другой — определяет корреляционные возможности подразделений сравниваемых региональных стратиграфических схем, а также подобных схем с международной стратиграфической шкалой.

Однако само представление о существовании геологической цикличности признается не всеми и прежде чем остановиться на значении геологической цикличности для стратиграфии следовало бы рассмотреть существующие точки зрения. Но это большой самостоятельный вопрос, по которому имеется значительная литература. Правда, количество аргументов, используемых в дискуссии, весьма ограничено, а сама дискуссия ведется преимущественно на уровне философских обобщений. При этом определенным фактическим материалом по рассматриваемому вопросу располагают только сторонники цикличности. Чтобы уяснить ситуацию, мне кажется достаточным сравнить аргументацию двух ярких сторонников противоположных точек зрения.

Н. С. Боганик [16] считает, что в концепции цикличности «совершенно нет места для проявления нового качества, новых закономерностей как в формировании Земли в целом, так и земной коры в частности» (с. 9) По его мнению, все виды изменений характера осадконакопления, интенсивности тектонических движений и развития органического мира указывают о неравномерности процесса развития, а не об его цикличности. При этом цикличность противопоставляется поступательности геологического развития.

Противоположная позиция — фундаментальный характер геологической цикличности определяется спецификой геологической материальной системы, характеризующейся самодвижением (саморазвитием). Так, по Е. А. Куражковской [87], связь этой «системы с космическим миром раскрывается как отношение данной системы к условиям и среде существования» (с. 178). И далее, «поскольку же соотношение основных внутренних связей не остается неизменным, развитие системы связано с изменением знака процесса, с переходами противоположностей друг в друга. А это значит, что понимание развития, неосуществимо без анализа цикличности» (с. 178).

«Ближайшей основой цикличности, — пишет Е. А. Куражковская [87] — является противоречие устойчивости и изменчивости системы, связанное как с изменениями во внутренних связях Зем-

ли, так и влияниями космического мира. Тенденция к устойчивости системы выражается в обратимости процесса, т. е. способности системы восстанавливать внутренние условия своего существования. Но вместе с тем каждый цикл несет с собой переход системы от одного ее качественного состояния к другому, что выражается в необратимости изменений. В результате этих двух тенденций система, сохраняясь, развивается. Развитие выступает условием ее самосохранения и, наоборот, самосохранение создает предпосылки для дальнейшего развития.

Циклическая форма развития включает в себе, таким образом, непрерывность и прерывистость процесса, преемственность в развитии и новообразования. И то и другое связано с необходимым возвратом системы к состоянию, сходному с началом процесса» (с. 205).

Из сказанного выше следует, что только упрощенное понимание сути самого процесса цикличности не позволяет некоторым исследователям фиксировать его в геологической истории.

Фундаментальный характер цикличности геологической истории свидетельствует о принципиальной возможности и необходимости перевода *международной геохронологической шкалы на циклическую, т. е. ритмостратиграфическую основу.*

Как было показано выше, геологическая цикличность, обусловленная разномасштабной ритмичностью (периодичностью) тектоно-климатических изменений, наиболее непосредственно отражается в строении осадочных комплексов, т. е. в геологических телах. Поэтому *основой стратиграфического расчленения должен служить анализ литологии, соотношения и геоморфологического положения этих тел.* Значение биостратиграфических методов, кроме отмеченных выше обстоятельств, снижается отсутствием палеонтологических материалов в докембрии (по крайней мере, в архее и нижнем протерозое), охватывающем большую часть геохронологической шкалы. Напротив, постоянно растет корреляционное и хронологическое значение методов определения абсолютного возраста. Однако эти методы не позволяют выявлять естественно обособляющиеся этапы геологической истории.

В силу неравномерности развития отдельных регионов *интегрированные подразделения единой геохронологической шкалы в какой-то мере асинхронны этапам развития большинства этих регионов.* Следовательно, периоды формирования их стратотипов в такой же мере могут не совпадать с осредненными геологическими циклами, которые должны служить международными геохронами. Очевидно, каждый геохрон должен опираться на сумму региональных стратотипических подразделений соответствующего геологического цикла.

Таким образом, *общая тенденция в познании геологической истории заключается в сближении методов и результатов литологического, биостратиграфического и тектонического расчленения и корреляции разрезов, а также в переводе геохронологической шкалы на ритмостратиграфическую основу.*

1. Абсолютная хронология кайнозойских отложений.—Изд. АН СССР, серия геол., 1967, № 1, с. 11—20. Авт.: В. В. Чердынцев, Г. И. Кислицина, Е. А. Кузьмина и др.
2. Агахонянц О. Е. Основные проблемы физической географии Памира. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1965. 240 с.
3. Азыкова Э. К., Алешинская З. В. Формирование современных спорово-пыльцевых спектров в юго-восточной части Иссыккульской впадины.— В кн.: Физическая география Прииссыкуля. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 43—57.
4. Алексеева Л. И. Последовательность смены комплексов млекопитающих в антропогене Восточной Европы.—В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969, с. 36—46.
5. Алексеева Л. И. Основные этапы истории развития раннеантропогеновой фауны млекопитающих Восточной Европы. Автореф. докт. дис., М., ГИН АН СССР, 1974. 45 с.
6. Алешинская З. В., Азыкова Э. К. История растительности и климата Иссыккульской котловины в позднем плиоцене и плейстоцене.—В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., «Наука», 1973, с. 150—153.
7. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во СССР, 1960. 340 с. Авт.: И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова и др.
8. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971. 331 с.
9. Бабадаглы В. А. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л., «Недра», 1964. 247 с.
10. Бажанов В. С. Время появления гиппарионов в пределах Казахстана.—В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 3. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962, с. 3—10.
11. Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962. 111 с.
12. Балахматова В. Т., Липман Р. Х. Микрофаунистическая характеристика палеогеновых отложений среднеазиатской части Тетиса.—В кн. Междунар. геол. конгресс, 22 сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 16ж. М., «Наука», 1965, с. 62—73.
13. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966. 167 с.
14. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
15. Беляева Е. И., Трофимов Б. А. Основные этапы развития фаун наземных третичных млекопитающих Азиатской части СССР.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., «Недра», 1967, с. 209—215.

16. Боганик Н. С. К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М., «Наука», 1970. 84 с.
17. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., изд-во МГУ, 1960. 235 с.
18. Василевская Н. Д. Эоценовая флора Бадхыза и Туркмении.— В кн.: Сборник памяти А. Н. Криштофовича. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957, с. 103—176.
19. Васильев В. А. Кайнозой Памира. Душанбе, «Дониш». 1966. 221 с.
20. Васильев В. И. К проблеме количественной корреляции рядов геологических событий и образований плейстоцена.— В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971, с. 43—57.
21. Васильковский Н. П. К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы.— В кн.: Материалы по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15. Ташкент, изд-во Комитета наук УзбССР. 1933, с. 147—155.
22. Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса. Ташкент, 1952, с. 47—62. (Ин-т геологии АН УзбССР. Труды. Вып. 8).
23. Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 93—99. (Труды КИЧП. Т. 13).
24. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
25. Вассоевич Н. Б. К методике изучения конгломератов (применительно к молассам).— В кн.: Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. II. Ташкент, Изд-во АН УзбССР. 1956, с. 268—309.
26. Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане.— «Геологический вестник», 1930, т. 70, № 1—3, с. 42—46.
27. Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена.— «Известия АН СССР, сер. геогр.», 1968, № 3, с. 5—17.
28. Величко А. А., Иванова И. К., Муратов В. М. Геологическая история Русской равнины, Крыма и Кавказа в плейстоцене и возраст палеолитических культур.— В кн.: Природа и развитие первобытного общества на территории европейской части СССР. М., «Наука», 1969, с. 8—41.
29. Возовик Ю. И. О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени.— В кн.: Вопросы географии, сб. 79. М., «Мысль», 1970, с. 3—14.
30. Вялов О. С. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Северного Приаралья—аналоги майкопской серии.— В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев, «Наукова думка», 1964, с. 144—187.
31. Вялов О. С. Майкопские отложения Западной Туркмении.— В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев, «Наукова думка», 1964, с. 235—244.
32. Габуния Л. К. К истории гиппарионов. М., Изд-во АН СССР, 1959. 570 с.
33. Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана.— В кн.: Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 25, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 152 с.
34. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на терри-

тории СССР.—В кн.: Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 33. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.

35. Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М., изд-во МГУ, 1964. 229 с.

36. Гликман Л. С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. М.—Л., «Наука», 1964. 229 с.

37. Гликман Л. С., Ищенко В. В. Морские миоценовые отложения в Средней Азии.—«Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 662—665.

38. Грамм М. Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины.—«Узбекский геол. журнал», 1959, № 6, с. 13—22.

39. Гриднев Н. И. Литология и палеогеография кайнозойских моласе Ферганской депрессии. Ташкент, «ФАН», 1971. 266 с.

40. Гричук М. П. Вопросы изучения истории растительного покрова в Сибири в четвертичное время.—В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 299—308.

41. Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., ОГИЗ, 1948. 224 с.

42. Громов В. И. Палеонтологическое и геологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.—В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 54, 1948. 524 с.

43. Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова К. В. Биостратиграфическое обоснование нижней границы и подразделения антропогенной системы.—В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя, М., «Недра», 1965, с. 100—118.

44. Громов В. И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М., «Недра», 1965. 143 с.

45. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Пер. с англ. Ред. Б. М. Келлер, М. М. Москвин. М., изд-во иностр. лит., 1962. 363 с.

46. Данчев В. И. Цвет осадочных пород и причины, его определяющие.—В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 51—55.

47. Девяткин Е. В. Геология кайнозоя Западной Монголии.—В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука», 1970, с. 37—43.

48. Динер К. Основы стратиграфии. М.—Л., ГОНТИ, 1934. 271 с.

49. Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Мысль», 1969. 277 с.

50. Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969. 166 с.

51. Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись.—В кн.: Труды Палеонт. ин-та АН СССР, т. 24, 1950. 179 с.

52. Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.—В кн.: Труды Ин-та геол. АН СССР, вып. 90, № 2, 1947, с. 7—18.

53. Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М., «Недра», 1969. 373 с.

54. Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц. Ред. Б. М. Келлер. М., изд-во иностр. лит., 1952. 638 с.

55. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины.—В кн.: Проблемы Западного Казахстана, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945. 236 с.

56. Зубаков В. А. Ритмичность геологического развития и стратиграфическая классификация.—«Географический сборник», № 15, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 179—187.

57. Зубкович М. Е. Методы палеонтолого-стратиграфических исследований. М., «Высшая школа», 1968. 232 с.

58. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966. 279 с.

59. Иванов Г. А. Принципы детального литологического расчленения угленосных отложений и рациональной индексации угольных пластов.—В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, № 2, 1947, с. 74—75.

60. Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека. М., «Наука», 1965. 192 с.

61. Информация о коллективной монографии «Геохронология плейстоцена и позднего плиоцена СССР».—В кн.: Хронология ледникового века. Л., Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1971, с. 7—41.

62. Кинд Н. В. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири.—В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965, с. 157—174.

63. Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., «Наука», 1974. 253 с.

64. Кинд Н. В., Горшков С. П., Чернышева М. Б. О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых отложений Енисейского кряжа.—«Бюлл. КИЧП», 1969, № 26, с. 143—148.

65. Клейнберг В. Г. Третичная система. М., 1957, с. 117—182 (ВНИГРИ. Труды. Вып. 110).

66. Кожамкулова Б. С. Антропогеновая ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1969. 150 с.

67. Кожевников А. В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа.—В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М., изд-во МГУ, 1966, с. 50—107.

68. Колесников В. П. О закономерностях развития замкнутых бассейнов.—«Докл. АН СССР», 1939, т. 23, № 8, с. 808—810.

69. Константинова Н. А. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины. М., «Наука», 1967. 139 с.

70. Корнилова В. С. Очерк истории флоры и растительности Казахстана.—В кн.: Растительный покров Казахстана. Т. I. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 37—190.

71. Коробков И. А. Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. Л., «Недра», 1964, с. 41—79. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия: Т. 102).

72. Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. кн. I. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961, 452 с.

73. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1965. 295 с. Авт.: М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубровский, Г. Ф. Ульмишек.

74. Костенко Н. Н. Неогеновая система (введение).—В кн.: Геология СССР, т. 40, кн. I, М., «Недра», 1971, с. 456—458.

75. Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленков А. С. Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана.—В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент, изд-во Ташк. гос. ун-та, 1965, с. 27—30.

76. Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.—«Бюлл. КИЧП», 1962, № 27, с. 163—165.

77. Костенко Н. П. Парагенетические комплексы четвертичных отложений горных стран Средней Азии. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии.—В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 69—91.

78. Костенко Н. П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии.—В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1962, с. 119—141.

79. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972. 320 с.

80. Костенко Н. П., Ранов В. А. Покровная толща среднелейстоценовых террас и вопросы геологического возраста мустье в Средней Азии.—«Изв. отд. обществ. наук АН ТаджССР», 1966, № 1 (43), с. 38—41.

81. Краснов И. И., Никифорова К. В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет.—В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 157—188.

82. Крейденков Г. П., Давидзон Р. М. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Таджикской депрессии.—«Советская геология», 1966, № 11, с. 78—91.

83. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., изд-во иностр. лит. 1954. 424 с.

84. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л., Госгеолтехиздат, 1957. 650 с.

85. Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960. 411 с.

86. Куликов О. А. Корреляция новейших отложений и этапов палеогеографического развития Алтая и Тянь-Шаня на основе палеомагнитных данных. Автореф. канд. дис. МГУ, 1974. 16 с.

87. Куражковская В. А. Диалектическая концепция развития в геологии. М., изд-во МГУ, 1970. 240 с.

88. Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.

89. Лазаренко А. А., Шелкопляс В. Н. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминесцентным методом.—В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 202—222.

90. Лебедева Н. А. Новые данные по геологии и млекопитающим аккагыла.—В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 223—243.

91. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., изд-во МГУ. Т. 1, 1973. 530 с. Т. 2, 1974. 486 с.
92. Леонов Г. П., Алимарина В. П., Найдин Д. П. О принципе и методе выделения ярусных подразделений эталонной шкалы.—«Вест. МГУ, серия геол.», 1965, № 4, с. 15—28.
93. Личков Б. Л. О связи между изменениями структуры Земли и изменениями климата.—В кн.: Чтения памяти Л. С. Берга, 1—3, 1952—1954, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 192—211.
94. Лоскутов В. В. О скорости новейшего поднятия Памира.—В кн.: Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969, с. 35—42.
95. Лузгин Б. К., Расцветаев Л. М. Методика корреляции элементов рельефа и неоген-антропогенных моласс на примере Центрального Копетдага.—«Изв. вузов. Геол. и разведка», 1966, № 5, с. 33—40.
96. Мадерни У. Н. Состояние изученности палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Казахстана и Западной Сибири.—В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967, с. 219—226.
97. Маккавеев Н. И. Сток и русловые процессы. М., изд-во МГУ, 1971. 115 с.
98. Мальгина Е. А. К вопросу о формировании спорово-пыльцевых спектров в условиях пустынь Средней Азии.—В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. 1959, с. 113—118. (Труды Ин-та геогр. АН СССР. т. 77, вып. 21).
99. Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, М., изд-во МГУ, т. 1, 1965. 371 с. Т. 2, 1965. 435 с.
100. Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. 3, М., «Недра», 1967. 440 с.
101. Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских лагунных и континентальных свит. 1962, 374 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 65).
102. Мерклин Р. Л. Горизонты средне- и верхнеолигоценовых отложений юга СССР.—«Докл. АН СССР», 1962, т. 144, № 2, с. 420—423.
103. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 483 с.
104. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., изд-во МГУ, 1963. 355 с.
105. Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968. 359 с.
106. Мужчинкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана.—В кн.: Мат. по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15. Ташкент, 1933, с. 241—249.
107. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.
108. Несмеянов С. А. О методах стратификации континентальных моласс.—В кн.: Жизнь Земли, № 3. М., изд-во МГУ, 1965, с. 157—166.
109. Несмеянов С. А. К вопросу о стратиграфических схемах четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня.—«Бюлл. КИЧП», 1965, № 30, с. 136—144.

110. Несмеянов С. А. Расчленение моласс и изменение природных условий Западного Тянь-Шаня в позднечетвертичную эпоху. — В кн.: Жизнь Земли, № 4. М., изд-во МГУ, 1967, с. 38—52.

111. Несмеянов С. А. Количественная оценка поэтапных новейших движений Западного Тянь-Шаня. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 1, с. 156—158.

112. Несмеянов С. А. Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в Западном Тянь-Шане. — «Бюлл. КИЧП», 1969, № 36, с. 26—40.

113. Несмеянов С. А. Количественные палеореконструкции горного рельефа (на примере Западной Ферганы и смежных хребтов). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 2. М., изд-во МГУ, 1969, с. 16—39.

114. Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., «Недра», 1971. 141 с.

115. Несмеянов С. А. О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана. — В кн.: Жизнь Земли, № 7, М., изд-во МГУ, 1971, с. 44—54.

116. Несмеянов С. А. Корреляция среднеазиатско-казахстанской и западно-сибирской стратиграфических схем континентальных олигоцен-неогеновых отложений. — В кн.: Жизнь Земли, № 8. М., изд-во МГУ, 1972, с. 100—111.

117. Несмеянов С. А. Принципы обособления неотектоники. — В кн.: Жизнь Земли, № 8. М., изд-во МГУ, 1972, с. 80—88.

118. Несмеянов С. А. Стратиграфическая схема континентального антропогена горных областей Средней Азии. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 4. М., изд-во МГУ, 1973, с. 65—75.

119. Несмеянов С. А. Стратиграфия олигоцен-неогеновых моласс Западного Гиссаро-Алая. — В кн.: Жизнь Земли, № 9. М., изд-во МГУ, 1973, с. 89—102.

120. Несмеянов С. А., Ранов В. А. К палеогеографии мустьерских стоянок в горах Средней Азии. — В кн.: Страны и народы Востока, вып. X. М., «Наука», 1971, с. 6—21.

121. Несмеянов С. А., Архангельский Д. Н. Опыт корреляции стратиграфических схем континентальных верхнечетвертичных отложений Тянь-Шаня и Казахстана. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 3. М., изд-во МГУ, 1972, с. 115—127.

122. Несмеянов С. А., Макаров В. И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. — «Бюлл. КИЧП», № 41, 1974, с. 82—98.

123. Несмеянов С. А., Ранов В. А. Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии. — «Бюлл. КИЧП», № 43, 1975, с. 169—176.

124. Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. 1960. 255 м. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 45).

125. Никифорова К. В. Состояние вопроса о границе между неогеном и четвертичной системой. — В кн.: Межд. colloquium по пробл. «Граница между неогеном и четвертичной системой», сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1972, с. 110—129.

126. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. — В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 177. М., «Наука». 271 с. Авт.: Р. Е. Гитерман, Л. В. Голубева, Е. Д. Заклинская и др.

127. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 6, с. 3—17. Авт.: В. В. Меннер, К. В. Никифорова, М. А. Певзнер и др.
128. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1966. 392 с.
129. Петров М. П. Пустыни Центральной Азии, т. 2. Л., «Наука», 1967. 287 с.
130. Попов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, Госиздат, 1940. 96 с.
131. Попов В. И. Генезис и методика исследований кайнозойских моласс Ферганы.— В кн.: Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1945.
132. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, т. I. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1954. 524 с.
133. Попов В. И. Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций Востока Средней Азии. Ташкент, 1964, с. 133—163 (Науч. труды Среднеазиатского гос. ун-та. Нов. серия. Вып. 249).
134. Пославская О. Ю. О циклах развития рельефа равнины Приташкентского района.— «Изв. Узб. филиала геогр. об-ва СССР», т. 2 (23), 1956, с. 40—54.
135. Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. 1961. 227 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 46).
136. Ранов В. А. Каменный век Таджикистана. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1965. 122 с.
137. Ранов В. А., Несмеянов С. А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе, «Дониш», 1973. 161 с.
138. Ржанникова Л. Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1968. 224 с.
139. Ричмонд Дж. М. Сравнение стратиграфии четвертичных отложений Альп и Скалистых гор.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. Пер. с англ. М., «Мир», 1974, с. 66—106.
140. Рубинштейн М. М., Габуния Л. К. Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 3, 1972, с. 3—8.
141. Руководство по определению осадочных фашиальных комплексов и методика фашиально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963. 714 с. Авт.: В. М. Попов, С. Д. Макарова, Ю. В. Станкевич, А. А. Филиппов.
142. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
143. Серебрянный Р. Л. Применение радиоуглеродного метода и четвертичной геологии. М., «Наука», 1965. 270 с.
144. Сикстель Т. А. К истории наземных флор палеозоя и мезозоя на территории Средней Азии. 1960, с. 189—195. (Труды Среднеазиатского гос. ун-та. Вып. 180).
145. Сниццын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Наука», 1967. 232 с.
146. Скворцов Ю. А. К методике геоморфологической и четвертичной съемки.— «Проблемы советской геологии», 1934, № 10, с. 144—153.

147. Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования. — «Изв. АН СССР. Серия геогр. и геоф.» 1941, № 4—5, с. 501—522.
148. Скворцов Ю. А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. — «Изв. Узб. филиала ВГО», 1956, т. 2 (23), с. 11—44.
149. Скворцов Ю. А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана. — В кн.: Мат. Совец. по изуч. четвертичного периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 68—75.
150. Современное состояние стратиграфии и палеогеографии морского олигоцена и нижнего миоцена Закаспия. — «Бюлл. МОИП. Отд. геолог.», т. 47, вып. 3, 1972, с. 20—34. Авт.: Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров, А. С. Столяров, А. Л. Яншин.
151. Соколов Б. С. Биохронология и стратиграфические границы. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 155—178.
152. Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970. 582 с.
153. Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. — В кн.: Труды ВНИГРИ. Вып. 113. Л., Гостоптехиздат, 1958, 180 с.
154. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965. 70 с.
155. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М.—Л. Гостеолиздат, 1948. Ч. 1. 253 с. Ч. 2. 296 с.
156. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
157. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. — В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965, с. 5—33. Авт.: В. И. Громов, М. Н. Алексеев, Н. В. Кинд и др.
158. Схема подразделения антропогена. — «Бюлл. КИЧП», 1969, № 36, с. 41—55. Авт.: В. И. Громов, И. И. Краснов, К. В. Никифорова, Е. В. Шанцер.
159. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936. 916 с.
160. Тобиен Х. К биостратиграфии Средней и Западной Европы на границе плиоцена и плейстоцена (по фауне млекопитающих). — В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972, с. 45—71.
161. Трофимов А. К. Площадь распространения и основные этапы развития четвертичного оледенения Памира и Гиссаро-Алая. — «Изв. ВГО», 1968, № 6, с. 503—512.
162. Усов М. В. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936. 209 с.
163. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957, 297 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 10).
164. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1963. 159 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 88).
165. Финк Ю. Заметки о научных результатах полевых экскурсий, проведенных по пробл. «Лёсс — перигляциал — палеолит». — В кн.: Лёсс — перигля-

циал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., изд. ВИНТИ, 1969, с. 13—60.

166. Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.

167. Ханн В. Е. Планетарный рельеф Земли как отражение эволюции тектоносферы. — «Геоморфология», 1971, № 4, с. 3—8.

168. Чалов П. И., Тузова Т. В., Мусин Л. А. Изотопное соотношение  $U^{234}/U^{238}$  в природных водах и его использование для ядерной геохронологии. — «Геохимия», 1964, № 5, с. 404—413.

169. Чедня О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 1. Фрунзе, «Илим», 1971. 331 с.

170. Черняховский А. Г. Эльвий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия). М., «Наука», 1966. 179 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 145).

171. Чибрикова Е. В. Условия формирования спорово-пыльцевых комплексов и их использование для восстановления обстановки седиментации и палеогеографии. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1963, № 12, с. 102—110.

172. Чумаков И. С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М., «Наука», 1967. 113 с.

173. Чупина Л. Н. Современные спорово-пыльцевые спектры Южного Казахстана. — «Вест. АН КазССР», 1965, № 2, с. 12—22.

174. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966, 239 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 161).

175. Шанцер Е. В., Микулина Т. М., Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. М., изд-во МГУ, 1967. 351 с.

176. Шварцбах М. Климаты прошлого. Пер. с нем. Ред. Б. П. Алисов, К. К. Марков, Д. А. Туголесов, М., изд-во иностр. лит., 1955. 283 с.

177. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — «Зап. ВГО, нов. серия», 1957, т. 16, М.—Л., 334 с.

178. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969, 245 с.

179. Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. 1934, с. 65—80. (Труды КИЧП. Т. 3. Вып. 2).

180. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. М., ОГИЗ, 1948. 222 с.

181. Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1956. 184 с.

182. Щукин И. С. Общая геоморфология. т. 1. М., изд-во МГУ, 1960. 615 с.

183. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд-во МОИП, 1953. 736 с.

184. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 2, с. 104—120. Авт.: Л. А. Невеская, А. К. Богданович, О. С. Вялов и др.

185. Beck P. Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs. *Ecolgae Geol.-Helvetiae*. Bd. 47, N. 2, 1954, S. 369—373.

186. Berggren W. A. Micropaleontology and the Pliocene-Pleistocene boundary in a deep-sea core from the south-central North Atlantic. *Giornale di Geologia*, ser. 2, vol. 35 (2), 1958, p. 291—312.

187. Berggren W. A., Van Couvering J. A. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 16, N 1/2, Amsterdam, 1974, 216 p.

188. Broecker W., Kaufman A. Radiocarbon Chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville II, Great Basin. *Geol. Soc. of Amer.* vol. 76, N 5, 1965, p. 537—566.

189. Dalrymple G. B. Potassium-argon dates of some Cenozoic volcanic rocks of the Sierra Nevada. *Bul. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 74, N 4, 1963, p. 379—390.

190. Denton G. H., Armstrong R. L. Miocene—Pliocene glaciations in Southern Alaska. *Amer. Journ. of Sci.* vol. 267, 1969, p. 1121—1142.

191. Emiliani C. Palaeotemperature analysis of the Calabrien cores A. 254—BR—C and CP 28. *Geological Society of America Bull.*, vol. 75, N 2, 1964, p. 129—144.

192. Emiliani C. The last interglacial: paleotemperatures and chronology. *Sci.* vol. 171, N 3971—1971, p. 571—573.

193. Evernden T. F., Curtis G. H., Kistler R. Potassium-Argon dating of Pleistocene Volcanics. *Quaternaria*, 1957, p. 13—17.

194. Frechen T., Lippolt H. T. Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Reinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 16, 1965.

195. Hay R. L. Stratigraphy of Beds I through IV, Olduvai Gorge, Tanganyika. *Sci.*, 139, N 3557, 1963, p. 829—833.

196. Koenigswald G. H. R. Das absolute Alter des *Pithecanthropus erectus* Dubois. «Gottfried Kuth Evolution and Hominisation, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1962, p. 195—203.

197. Le Mesurier W. B. *Polar Geomorphology*. London, 1972.

198. Mörner N. A. The cold/warm changes during the last ice age. *Acta Universitatis Stockholmiensis Contributions in Geology*, vol. XXIV, 4, Stockholm, 1972.

199. Penck A., Brückner E. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. 1—3, Leipzig, 1901—1909, 1189 p.

200. T. F. Evernden, D. E. Savage, G. H. Curtis, G. J. Tame. Potassium-Argon dates and the Cenozoic Mammalian Chronology of North America. *Amer. J. Sci.*, vol. 262, 1964, p. 145—198.

201. Spreitzer H. Eiszeitstände und glaziale Abtragungstendenzen im Bereich des eiszeitlichen Murlettssechers. *Geologica Bavarica*. Bd. 19, 1953, S. 65—73.

202. Stille H. *Grundfragen der vergleichenden Tectonik*. Berlin, Borntraeger, 1924, 443 S.

203. Thurber D. *Symposium on marine geochemistry*. University of Rhode Island. Occasional publication, N 3, 1965.

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение : . . . . .	5
<b>Глава I. Методы стратиграфического анализа . . . . .</b>	<b>12</b>
1. Современные тенденции стратиграфического анализа . . . . .	12
2. Характеристика опорного объекта . . . . .	14
3. Особенности расчленения бассейнового комплекса на примере олигоцен-неогеновых отложений . . . . .	15
4. Особенности расчленения террасового и покровного комплексов на примере четвертичных отложений . . . . .	27
5. Некоторые общие определения об особенностях корреляции континентальных образований . . . . .	35
Выводы . . . . .	41
<b>Глава II. Корреляция олигоцен-неогеновых отложений (бассейновый комплекс) . . . . .</b>	<b>43</b>
1. Корреляция региональных стратиграфических схем . . . . .	43
2. Биостратиграфический контроль корреляции . . . . .	53
3. Палеогеографический контроль корреляции . . . . .	65
4. О датировке и перспективах корреляции и детализации межрегиональной стратиграфической схемы . . . . .	85
Выводы . . . . .	99
<b>Глава III. Корреляция четвертичных отложений (террасовый и покровный комплексы) . . . . .</b>	<b>100</b>
1. Корреляция региональных стратиграфических схем . . . . .	100
2. Биостратиграфический и археологический контроль корреляции . . . . .	104
3. Палеогеографический контроль корреляции . . . . .	108
4. Корреляция и датировка межрегиональной стратиграфической схемы . . . . .	128
Выводы . . . . .	138
<b>Глава IV. Анализ геологической цикличности . . . . .</b>	<b>140</b>
1. Абсолютная датировка подразделений новейшего надпериода . . . . .	140
2. Анализ цикличности формирования новейших отложений . . . . .	148
3. Некоторые общие вопросы стратиграфии новейших отложений с позиций геологической цикличности . . . . .	167
Выводы . . . . .	181
Заключение . . . . .	183
Список литературы . . . . .	187

*Сергей Алексеевич Несмеянов*

### **Корреляция континентальных толщ**

Редактор издательства *Л. В. Власова*

Переплет художника *И. И. Сайко*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технический редактор *А. Е. Матвеева*

Корректор *К. С. Торонцева*

Сдано в набор 14/VII 1976 г.

Подписано в печать 19/X 1976 г. Т-18547.

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2. Печ. л. 12,5.

Уч.-изд. л. 12,54. Тираж 1300 экз.

Заказ 2253/5665-1. Цена 1 р. 26 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета  
Министров СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

## *Уважаемый товарищ!*

**В издательстве «Недра»  
готовятся новые книги**

■ **СЛАДКОПЕЦЕВ С. А.** Новейший этап развития речных долин. 15 л. 1 р. 65 к.

Рассмотрены основные периоды новейшего развития речных долин (олигоцен — плиоцен, плиоцен — ранний плейстоцен и ранний — поздний плейстоцен). Анализируются тектонические и климатические условия развития долин, образование долин, начальные и конечные стадии их выполнения и деградация. Каждый период рассмотрен путем анализа взаимодействия тектонических движений и изменений климата. Выявляется роль тектоники как агента образования долинных форм. Развитие плейстоценовых долин рассмотрено для ледниковых, приледниковых, перигляциальных и внеледниковых областей, подразделенных на территории активных и слабых поднятий и опусканий. Описано влияние на формирование долин литологического и гидрологического факторов, образование цоколей террас и трудно-размываемых горизонтов — литологических экранов.

Книга рассчитана на геологов и геоморфологов, занимающихся неотектоникой, структурной геоморфологией, палеогеографией, а также поисковыми и инженерно-геологическими исследованиями.

■ **ЧАЛЫШЕВ В. И.** Методика изучения ископаемых почв. 5 л. 51 к.

В работе рассматривается широкий круг вопросов, связанных с палеогипергенезом, а также соотношением ископаемых почв и кор выветривания. Показано значение изучения ископаемых почв, как нового метода исследования. Дано подробное описание наиболее рациональной методики изучения ископаемых почв, рассмотрены некоторые особые приемы и методы, необходимые при этом изучении. Рассчитана на геологов, изучающих коры выветривания.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «книга—почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.  
№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»**

7  
1 р. 26 к.

1951

НЕДРА