Н. Н. ВЕРЗИЛИН

МЕТОДЫ палеогеографических исследований

ЛЕНИНГРАД · «Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979

УДК 551.8:550.8

Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., Недра, 1979. 247 с.

В книге рассмотрены существующие методы палеогеографических исследований. Приведены методы и приемы выявления местонахождения областей сноса, характера древней суши и древних бассейнов, характера былых климатов; использования данных о тектонических движениях при палеогеографических реконструкциях; составления палеогеографических карт. При этом основное внимание уделено описанию полевых и общедоступных методов, которые могут быть использованы геологами-производственниками. Рассмотрены также проблемы изменения физико-географических условий осадконакопления в течение геологической истории Земли в связи с эволюцией биосферы, которые следует учитывать при палеогеографических реконструкциях.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих осадочные отложения, и может быть полезна студентам геологоразведочных и географических специальностей.

Табл. 4, ил. 58, список лит. 230 назв.

В $\frac{20801-318}{043(01)-79}$ 27—79. 1904040000

© Издательство «Недра», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

Методы палеогеографических исследований рассмотрены в ряде работ, из которых первостепенное значение имеют книги «Основы общей палеогеографии» Л. Б. Рухина [125], «Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях» Б. П. Жижченко [45] и «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» В. И. Попова и др. [114]. Однако в настоящее время указанные работы приобрести практически невозможно, в библиотеках они имеются в недостаточном количестве, а их большой объем не только не отвечает принятому объему курса «Палеогеография» в университетах, но и создает значительные трудности при использовании геологами-производственниками. Кроме того, у этих трудов различная целевая направленность, поэтому методы палеогеографических исследований изложены в них недостаточно полно. Так, недавно вышедшая книга Б. П. Жижченко посвящена лишь методам восстановления условий осадконакопления в морских бассейнах. Наиболее всеобъемлюще изложены методы палеогеографических исследований в работе Л. Б. Рухина [125], однако в ней не нашли должного отражения некоторые положения учения Н. М. Страхова о климатических типах литогенеза, поскольку трехтомник «Основы теории литогенеза» [143, 144] вышел в свет уже после первого издания «Основ общей палеогеографии» [125]. Важность же использования данных учения о климатических типах литогенеза при палеогеографических исследованиях в настоящее время несомненна.

Все вышесказанное и побудило автора написать краткое руководство по методам палеогеографических исследований, в котором обобщены обширный литературный материал и личный опыт, приобретенный как в течение многолетних палеогеографических исследований на территории Средней Азии, так и в процессе чтения лекций по палеогеографии для студентов дневного и вечернего отделений геологического факультета Ленинградского государственного университета (ЛГУ) с 1961 по 1973 г.

Поскольку автор является не только учеником Л. Б. Рухина и в течение многих лет его преемником по чтению курса «Палеогеография» на геологическом факультете ЛГУ, но и приверженцем его идей, это не могло не найти отражения в предлагаемой

работе. В частности, в ней, так же как в книге Л. Б. Рухина, основное внимание уделено полевым и общедоступным методам палеогеографических исследований. Такие методы могут быть использованы геологами-производственниками, и именно они необходимы студентам геологических и географических специальностей, поскольку различные лабораторные методы, результаты которых используются в палеогеографии, ими изучаются при прохождении других дисциплин, и прежде всего литологии.

В заключительной части работы рассмотрены некоторые проблемы изменения физико-географических условий осадконакопления в течение геологической истории Земли в связи с эволюцией биосферы. Хотя эти вопросы и не относятся собственно к методам палеогеографических исследований, их, несомненно, необходимо иметь в виду при любых палеогеографических реконструкциях, на что до сих пор еще не обращалось должного внимания.

Автор приносит глубокую и искреннюю благодарность докторам геолого-минералогических наук Е. В. Рухиной и В. Н. Верещагину, профессорам В. А. Гроссгейму и В. М. Синицыну за ценные советы и рекомендации, сделанные ими при ознакомлении с рукописью.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Слово «палеогеография» формально в переводе с греческого означает описание древней Земли и, следовательно, является синонимом понятия «древняя география». Однако все методы палеогеографических исследований геологические, поскольку познание древней географии возможно лишь на основе изучения сохранившихся до настоящего времени геологических образований. Поэтому палеогеография — наука геологическая, а не географическая. От географических наук палеогеографию отличает и то, что основной практической задачей ее является прогнозирование возможности нахождения в определенных осадочных комплексах полезных ископаемых, т. е. проблема чисто геологическая. Следовательно, палеогеография — геологическая наука о древних физико-географических условиях, существовавших на поверхности Земли или, другими словами, наука о ландшафтах прошлого и их развитии.

В палеогеографии следует различать две части: общую, рассматривающую теоретические положения и методы науки, и региональную, систематизирующую полученные результаты, в частности, в виде палеогеографических карт, т. е. конкретную географию для тех или иных районов и отрезков геологического времени [125].

Палеогеографические сведения содержатся уже в самых первых геологических работах. Более того, попытки представить обстановки прошлого содержатся в трудах даже натуралистов глубокой древности (Бируни, Авиценны, Леонардо да Винчи, Стенона и др.). Однако почти до середины XIX в. специальных палеогеографических работ и карт еще не существовало. Это был этап предыстории палеогеографии. Во второй половине XIX в. уже составляются первые палеогеографические карты и появляются специальные палеогеографические работы. Правда, как правило, на картах показывались лишь очертания морских бассейнов в пределах современных материков, а работы были представлены журнальными статьями.

В качестве самостоятельной отрасли знания палеогеография оформилась лишь на рубеже прошлого и настоящего столетия, чему способствовало не только накопление к этому времени огромного фактического геологического материала, но и основополагающие труды А. П. Карпинского, М. Неймайра, Э. Зюсса, Э. Ога, И. Д. Лукашевича, Н. И. Андрусова, Л. Доло, О. Абеля,

Ч. Шухерта и многих других ученых. С этого времени стали составляться подробные палеогеографические карты для отдельных веков и более узких временных интервалов, а не по периодам или эпохам, как ранее. Пионерами в этом направлении явились А. П. Павлов и А. Д. Архангельский. «Юридическое» рождение палеогеографии ознаменовалось публикацией в 1915 г. книги Э. Даке «Основы и методы палеогеографии» и в 1919, 1922 гг. двухтомного труда Т. Арльдта «Руководство по палеогеографии».

С 30-х годов XX в. начинается этап детальных палеогеографических исследований, основанных на применении разнообразных методов; составляются крупномасштабные карты, публикуются монографии и руководства не только по палеогеографии в целом, но и по отдельным ее разделам. Уже в начале этого этапа В. П. Батуриным было заложено новое направление в палеогеографии, основанное на изучении минерального состава обломочных частиц [4, 5]. В 1930 г. опубликованы работы «Палеоклиматология» Ф. Кернера-Марилауна и «Движение материков и климаты прошлого Земли» Б. Л. Личкова [75], а в 1950 г.— «Климаты прошлого» М. Шварцбаха [171] и К. Брукса [14].

Введение в программу вузов специального курса по палеогеографии, выход в свет в 1959 г. фундаментального труда Л. Б. Рухина «Основы общей палеогеографии» способствовали развитию палеогеографии в СССР. Огромное значение для развития палеогеографии имели созданное Н. М. Страховым учение о климатических типах литогенеза [143—145] и появление работ К. К. Маркова [79], Б. П. Жижченко [44] и В. И. Попова с соавторами [114]. В работе, написанной коллективом авторов во главе с А. Д. Архангельским [67], в серии глобальных палеогеографических карт, опубликованных А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным в 1954—1961 гг., в монографиях А. И. Егорова [41], В. М. Синицына [135], а также в специальных сборниках статей [84, 85, 88, 89, 118, 154] подытожены и синтезированы палеогеографические данные.

Современный этап развития палеогеографии характеризуется тем, что быстрота накопления и особенно объем фактического материала, который необходимо использовать при палеогеографических реконструкциях, настолько велики, что составление палеогеографических карт для значительных территорий стало невозможным для одного исследователя. Это нашло отражение уже при составлении Атласа палеогеографических схем Евразии [67], но особенно отчетливо проявилось в последние годы. Так, в составлении «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» масштаба 1 : 7 500 000 [2, 108—111] приняли участие сотни авторов.

Бурное развитие палеогеографии, всевозрастающее ее значение при решении разнообразных практических геологических задач обусловили, что палеогеография стала выделяться в ка-

честве самостоятельной проблемы на сессиях Международного геологического конгресса, стали созываться международные конференции, посвященные вопросам палеогеографии, например палеоклиматологии [117]. Методам составления палеогеографических карт было посвящено V Всесоюзное литологическое совещание [89]. В 1967 г. организована секция методов фациального анализа и палеогеографии комиссии по осадочным породам при отделении наук о Земле АН СССР под председательством А. В. Хабакова, которая провела два всесоюзных совещания [106, 156]. В 1977 г. состоялась Всесоюзная конференция по палеогеографическим основам рационального использования естественных ресурсов [107, 119]. В последние годы появились работы, в которых специально рассматриваются вопросы возникновения и развития палеогеографии [54, 138, 139].

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Основными задачами палеогеографии являются выяснение физико-географических условий прошлого, особенно зон древнего осадконакопления, и реконструкция распространения по площади вещественных и генетических разностей осадков. Прикладное значение палеогеографии в геологическом аспекте заключается в том, что она призвана на основании комплексного изучения горных пород и заключенных в них органических остатков выяснять физико-географические условия прошлого, для того чтобы по полученным данным можно было судить о вероятном распространении определенных осадочных пород и полезных ископаемых в недоступных для наблюдения участках земной коры. Таким образом, можно говорить о прямой (по породам судят о ландшафтах прошлого) и обратной (на основе сделанных реконструкций прогнозируют возможность нахождения геологических объектов) задачах палеогеографии.

В географическом аспекте палеогеографические реконструкции прежде всего важны как средство познания истории становления современных ландшафтов и как основа, позволяющая делать прогнозы относительно их будущего [79] и в какой-то мере давать рекомендации по рациональному использованию естественных ресурсов [107, 119].

Несомненно, что из года в год практическое значение палеогеографии возрастает. Ведь основная часть поверхностных месторождений полезных ископаемых уже открыта. Поиски их все в большей мере приходится переносить на значительные глубины или вести в закрытых районах, что невозможно сделать без использования палеогеографических данных. Еще острее стоит вопрос о будущем биосферы. Что мы можем сказать о будущем, какие мероприятия можем предложить для сохранения

и улучшения природных условий, если еще недостаточно выяснены причины и закономерности изменения физико-географических обстановок в прошлом? В этом смысле путь в будущее должен освещаться знанием прошлого, что может дать только палеогеография.

Фактической основой палеогеографических реконструкций служат доступные для изучения геологические объекты, а методологической — использование принципа актуализма, т. е. сравнительно-литологического метода. Согласно этому принципу выявление условий накопления ископаемых осадков должно базироваться на знании условий накопления сходных современных образований. Таким образом, принимается, что настоящее — ключ к пониманию прошлого. Действительно, лишь после того как выяснены причины возникновения тех или иных особенностей современных осадков, можно на основе выявления сходных черт в древних отложениях делать предположения об условиях образования последних. Так, Н. М. Страховым [147] последовательно проводится идея о том, что главными факторами изменения взглядов на общий ход литогенеза являются прогрессирующее расширение и углубление знаний о процессах современного осадкообразования и совершенствование сравнительно-литологического метода. Примером успешного применения указанного метода при палеогеографических реконструкциях может служить работа В. Л. Либровича [84].

В то же время вполне очевидно, что процессы осадконакопления, как и физико-географические условия, с ходом геологического времени испытывали необратимую эволюцию, особенно в связи с развитием биосферы, о чем более подробно изложено в заключительной части книги. Недаром некоторые осадочные породы, характерные для древних отложений, в настоящее время не образуются и не для всех современных осадков можно найти их аналоги среди древних осадочных толщ.

Убедительные примеры недостаточности самого тщательного изучения современных географических обстановок для правильного понимания палеогеографии прошлых эпох приводит, в частности, А. Л. Яншин [179]. Он подчеркивает, что единственной крупной площадью современного соленакопления является зал. Кара-Богаз-Гол, представляющий собой типичную лагуну. Более мелкие площади современного соленакопления (озера Джансы и Джаман-Клыч близ г. Аральска, Эльтон, Баскунчак, Сиваш, Ойе-де-Либро на п-ове Калифорния и т. п.) также представляют собой или внутриконтинентальные впадины, либо мелководные лагуны морских побережий аридных зон. В соответствии с принципом актуализма, как указывает А. Л. Яншин, очень долго господствовало представление, что все древние соленосные отложения образовались в мелководных лагунах. При этом не обращалось внимания на то, что площади древнего соленакопления нередко были огромны (иногда в тысячу раз превышали

площадь современного зал. Кара-Богаз-Гол), а мощности соленосных толщ достигают 3 км. Поэтому большой неожиданностью было заключение немецких геологов для цехштейна, а затем М. П. Фивега и М. А. Жаркова для территории СССР, что древние солеродные бассейны не были лагунами в современном географическом смысле этого слова, а являлись крупными эпиконтинентальными морями, имевшими широкое, хотя и мелководное, сообщение с морями нормальной солености и Мировым океаном. При этом совсем «противоестественным» было (да многим и до сих пор представляется) установление больших глубин древних бассейнов соленакопления, достигавших иногда к началу садки галита многих сотен метров [179].

Другим ярким примером недостаточности самого тщательного изучения современных географических обстановок для правильного понимания палеогеографии прошлых эпох, который приводит А. Л. Яншин, являются пестроцветные неокомские отложения, широко развитые от Кузбасса до Мангышлака и Туаркыра. Эти отложения на юге Западно-Сибирской низменности слагают окраинную зону распространения неокомских образований шириной до 400 км. Это в основном глины, в той или иной мере мергелистые, красноцветные, с прослоями и линзами глин зеленого цвета. В некоторых районах в глинах содержатся прослои преимущественно красных алевролитов, песчаников и даже линзы конгломератов. Вдоль северной границы распространения эти отложения начинают переслаиваться, а затем постепенно сменяются сероцветными морскими отложениями. Сходные пестроцветные неокомские отложения наблюдаются в юго-западной части Кузбасса, на севере и юге Тургайского прогиба, в Сырдарьинской синеклизе, в бассейне р. Эмбы, на Мангышлаке и Туаркыре. Краевая часть этой обширной пестроцветной формации отмечается в районе г. Кисловодска.

А. Л. Яншин отмечает, что подобные отложения часто называют лагунными, в связи с чем задает вопросы: «Но что же это была за лагуна, простиравшаяся от Кузбасса до Северного Кавказа при ширине местами более 400 км? И если это была лагуна, то почему ее осадки в Западной Сибири и Западном Казахстане постепенно сменяются к северу морскими слоями?» [179, с. 9]. К тому же современные лагуны в зависимости от климата имеют соленость воды либо более высокую, либо более низкую по сравнению с морем. Поэтому если неокомские пестроцветы отлагались в лагунах засолоненных, то почему на огромном пространстве в них нет ни линзы каменной соли, ни гипса? А если в опресненных, то почему в них присутствуют доломит, сепиолит и палыгорскит? И, наконец, в каких современных лагунах известны мощные толщи красноцветных осадков? В результате А. Л. Яншин приходит к выводу, что нельзя понять палеогеографические условия образования рассматривае-

мых неокомских пестроцветов только путем их сравнения с современными ландшафтно-географическими обстановками.

Однако основным фактором, ограничивающим широкое использование принципа актуализма при детальных палеогеографических исследованиях, является, пожалуй, не столько необратимая эволюция физико-географических условий с ходом геологической истории, сколько то, что современные осадки, в отличие от древних пород, еще не прошли даже стадии диагенеза, не говоря уже о последующих стадиях изменения пород. Во время же диагенеза особенности осадков могут быть в очень сильной мере изменены. Хорошо, например, известен существенно различный состав обломочных компонентов современных алеврито-песчаных и соответствующих древних отложений. Имеются данные о том, что при диагенезе дезинтеграция неустойчивых минералов в осадках может приводить к потере 20—40% песчаных зерен [188]. Следовательно, даже структурные особенности современных и древних алеврито-песчаных отложений, образовавшихся в одинаковых условиях, могут сильно различаться. Существенно могут измениться при диагенезе и последующих стадиях преобразования пород структурные особенности и состав глинистых минералов и тем более различных хемогенных и органогенных компонентов осадочных толщ.

Итак, эволюция процессов осадконакопления в течение геологического времени и существенные преобразования осадочного материала при диагенезе обусловливают то, что многие методы и приемы изучения древних отложений для определения условий их образования и палеогеографических реконструкций должны разрабатываться самостоятельно на древних же объектах. Поясним это на нескольких примерах.

Уже многие годы для выяснения генезиса древних песчаных отложений изучают их гранулометрический состав. Предложены многочисленные способы генетической интерпретации результатов этих анализов. Однако проблема еще далека от разрешения и, по существу, близка к тому уровню, который был достигнут благодаря работам Л. Б. Рухина. Причин этого, вероятно, много, но не последнее место среди них принадлежит увлечению актуалистическим подходом к решению вопроса.

При разработке так называемых генетических диаграмм для интерпретации данных гранулометрических анализов обычно поступают следующим образом. Изучают гранулометрию современных осадков различных генетических типов. По результатам анализов высчитывают некоторые коэффициенты. Полученные значения коэффициентов наносят на диаграмму и, если точки, отвечающие определенным генетическим разновидностям осадков, ложатся достаточно кучно и в какой-то мере отлично от точек, соответствующих другим по генезису осадкам, считают, что вопрос решен. Не получилось относительно четкой картины — ищут другие коэффициенты или приемы пересчета, пока

не получат удовлетворительных результатов. Если на диаграмме намечаются определенные поля, считают, что ее можно использовать для выявления генезиса древних пород. Но в этом случае нередко выясняется, что точки, отвечающие определенным генетическим разностям древних пород, попадают на диаграмме не в свое поле.

Представляется, что таких неправильных попаданий было бы меньше, если бы диаграммы сразу строились на основе данных каких-то эталонных (генезис которых ясен) образцов древних пород, особенно образовавшихся за счет поступления обломочного материала из той же питающей провинции, что и породы, генезис которых необходимо выяснить. К этому надо добавить, что нередко методика подготовки современных и древних образцов к анализу различная: современные подвергают анализу без отделения карбонатного материала, а древние — после отделения его. Естественно, результаты таких анализов наносить на одну диаграмму нельзя.

Вероятно, еще в меньшей мере можно считать, что на основании изучения современных осадков можно выяснить, какие значения коэффициентов смещения должны быть у разных генетических типов древних песчаных пород. Ведь коэффициент смещения, представляющий собой увеличенную в 100 раз разность медианных размеров между легкими и тяжелыми минералами в одном образце, в древних отложениях, как правило, должен быть больше, чем в современных, так как в современных песках обычно обильны такие относительно крупные тяжелые минералы, как пироксены, амфиболы, эпидот. В древних же породах эти минералы отсутствуют или представлены в незначительном количестве. Так что выявленные для современных генетических разностей осадков коэффициенты смещения не могут быть тождественны коэффициентам соответствующих по генезису древних отложений. Можно лишь предполагать сходную направленность их изменения в тех и других образованиях при переходе от одних генетических типов к другим.

Мы не случайно взяли примеры методов выявления условий образования обломочных пород. Широко признано мнение, что особенно важен для использования принципа актуализма анализ закономерностей накопления современных обломочных отложений, ибо только для них можно считать, что физические закономерности, управляющие их осаждением, практически не изменялись, в то время как накопление современных хемогенных и биогенных осадков происходит уже в несколько иных условиях по сравнению с прошлым.

Поскольку процессы диагенеза оказывают большое воздействие на формирование особенностей состава глинистых минералов, приходится считать, что выводы о связи их состава в современных осадках с физико-географическими условиями на водосборных площадях или составом выносимого с суши ма-

териала не могут быть механически перенесены на древние объекты. Сходные с современными ассоциации глинистых минералов в древних породах могут отвечать существенно иным физико-географическим условиям во время осадконакопления. Наоборот, отличные ассоциации могут отмечаться в породах, образовавшихся из осадков, накапливавшихся в обстановках, близких к современным. Поэтому судить об условиях образования глинистых минералов древних толщ и тем самым делать выводы о палеогеографической обстановке формирования этих толщ необходимо на основании выявления закономерностей изменения состава минералов во времени и пространстве, выяснения общности или различия между их составом и составом выносившегося во время осадконакопления из областей сноса пелитового материала.

Надо иметь в виду, что если глинистые минералы современных осадков несут в основном информацию о глинистой составляющей прилежащих водосборов, то глинистые минералы древних пород — об условиях формирования этих пород. Поэтому приемы палеогеографической интерпретации состава глинистых минералов не могут быть сходными с приемами выяснения генезиса глинистых минералов современных осадков.

В этом отношении представляет интерес следующая закономерность, выявленная нами [25] при изучении меловых и юрских отложений Ферганской впадины:

1) в разных участках единого водоема при диагенезе происходило образование разных глинистых минералов;

2) глинистые минералы, образовавшиеся в корах выветривания, в общей массе глинистых минералов осадочных пород имеют второстепенное значение;

3) особенности минерального и химического состава пелитового материала отложений связаны в основном с обстановками осадконакопления, а не с характером выносившегося из кор выветривания терригенного материала. Последнее особенно четко проявилось в том, что в изученных объектах отмечается обогащение пелитового материала некоторыми из тех элементов, содержание которых по профилю кор выветривания уменьшалось, и, наоборот, обеднение теми, которые в корах накапливались. Так, в юрский период (в обстановке гумидного климата) при выветривании формировавшийся на водосборах материал резко обогащался железом, существенно марганцем и незначительно алюминием. Пелитовый же материал юрских пород, наоборот, резко обогащен алюминием и обеднен железом и марганцем. В меловой период (в аридном климате) остаточный материал был относительно обеднен железом, а в пелитовом материале меловых пород наблюдается возрастание его содержания.

Говоря об ограниченности применения принципа актуализма в палеогеографии, нельзя не напомнить следующее. Использо-

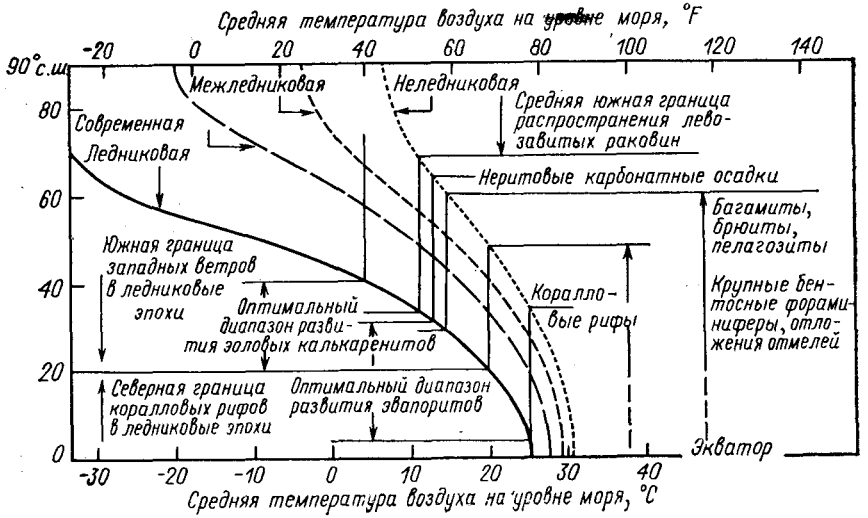


Рис. 1. Широтные градиенты температур для современного, ледникового, межледникового и неледникового периодов, определенные и рассчитанные по средним температурам воздуха на уровне моря (по Р. В. Фэйрбриджу [1970 г.]).

вание принципа актуализма невольно предполагает, что современная эпоха геологически «нормальная», т. е. что она типична для большей части геологической истории Земли. Однако это не так. В настоящее время, как подчеркивал Р. В. Фейрбридж [159], Земля переживает межледниковую стадию четвертичного периода в фазе убывания «ледниковой» эпохи, которая весьма редко проявлялась в прошлом. Поэтому на протяжении последнего миллиона лет климат характеризуется как исключительный и нетипичный по сравнению с климатами, предшествовавшими ему. Насколько существенно отличны от современных были условия осадконакопления в прошлом, можно проиллюстрировать таким примером. Согласно данным изучения палеотемператур изотопным методом температура в глубоководных частях океана в палеогеновый период была по меньшей мере 8° С. Сейчас же почти повсюду в таких условиях она около 1—2° С. Существуют оценки, что во время геологически «нормального» палеоклимата в средних широтах температура воды в океане и воздуха была выше на 10, в экваториальной зоне — на 3—5, а в полярных областях — на 20° С, чем в наше время [159] (рис. 1).

Сложность палеогеографических реконструкций обусловлена не только ограниченной возможностью использования принципа актуализма, но и тем, что часто разные геологические процессы могут приводить к одинаковому результату. Поэтому нередко по имеющимся геологическим документам нельзя сде-

лать однозначного вывода о причинах, обусловивших их образование. Например, кварцевые пески могут возникнуть в результате: а) размыва и отложения глубоко разложенного в корах выветривания материала; б) очень длительного механического переотложения первично более разнородного песчаного материала; в) «довыветривания» песчаного материала в зоне осадконакопления (в обстановке богатой органическим веществом сильнокислой среды); г) переотложения более древних кварцевых песков и песчаников. С учетом изложенного достаточно обоснованные палеогеографические реконструкции возможны только на основании комплексного подхода к изучению геологических объектов. Методологическая необходимость такого подхода следует из того, что ничто в природе не существует вне сферы действия основного из законов диалектического материализма — закона всеобщей связи явлений.

Палеогеография призвана выявлять для того или иного отрезка геологического времени изменения физико-географических условий в пространстве. Поэтому палеогеографические исследования всегда проводятся в пределах определенной площади. Без этого не может быть палеогеографии. В связи с этим понятие комплексности исследований в палеогеографии имеет более широкий смысл, чем, скажем, в литологии или минералогии. Комплексность в данном случае означает не только разностороннее, наиболее полное изучение какой-то породы, сочетания пород или минералов, но и изучение всей совокупности объектов в пределах какого-то стратиграфического интервала и определенной площади. Если площадь исследования недостаточно велика, то нет и комплексного подхода.

Идеальным случаем является проведение палеогеографических исследований в пределах целой естественной седиментационной области, т. е. на территории, включающей как древнюю зону осадконакопления, так и прилежащие к ней водосборные пространства, поставлявшие в нее осадочный материал. К сожалению, это редко возможно. Поэтому на таких объектах целесообразно проводить специальные методические палеогеографические работы, направленные на выяснение возможности использования тех или иных особенностей осадочных пород и в первую очередь закономерностей изменения этих особенностей во времени и пространстве для палеогеографических реконструкций.

Палеогеографические исследования, как и выяснение закономерностей литогенеза, можно сравнить с решением уравнений со многими неизвестными. Они также требуют сокращения количества неизвестных, представляющих собой чаще всего непосредственно независимые друг от друга причины, воздействующие на осадочное породообразование. При изучении отложений целой естественной седиментационной области несомненно легче, чем при изучении какой-то ее части, выяснить, когда

и какой фактор мог влиять на изменения осадконакопления, что и позволяет уменьшить число неизвестных.

В связи с ограниченной возможностью использования актуалистического метода при палеогеографических реконструкциях особое значение приобретает применение метода аналогии для геологических объектов, возникших примерно в одно и то же или геологически близкое время, т. е. по типу «по прошлому о прошлом». Он используется как при наличии сходства у определенных объектов, изученных с разной степенью детальности, так и при различиях между ними. Естественно, если для одного объекта на основе детальных и разносторонних исследований достаточно определенно выяснены физико-географические условия его формирования, то аналогичные условия могут предполагаться и для сходного объекта, хотя для него, может быть, и недостаточно данных для непосредственного суждения об условиях его образования. Такие сходные объекты в дальнейшем могут рассматриваться уже как индикаторы определенных физико-географических условий в пределах какого-то возрастного интервала и региона.

Например, часто остатки древних кор выветривания используются для выяснения климатических условий в прошлом. Это выяснение основывается на сравнении особенностей древних кор выветривания с выявленными для современных, образовавшихся в определенных климатических условиях. Далее принимается, что сходные древние и современные коры выветривания формировались в тождественных климатических обстановках.

Однако такой подход не безупречен. Вследствие эволюции природных условий в прошлом коры выветривания, аналогичные современным, могли формироваться и в существенно иных климатических и других обстановках. В этой связи напомним утверждение В. П. Петрова [113] о том, что если коры выветривания разновозрастны, то даже одинаковые по петрографическому составу породы дают разные продукты выветривания.

Правильнее использовать иной метод. Сначала выделить в пределах какого-то региона разновидности древних кор выветривания определенного возраста. Затем на основании комплексного литолого-палеогеографического изучения одновозрастных с ними отложений провести реконструкцию климатической обстановки их формирования. После этого уже нахождение в смежных районах аналогичных одновозрастных или близких по возрасту кор выветривания может рассматриваться как индикатор определенных климатических условий, существовавших в областях их формирования. Такие заключения будут особенно надежными, если на тех же комплексах пород в этом же регионе в близкую геологическую эпоху, в обстановке иного климата формировались существенно отличные коры выветривания. Такой прием, в частности, был применен нами ранее при изучении

мезозойских отложений Ферганской впадины [25]. Сходным образом могут быть намечены и иные индикаторы палеогеографических обстановок далекого прошлого.

В общем, нам представляется, что при палеогеографических исследованиях не так важно стараться найти в древних отложениях возможные аналоги современных осадков с тем, чтобы затем проводить реконструкции на основе принципа актуализма, как важно вырабатывать методы и приемы, позволяющие непосредственно по особенностям этих древних осадочных образований судить о физико-географических обстановках их формирования. Такой путь более сложный, но он единственно правильный. Совершенствование и разработка таких методов и приемов, внедрение их и широкое использование — таковы основные условия для дальнейшего развития современной палеогеографии. Существенное значение при этом может иметь проведение специальных экспериментальных исследований.

СПЕЦИФИКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ, ОБУСЛОВЛЕННАЯ НЕПОЛНОТОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

Единственной материальной основой для выявления характера древних ландшафтов и истории их развития как в районах накопления осадков, так и в областях сноса является изучение сохранившихся доныне и доступных для исследования осадочных пород и содержащихся в них органических остатков. По существу, в палеогеографии могут быть реконструированы лишь те черты древних ландшафтов, которые в какой-то мере сказались на особенностях пород или органических остатков.

К сожалению, геологических объектов, по которым можно проводить палеогеографические реконструкции, из-за неполноты геологической летописи имеется не так уж много. Это обусловливает основные трудности палеогеографических исследований.

Геологическая летопись запечатлена в горных породах и органических остатках, заключенных в них. Однако в любой момент геологической истории осадконакопление осуществляется лишь в отдельных участках земной поверхности, в других же обычно, наоборот, происходит разрушение ранее образовавшихся горных пород и осадков. Уже это обусловливает неполноту летописи. Она усугубляется тем, что в последующие этапы геологической истории накопившиеся осадки или образовавшиеся из них породы могли неоднократно подвергаться частичному или полному уничтожению. При этом уничтожение могло вызываться как процессами эрозии, так и вовлечением осадочных толщ в большой геологический круговорот, в результате чего они, попав в зоны повышенных давлений и температур, превращались в метаморфические породы или, подвергнувшись

переплавлению в недрах Земли, служили материалом для образования магматических пород. И, наконец, неполнота геологической летописи связана и с тем, что осадконакопление, как правило, является процессом прерывистым и представляет собой чередование накопления осадков с отсутствием его и даже с частичным уничтожением ранее образовавшихся. При этом зачастую время, в течение которого осадки в зоне осадконакопления не отлагаются, несравненно больше, чем моменты их накопления. Такой процесс часто происходит на современных океанических и некоторых морских пляжах, которые во время сильных штормов иногда полностью уничтожаются, а в тихую погоду вновь нарастают. Периодическое уничтожение части осадков ярко проявляется также при накоплении соляных толщ. В моменты аномально интенсивного поступления в места соленакопления относительно слабоминерализованных вод значительная часть ранее образовавшихся солей растворяется. Эти процессы могут повторяться неоднократно.

Чередованию этапов накопления осадков с этапами отсутствия его или частичного уничтожения осадков обязано образование многих костеносных и желваковых горизонтов, пластов с концентрированными органическими остатками и запечатанных (сложенных осадочным материалом, отсутствующим во вмещающих породах) нептунических даек.

Помимо указанного надо иметь в виду, что не все геологические объекты, даже вошедшие в геологическую летопись, могут быть доступны для изучения в настоящее время. Многие осадочные толщи лежат на значительной глубине под толщами пород более молодого возраста. Часть из них постепенно вскрывается буровыми скважинами и горными выработками при разведке и добыче полезных ископаемых и становится в какой-то мере доступной для изучения, но многие толщи еще очень долгое время будут недосягаемы для человека.

Очень существенно и то, что судить об эволюции органического мира и выяснять условия образования древних осадков позволяют главным образом палеонтологические данные — остатки животных и растений, сохранившиеся в осадочных, а в редких случаях и в метаморфических породах. Такие остатки далеко не полностью отражают и систематический состав, и распространенность древних организмов, т. е. обладают существенной неполнотой захоронения. Обусловливают ее как отмеченная выше неполнота геологической летописи, так и особенности захоронения и сохранения доныне самих органических остатков.

Прежде всего надо иметь в виду, что в осадочных породах сохраняются остатки лишь ничтожной части ранее существовавших представителей животного и растительного мира. Как правило, остатки животного мира представлены в той или иной мере сохранившимися твердыми скелетными образованиями —

чаще всего раковинами или костями. Значительно реже встречаются отпечатки организмов, в том числе и не имевших скелета. О развитии же растительного мира приходится судить преимущественно по отпечаткам вегетативных частей растений или по остаткам спор и пыльцы. У некоторых растений, например у одноклеточных диатомовых, сохраняются в ископаемом состоянии скелетные образования.

Избирательность захоронения остатков древних организмов приводит к тому, что наблюдается резкое различие между существовавшими ранее биоценозами и посмертным скоплением их остатков, т. е. танатоценозами *. Кроме того, необходимо отметить, что в осадочных породах остатки животных и растений, как правило, находятся не в прижизненном положении, а в переотложенном, т. е. захоронились не на месте их обитания. Поэтому иногда совместно встречаются остатки представителей органического мира, обитавших в разных местах, а изредка даже живших в разное время.

Трудность восстановления древних растительных и животных сообществ возрастает при переходе от поздних этапов развития органического мира к ранним. Это связано как с увеличением неполноты геологической летописи с переходом к более древним отложениям, так и с тем, что на ранних этапах развития существовали организмы без твердого скелетного образования, могущего сохраниться в отложениях. С переходом ко все более ранним этапам развития биосферы все труднее по остаткам органического мира судить об условиях, в которых обитали организмы, а следовательно, и об обстановках накопления древних осадков. Это вызвано тем, что об условиях обитания древних организмов и растений в общем приходится судить по условиям, в которых обитают современные представители органического мира, сходные по морфологическим особенностям с древними. Однако не всегда можно провести такую параллель. Многие современные представители животных живут в условиях, резко отличных от тех, в которых обитали близкие им более древние формы. Например, современный индийский слон живет в тропическом климате, а мамонт обитал в суровых условиях севера. Современные животные морские лилии живут часто на больших глубинах, в то время как древние их представители обитали в условиях небольших глубин.

Таким образом, имеется много объективных причин, затрудняющих выяснение характера ландшафтов прошлого и эволюции биосферы Земли, особенно наиболее ранних ее этапов, причем главной из них несомненно является неполнота геологической летописи.

---

* Танатоценоз (танатос — смерть, ценос — общий) — совокупность захороненных остатков мертвых организмов, как живших на месте их нахождения, так и принесенных (иногда издалека) течениями, ветром и т. д.

Большая научная и практическая значимость выяснения закономерностей формирования геологической летописи обусловила возникновение специальной отрасли знания — тафономии. Основные положения ее были разработаны И. А. Ефремовым [42], определившим тафономию как новое направление в палеонтологии и исторической геологии, представляющее собой учение о захоронении и образовании местонахождений животных и растений, или о закономерностях формирования геологической летописи. Одновременно И. А. Ефремов полагал, что параллельно с тафономией должно развиваться учение о закономерностях сохранения в геологической летописи осадков. Это научное направление он предложил называть литолеймономией. Естественно, что поскольку объектами тафономии являются остатки разнообразных организмов, которые захороняются в определенных осадках или возникших из них породах, постольку совместное изучение процессов тафономии и литолеймономии может позволить правильно оценить не только ход формирования геологической летописи, но и закономерности, обусловливающие ее неполноту [166], а также иногда существенно уточнить условия формирования осадков.

Важность использования основных положений тафономии при палеогеографических реконструкциях была показана еще И. А. Ефремовым. Так, результаты тафономического анализа многих местонахождений позвоночных в Центральной Азии позволили ему заключить, что этот регион в меловом периоде представлял собой заболоченную низменность с богатейшей флорой и фауной [42], а не древнюю центральноазиатскую пустыню, как было принято считать раньше.

Из-за неполноты геологической летописи при палеогеографических исследованиях могут быть реконструированы лишь наиболее общие, устойчиво существовавшие компоненты древних ландшафтов, причем только те из них, которые прямо или косвенно влияли на особенности древних осадков или нашли отражение в сохранившихся органических остатках. Поэтому в палеогеографии возможны лишь общие представления о древних ландшафтах. Кроме того, поскольку реконструкции всегда проводятся для какого-то интервала геологического времени (нашедшего отражение в определенном объеме осадочного материала), они отражают лишь осредненные черты древних физико-географических условий. Все это обусловливает различия между реконструируемыми ландшафтами и выделяемыми географами в настоящее время. Географ может изучать современные ландшафты сколь угодно детально, однако не может проследить их развития. Геолог же, напротив, хотя и не может из-за неполноты геологической летописи выяснить детали и все особенности древних ландшафтов, но, последовательно изучая разновозрастные отложения, получает представление о развитии ландшафтов.

Геологическая летопись чрезвычайно неполна, но, несмотря на это, палеогеографические реконструкции возможны, благодаря тому что основные ландшафтообразующие факторы (климат, тектонический режим, органический мир) обладают относительной устойчивостью в течение значительных отрезков времени и преемственностью в развитии.

Об определенной устойчивости и преемственности развития физико-географических условий говорит, в частности, так называемый «закон биологической непрерывности». Поскольку жизнь непрерывно продолжается в течение, вероятно, всей геологической истории Земли, то, следовательно, за все это время не могло быть ни всемирных оледенений Земли, ни других каких-либо глобальных катастрофических явлений. Происходившие изменения природной обстановки были настолько постепенны, что органический мир всегда успевал к ним приспособиться. А ведь эволюция живых организмов — достаточно медленный процесс.

СВЯЗЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ

Палеогеография тесно связана со многими геологическими науками, и в частности с литологией, учением о фациях, палеонтологией, стратиграфией, геотектоникой. Неразрывная связь существует между палеогеографией и литологическими и фациальными исследованиями, поскольку они дают возможность на основе изучения осадочных пород судить об условиях их образования, без знания которых неосуществимы палеогеографические реконструкции. Поэтому при палеогеографических исследованиях литологические методы широко применяют. Однако эти исследования, в отличие от собственно литологических, проводят обязательно в пределах определенной площади. Чрезвычайно важны для палеогеографии результаты палеонтологических исследований, так как остатки древних организмов обычно не только наиболее достоверно позволяют судить об условиях образования вмещающих их осадков и пород, но и дают данные о важнейшем элементе древних ландшафтов — органическом мире.

Палеогеографические реконструкции могут осуществляться лишь при достаточно дробном расчленении геологических разрезов и надежной корреляции их между собой. Это определяет очень тесную связь палеогеографии со стратиграфией. Иногда, особенно при плохой палеонтологической охарактеризованности отложений, стратиграфические вопросы приходится решать в значительной мере в процессе палеогеографических исследований. Существует даже подгруппа палеогеографических методов стратиграфического расчленения в корреляции разрезов [51].

Необходимо помнить, что отложения, считаемые по палеонтологическим данным как одновозрастные, в действительности могли образоваться в несколько различное время. Игнорирова-

ние такой возможности может привести к неверным палеогеографическим построениям.

Предположим, что в трех районах, расположенных с запада на восток, на древних отложениях с перерывом залегают более молодые, в общем одновозрастные отложения (например, валанжинские), кровля которых в трех изученных разрезах не сохранилась. В западном разрезе они сложены грубообломочными, в среднем — песчаными, а в восточном — глинистыми породами. Западнее и восточнее этих районов отложения валанжинского возраста недоступны для изучения или отсутствуют. Если меловые отложения строго одновозрастны, то следует полагать, что в валанжинское время западнее изученных районов располагалась достаточно расчлененная область размыва, с удалением от которой зернистость осадков уменьшалась. Но если с запада на восток происходит омоложение залегающих на древнем комплексе отложений (например, от раннего до более позднего валанжина), то можно предполагать, что область сноса располагалась в начале мелового периода на востоке. При этом осадконакопление первоначально осуществлялось лишь в западном районе вблизи от расчлененной зоны размыва, в последующие же моменты валанжинской истории одновременно происходило как выравнивание области размыва, так и расширение области осадконакопления, в связи с чем имели место уменьшение зернистости отложений во времени и возникновение трансгрессивного налегания более молодых горизонтов на древние толщи.

Необходимость выделения при палеогеографических реконструкциях строго одновозрастных горизонтов можно проиллюстрировать и на примере аллювиальных толщ. Если осадочная толща образовалась вследствие блуждания одной крупной реки, петрографический состав водосборов которой с течением времени значительно изменялся, то возникшие вследствие этого терригенно-минералогические (или терригенно-петрографические) провинции будут равновозрастные. Если же отложения всех разрезов этой аллювиальной толщи будут рассматриваться как одновозрастные, то тогда может сложиться представление о существовании нескольких питающих провинций и возникновении рассматриваемой толщи аллювиальных осадков в результате блуждания не одной реки, а двух или более.

Итак, при палеогеографических реконструкциях, основанных на исследовании отложений, стратиграфия которых плохо или недостаточно детально разработана, наряду с палеогеографическими вопросами приходится решать и стратиграфические, особенно при изучении немых или плохо палеонтологически охарактеризованных осадочных толщ. В таких случаях нередко поступают следующим образом. Принимают один из наиболее вероятных вариантов стратиграфической схемы (сопоставления разрезов). На его основе осуществляют палеогеографические

реконструкции. Если оказывается, что сделанные реконструкции мало правдоподобны, берут за основу другой вариант возможных стратиграфических построений или вносят определенные коррективы в ранее принятый. Снова проводят палеогеографические реконструкции. И так до тех пор, пока не будет получена наиболее правдоподобная картина. Естественно, что в процессе такой кропотливой работы необходимо дополнительно собирать фактические материалы, проверять правильность тех или иных данных и представлений.

Связь палеогеографии с геотектоникой определяется тем, что распределение зон осадконакопления и размыва, а также и некоторые особенности условий осадконакопления обусловлены тектоническими движениями. Многочисленные общие вопросы в этих науках возникли и в связи с представлениями, получившими в последние годы широкую популярность, о больших горизонтальных перемещениях участков земной коры.

Палеогеография тесно связана и с географией, поскольку в ней используются данные учения о зональности географических ландшафтов, некоторые положения климатологии, особенности распределения крупных черт современного рельефа, закономерности, выявленные ландшафтоведением, и т. п.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Роль палеогеографических исследований для геологической практики возрастает, в связи с тем что поиски полезных ископаемых день ото дня в большей мере приходится вести на значительных глубинах и в районах с плохой обнаженностью или даже полностью закрытых. В таких условиях сделать достаточно обоснованные научные прогнозы, где и какие полезные ископаемые следует искать, можно только используя палеогеографические данные.

Различные осадочные полезные ископаемые образуются в определенных физико-географических условиях. Поэтому знание существовавших в геологическом прошлом физико-географических обстановок в каждом конкретном районе абсолютно необходимо для научного прогноза и поисков месторождений. Карты прогнозов немыслимы без палеогеографических исследований. Даже выделение для того или иного времени зон распространения различных климатических обстановок позволяет наметить районы, благоприятные для нахождения некоторых полезных ископаемых в осадочных толщах соответствующего возраста. При поисках же некоторых месторождений полезных ископаемых, например россыпных, важно знать особенности не только древних физико-географических условий, но и петрографического состава древних водосборных площадей. При поисках, разведке и эксплуатации месторождений, связанных с корами выветривания, первостепенное значение зачастую при-

обретает выяснение характера погребенного древнего рельефа и состава пород, его слагающих. Таким образом, по существу, все стороны палеогеографических реконструкций могут быть использованы в геологической практике.

Палеогеографические исследования наряду с выявлением геологической истории того или иного района позволяют предугадать и понять процессы изменения месторождений полезных ископаемых, которые следовали за их образованием под влиянием древнего выветривания, размыва, а иногда и переотложения [125]. Первостепенная роль принадлежит палеогеографическим исследованиям при выяснении возможного местонахождения ловушек нефти и газа, особенно литологического типа.

Не менее важно и научное значение палеогеографии. Палеогеография позволяет наиболее достоверно и наглядно познать геологическое прошлое нашей планеты, выявить закономерности развития природных условий и литогенеза. Познание же закономерностей и причин изменения физико-географических условий в прошлом может дать возможность научного предвидения будущего и, что особенно важно, может позволить оценить вероятные последствия воздействия на окружающую природу человеческой деятельности. Такая же оценка необходима для того, чтобы научно организовать эту деятельность во избежание вредных или даже губительных для человечества ее последствий.

Палеогеографические исследования в значительной мере могут помочь в выяснении условий формирования ряда конкретных осадочных отложений (например, красноцветных толщ разного возраста, джеспилитов, солей и т. п.). Вероятно, первостепенная роль будет принадлежать палеогеографии в решении спора между «фиксистами» и «мобилистами» в выяснении реальных горизонтальных перемещений отдельных участков земной коры. Однако для решения этих и многих других вопросов необходимы не только дальнейшее развитие методов палеогеографии, повышение детальности и достоверности палеогеографических реконструкций, но и привлечение к решению палеогеографических проблем больших коллективов, включающих специалистов, работающих в различных областях геологии.

ГЛАВА 1 ОПРЕДЕЛЕНИЕ
местонахождения области сноса

ПОНЯТИЯ «СУША» И «ОБЛАСТЬ СНОСА» В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Основными в палеогеографии являются понятия «область сноса» и «область (или зона) осадконакопления». По своему смыслу они исключают друг друга: в тот или иной момент геологического времени в определенном участке земной поверхности могла существовать либо область сноса, либо область осадконакопления, какой-нибудь третий вариант быть не мог. Однако фактически все значительно сложнее. При палеогеографических реконструкциях приходится всегда иметь дело с отложениями, сформировавшимися в течение какого-то, часто значительного, отрезка времени, за которое в отдельных местах земной поверхности могли неоднократно чередоваться процессы осадконакопления и размыва. Кроме того, как уже указывалось, и сам процесс осадконакопления часто сопровождается в какой-то мере уничтожением ранее отложенных осадков. Обычно не бывает и значительных по площади зон размыва, в пределах которых не происходило бы отложения осадочного материала.

Итак, в палеогеографии из-за осредняющего действия геологического времени и неполноты геологической летописи области сноса и осадконакопления приходится выделять исходя из геологических процессов, преобладавших в течение соответствующего интервала времени. Другими словами, в основу выделения этих областей берется суммарный геологический результат, который существовал к концу изучаемого этапа геологической истории. Так, если в каком-либо районе за интересующее время образовались определенные осадки, такой район рассматривается как область осадконакопления, если же к концу этого времени осадки отсутствовали — как область сноса. Лишь в редких случаях для значительных отрезков геологического времени выделяются зоны, принадлежавшие то к области сноса, то к области осадконакопления.

Под областью сноса принято понимать достаточно длительно существующую зону размыва, поставляющую обломочный и растворенный материал в область осадконакопления. Области сноса представляют собой обычно участки земной коры, испытывающие устойчивое поднятие. В настоящее время они составляют лишь часть суши, поскольку в пределах последней всегда отмечаются различного размера площади, на которых происходят не процессы размыва, а накопление осадочного материала. Помимо этого могут существовать и подводные области сноса.

Если исключить подводные области сноса, понятия «суша» и «область сноса» в палеогеографии часто выступают почти как синонимы. Это связано с тем, что и длительно существующая суша, и устойчиво существующая область сноса, как правило, представляют собой участки земной поверхности, испытывающие поднятие. На тектонически же приподнятых участках земной коры денудация преобладает над аккумуляцией отложений. Естественно, что в таких условиях из-за все увеличивающейся глубины эрозионного среза в конечном счете подавляющая часть наземных осадков уничтожается. Кроме того, вследствие действия силы тяжести осадки всегда стремятся занять наиболее низкий гипсометрический уровень, поэтому на суше наземные осадки, если брать достаточно большой отрезок времени, должны быть неустойчивы, тем более что в наземных условиях энергия рельефа значительно больше, чем в подводных [114]. Таким образом, осадочные образования, возникающие в рассматриваемых условиях, являются эфемерными, неустойчивыми и в итоге, как правило, не входят в геологическую летопись. Вследствие последнего области устойчивого существования древней суши обычно и выступают при палеогеографических реконструкциях как единые области сноса.

Следует подчеркнуть, кроме того, что обилие рыхлого осадочного материала на современной суше (т. е. обилие местных зон накопления осадков) вряд ли было свойственно древней суше на протяжении большей части геологической истории нашей планеты. Ведь основной причиной широкого распространения рыхлого материала на суше в настоящее время является закрепление его растительным покровом. Но почти повсеместное развитие этого покрова, как будет показано в заключительной части работы,— характерная особенность лишь относительно недавнего этапа геологической истории Земли. До силурийского периода наземной растительности вообще не было. Позже долгое время растительный покров приурочивался лишь к низменным заболоченным участкам суши. Почти повсеместное распространение по поверхности суши наземной растительности — черта, совсем не типичная для Земли, если рассматривать всю геологическую историю ее существования, а не ограничиваться лишь фанерозойским этапом.

Естественно, что при отсутствии растительного покрова рыхлый осадочный материал, образующийся при разрушении пород в наземных условиях, легко подхватывается поверхностными водами или ветром, которые уносят его от места возникновения. Этот материал может многократно отлагаться в тех или иных местах суши. Однако без закрепления его растительностью отложение обычно неустойчиво, так как под действием текучих вод и ветра материал переотлагается до тех пор, пока не попадает на дно водоемов. Лишь там, как правило, он входит в геологический разрез.

Таким образом, возможно, на древних сушах, лишенных растительного покрова, сколько-нибудь постоянного накопления осадочного материала и не происходило. Это также должно было способствовать тому, что устойчиво существовавшие древние суши обычно при палеогеографических реконструкциях представляются едиными областями сноса.

Для настоящего времени, как и для любого момента прошлого, понятие «суша» вполне определенно, так как наземные и водные условия качественно различаются и взаимоисключают друг друга. Однако в палеогеографии эта определенность часто теряется, так как рассматриваются достаточно длительные отрезки времени, в течение которых происходило неоднократное перемещение границы суши и водоемов. Напротив, для современной эпохи подчас трудно различать границы области сноса и осадконакопления, поскольку размыв областей сноса в какой-то мере сопровождается накоплением осадков (делювиальных, пролювиальных, эоловых, аллювиальных), а осадконакопление — размывами. Зато при палеогеографических реконструкциях различия между областями сноса и осадконакопления из-за осредняющего влияния геологического времени выступают более рельефно и отчетливо. Наличие отложений определенного возраста — несомненный показатель отсутствия в соответствующее время на месте их формирования области сноса.

Иногда в палеогеографии области сноса подразделяют по устойчивости во времени на: а) *устойчиво существующие* и б) временные. Среди устойчиво существующих различают следующие области сноса: 1) с постоянными границами (ограниченные крупными, длительно действующими разломами, подобными Талассо-Ферганскому разлому в юрском периоде); 2) с изменчивыми границами, но с постоянным расположением района наибольшего размыва (Фенно-Скандинавский щит в течение большей части палеозойской и мезозойской эр); 3) блуждающие, у которых район наиболее интенсивного размыва мигрирует во времени (область сноса, ограничивающая Ферганскую впадину в меловом периоде с юга) [125].

Временные области сноса обычно значительно меньше по размерам, чем устойчиво существующие. Как правило, они располагаются внутри областей осадконакопления и лишь временами представляют собой зоны размыва. Существование их вызывает переотложение осадочного материала, уменьшение мощностей осадков, возникновение следов размывов, выпадение некоторых стратиграфических горизонтов. Примером такой области сноса является район современного хр. Кугитангтау в раннемеловую эпоху (см. конец главы).

АНАЛИЗ ОБЩЕГО ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРА ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Необходимым условием для заключения о существовании в каком-то районе в определенное время в прошлом области сноса является отсутствие в нем отложений соответствующего возраста. Это необходимое, но не достаточное условие, поскольку уничтожение тех или иных отложений могло произойти и в более позднее время, т. е. в результате существования области сноса на каком-то этапе всей последующей геологической истории.

Одним из основных приемов выяснения вопроса о том, представлял ли данный район отсутствия отложений в определенное время область сноса, является анализ общего плана расположения фациальных зон в отложениях соответствующего возраста в непосредственной близости от этого района. Если границы зон отчетливо, под большими углами секут контуры района отсутствия таких отложений и особенно если зоны, выделенные с одной стороны района, продолжаются с другой его стороны, можно полагать, что области сноса в интересующее нас время здесь не существовало. Напротив, если границы фациальных зон в какой-то мере повторяют очертания района отсутствия отложений и в направлении приближения к этому району отмечается определенная смена фациальных зон (например, смена глинистых отложений алеврито-песчаными, а последних — грубообломочными) (рис. 2), можно предполагать, что область сноса существовала.

При использовании указанного приема надо иметь в виду, что обычно древняя область сноса меньше области современного отсутствия одновозрастных с ней отложений, поскольку последняя всегда отражает результат максимального увеличения области сноса после отложения соответствующего комплекса осадков вплоть до настоящего времени. Поэтому обычно контуры границ районов отсутствия отложений заметно отличаются по форме от контуров фациальных зон осадочных толщ, возникших благодаря существованию конкретной древней области сноса, а формировавшиеся непосредственно у границы области сноса отложения часто не сохранились и не могут быть изучены. В связи с этим большое значение для определения местонахождения древних областей сноса имеет выяснение характера изменений осадочных толщ вблизи от предполагаемых районов их существования.

При приближении к древней области сноса может наблюдаться общее изменение фаций: смена нормально-морских отложений лагунными и континентальными, что обычно отмечается в разрезах по появлению, а затем и увеличению роли соответствующих пород. Однако подобная смена не является общим правилом. Часто, как прекрасно видно в настоящее

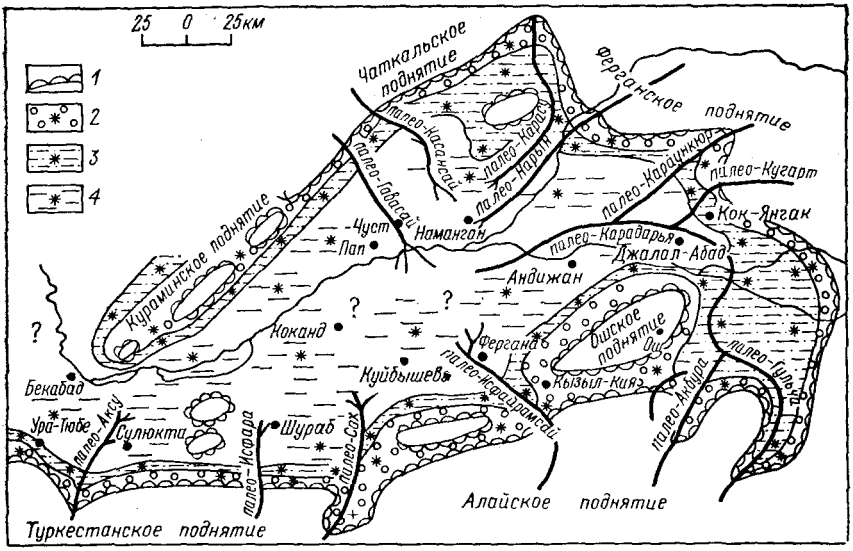


Рис. 2. Характер смены фациальных зон при приближении к областям сноса в отложениях верхнего олигоцена Ферганской впадины (по И. В. Плещенко и А. С. Теленкову [1968 г.]).

1 — границы областей сноса; *2* — веерно-обломочная зона; подзоны: *3* — песчанисто-лёссовая, *4* — лёссовая.

время, зоны континентальных и лагунных отложений могут отсутствовать и тогда к области сноса непосредственно примыкают участки морских отложений. Возможны и любые другие варианты, например выходы лишь континентальных или лагунных отложений. Поэтому указанная смена в пространстве генетических типов осадочных образований служит непосредственным показателем общего приближения к древней области сноса, отсутствие же ее еще ни о чем не свидетельствует.

При приближении к области сноса в общем случае происходит уменьшение мощностей осадочных комплексов и обычно характерны выклинивание стратиграфических горизонтов, увеличение следов перерывов и размывов. Наиболее же показательно и однозначно о местонахождении древней области сноса свидетельствует трансгрессивное налегание все более молодых горизонтов на толщи, слагающие область сноса. Такое налегание, особенно при наличии древних кор выветривания на породах области сноса, очень облегчает палеогеографические реконструкции.

Так, коры выветривания в кровле толщ, подстилающих трансгрессивные комплексы, дают ценную информацию о расположении древней границы области сноса и осадконакопления. Естественно, что если в одном из соседних обнажений изучаемый осадочный комплекс отсутствует, а непосредственно пере-

крывающий его горизонт залегает на коре выветривания более древнего комплекса, то граница соответствующих древних областей сноса и осадконакопления должна проходить между этими пунктами. Если наличие коры выветривания в данном случае не принять во внимание, то нельзя сделать однозначный вывод о расположении границы области сноса, поскольку не исключено, что интересующие нас осадки первоначально отлагались по всей площади, но перед началом (или в начале) отложения перекрывающего комплекса на части этой площади были уничтожены. В ряде случаев, если не принять во внимание соответствующие признаки древнего выветривания, нельзя исключить и возможность тектонического контакта в разрезе, в котором отсутствует изучаемый комплекс отложений, а следовательно, невозможно судить, была ли в соответствующем месте область сноса или осадконакопления.

Иногда для выяснения примерного расположения древней области сноса приходится использовать особенности изменения по площади количества и размерности обломочного материала. В общем случае при приближении к области сноса общая насыщенность осадочных толщ обломочным материалом и преобладающий размер обломков в них возрастают. Однако эту закономерность нередко могут нарушать некоторые локальные факторы: расположение дельт рек и наличие островов [125, 143], увеличение зернистости в зоне развития течений [195], появление крупнозернистых осадков в удаленных от суши участках водоемов, вследствие деятельности мутьевых потоков, и т. п. Кроме того, при приближении к весьма выровненной области сноса может и не происходить увеличения роли и размерности обломочного материала. Все это накладывает известные ограничения на возможность использования указанного правила.

Надежное применение его возможно лишь при проведении наблюдений в достаточно значительном количестве пунктов. В этом случае могут быть составлены схемы изменения роли обломочного материала (или какой-то его гранулометрической разности) по площади путем подсчета процентов его содержания в каждом разрезе, схемы изменения по площади среднего или максимального размера обломков в отложениях определенного возраста. Изменения таких параметров удобно показывать в виде изолиний. Изолинии обычно идут примерно параллельно или под острыми углами к границе области сноса, значительные же их отклонения от общего направления указывают на места впадения рек, наличие островов, существование проливов и другие локальные изменения физико-географических условий.

В полевых условиях для определения гранулометрического состава грубообломочных пород рекомендуется использовать наборы проволочных, фанерных (рис. 3) и т. п. рамок с размерами внутреннего прямоугольного отверстия 4 и 6, 8 и 12, 16 и 24 [125] или 3 и 4, 6 и 9, 12 и 15 см [16]. При помощи таких

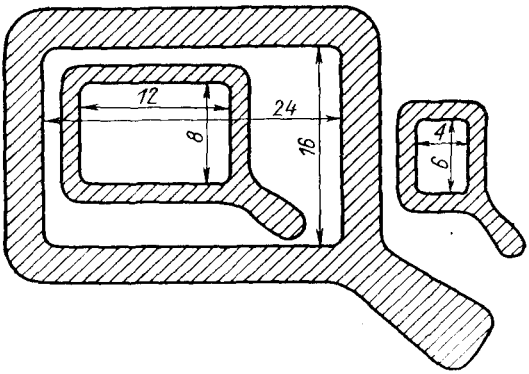


Рис. 3. Набор рамок (фанерных или из оргстекла) для определения гранулометрического состава грубообломочных пород в полевых условиях. Размеры даны в сантиметрах.

рамок можно, прикладывая обломки длинной осью к соответствующим их сторонам (рис. 4), легко подразделить обломки на 7 классов.

Могут быть использованы рамки и других размеров и в ином количестве, в зависимости от особенностей изучаемых пород и целесообразной детальности, нужно только стремиться, чтобы размеры сторон образовывали последовательный ряд, близкий геометрической прогрессии. Например, при детальных работах удобен набор 2,5 и 3,2, 4 и 5, 6,3 и 8, 10 и 12,5, 16 и 20, 25 и 31,5 см. Для подсчета обычно берут 100—200 обломков, подряд отобранных по какой-то намеченной линии, либо с определенной площади, либо из какого-то объема пласта. После выяснения процентного содержания обломков каждого класса могут быть построены нарастающие кривые гранулометрического состава и по ним высчитаны значения медианного размера и коэффициенты сортировки, а также некоторые другие коэффициенты [125]. Чтобы установить изменение соответствующих характеристик по площади, выражают их в виде изолиний. Если гранулометрический состав определялся на разных уровнях изучаемого стратиграфического подразделения, то предварительно подсчитывают средние данные.

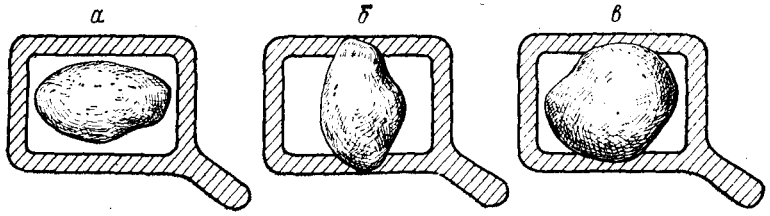


Рис. 4. Схема определения размерного класса окатыша с помощью фанерной рамки.

а, б — большая ось окатыша проходит в просвет по длине рамки, но не проходит поперек ее (класс 8—12); *в* — большая ось окатыша меньше длинной стороны рамки, но ширина его близка или равна длине (класс 8—12 см).

В тех случаях, когда грубообломочные породы изучаются по берегам рек и других водоемов, можно определять средний объем обломков путем погружения определенного их количества в градуированный сосуд (например, ведро) с водой. Зная объем вытесненной грубообломочным материалом воды и количество обломков, путем деления первого значения на второе можно определить средний объем обломков. Считается [128], что средний объем обломков уменьшается по мере удаления их от источников сноса, а следовательно, этот параметр может также применяться для реконструкции положения области сноса.

Для восстановления положения области сноса могут также использоваться и изменения среднего размера обломков. Его легко определить, разложив вплотную по прямой линии несколько десятков обломков и измерив их общую длину. После деления последней на число обломков получается средний размер обломков [16, 125]. При этом можно при отчетливой уплощенности обломков, соответствующим образом раскладывая их, определить средний размер обломков по длинной, короткой или средней оси.

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ И ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

Для выяснения расположения древней области сноса очень важно определить петрографический состав обломков пород в изучаемых отложениях. Если среди обломков отмечаются породы, характерные только для одной зоны современного отсутствия одновозрастных толщ, то, естественно, именно на месте этой зоны и располагалась соответствующая область сноса. Чем крупнее изученные обломки, тем надежнее результаты, поскольку более крупные обломки переносятся на меньшее расстояние от области сноса, чем мелкие. Кроме того, мелкие зерна, например песчаной и гравийной размерности, могли неоднократно переотлагаться. Еще менее надежны данные изучения минерального состава алеврито-песчаных пород. Лишь в редких случаях при определенной специфике петрографического состава пород области сноса (обилие метаморфических или магматических пород со специфическим комплексом акцессорных минералов, наличие размывавшихся месторождений и т. п.) по комплексу обломочных или по особенностям распределения по площади отдельных минералов можно достаточно надежно судить о местонахождении области сноса [38]. Иногда для решения вопроса о ее расположении используют данные по типоморфизму минералов, характеру включений в них [63, 93, 103].

По существу, использование особенностей и характера изменения вещественного состава обломочных компонентов отложений для суждения о местонахождении области сноса, за счет

разрушения которой они сформировались, заключается в применении двух групп методов.

1. Выявление среди изучаемых отложений таких компонентов (обломков пород, минералов, ассоциаций обломков пород или минералов, некоторых разновидностей минералов), которые могли попасть в осадки лишь благодаря приносу из определенного района развития более древних пород. Одновременно, естественно, изучают и толщи тех древних пород, которые могли слагать соответствующие области сноса. Такое изучение осадочных образований и толщ древних пород целесообразно проводить на одном и том же уровне организации вещества. Например, при обнаружении обломков гранитов среди галек грубообломочных пород следует выяснить, в каких районах отсутствия одновозрастных отложений (в районах возможного местонахождения областей сноса) находятся толщи с такими же гранитами. Если среди акцессорных минералов встречена ассоциация, характерная для некоторых метаморфических пород (положим, ставролит, дистен, силлиманит), необходимо установить, в каком из районов возможного расположения областей сноса могли быть материнские породы, содержащие ее.

В общем, если в изучаемых отложениях обнаружен какой-то специфический компонент, местонахождение материнских толщ которого установлено (причем только в одном из районов, могущих быть областями сноса), то становится известным и положение соответствующей области сноса. Конечно, выводы получаются более надежными при обнаружении нескольких подобных компонентов. Если местоположение материнских пород достаточно локализовано, то, зная места нахождения соответствующего специфического компонента, можно даже «трассировать» пути его перемещения от места мобилизации материала, его содержащего, до захоронения.

В некоторых случаях определенную помощь оказывает и отсутствие необходимой связи между вещественным составом осадочного материала изучаемых пород и составом толщ, слагающих район одного из предполагаемых местонахождений области сноса. Такой подход менее очевиден, чем определение расположения области сноса по общности в составе осадочных толщ и вероятных для них областей сноса, поэтому несколько позже мы еще вернемся к этому вопросу.

2. Выяснение закономерностей изменения особенностей осадочных пород по площади. Так, о наличии в определенном месте области сноса можно судить по повышенному содержанию вблизи от него обломков одних пород или минералов и пониженному других (рис. 5, 6), по тяготению к нему отложений, принадлежащих к какой-то специфической терригенно-петрографической или терригенно-минералогической провинции, по изменению содержания некоторых разновидностей обломков пород или минералов по мере удаления от места сноса.

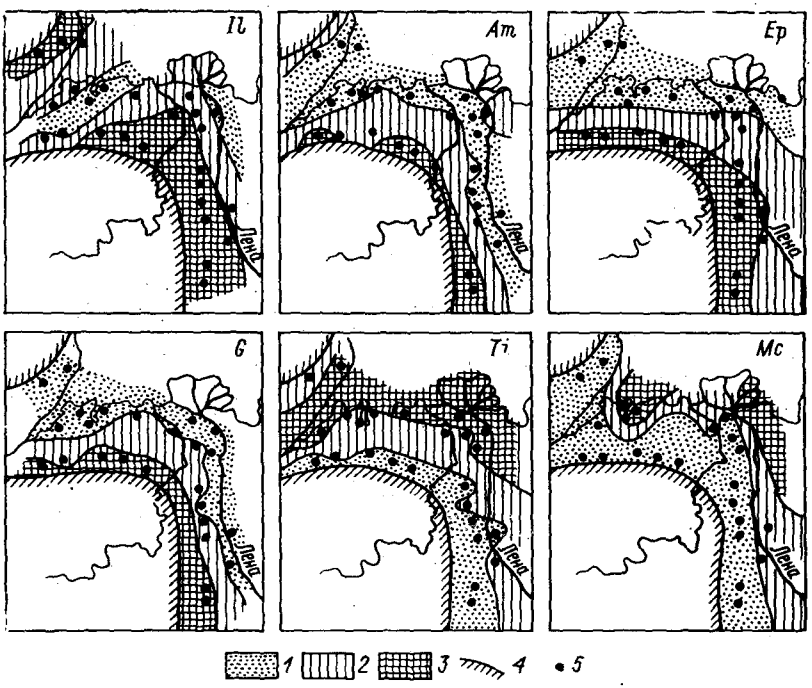


Рис. 5. Закономерное изменение средних содержаний некоторых тяжелых минералов при удалении от древних областей сноса в нижнеюрских отложениях севера Центральной Сибири (по М. Е. Каплану и З. З. Ронкиной [1971 г.]).

Il — черные рудные (%): *1* — <10, *2* — 10—25, *3* — >25; Am — амфиболы (%): *1* — <1, *2* — 1—5, *3* — >5; Ep — эпидот (%): *1* — <10, *2* — 10—25, *3* — >25; G — тяжелая фракция (вес. %, без аутигенных минералов): *1* — <1, *2* — 1—3, *3* — >3; Ti — лейкоксен и титанистые трудноопределимые минералы (%): *1* — <10, *2* — 10—25, *3* — >25; Mc — слюды и хлориты (%): *1* — <5, *2* — 5—20, *3* — >20; *4* — границы бассейна; *5* — разрезы.

По существу, почти любые изменения в распределении обломочных компонентов по площади распространения осадочных толщ могут быть использованы при решении вопроса, являлась ли та или иная территория, в пределах которой отсутствуют одновозрастные отложения, в соответствующее время областью сноса или осадконакопления. Правда, на основании этих данных выводы не всегда будут однозначными или несомненными, но в комплексе с другими фактами они, конечно, будут более определенными.

Большое значение имеет изучение особенностей распределения разновидностей породообразующих обломочных компонентов осадочных пород или общего содержания в них тяжелых минералов. Это связано с тем, что распределение отдельных видов тяжелых минералов, из-за того что их количество выражается обычно в процентах от содержания всех тяжелых мине-

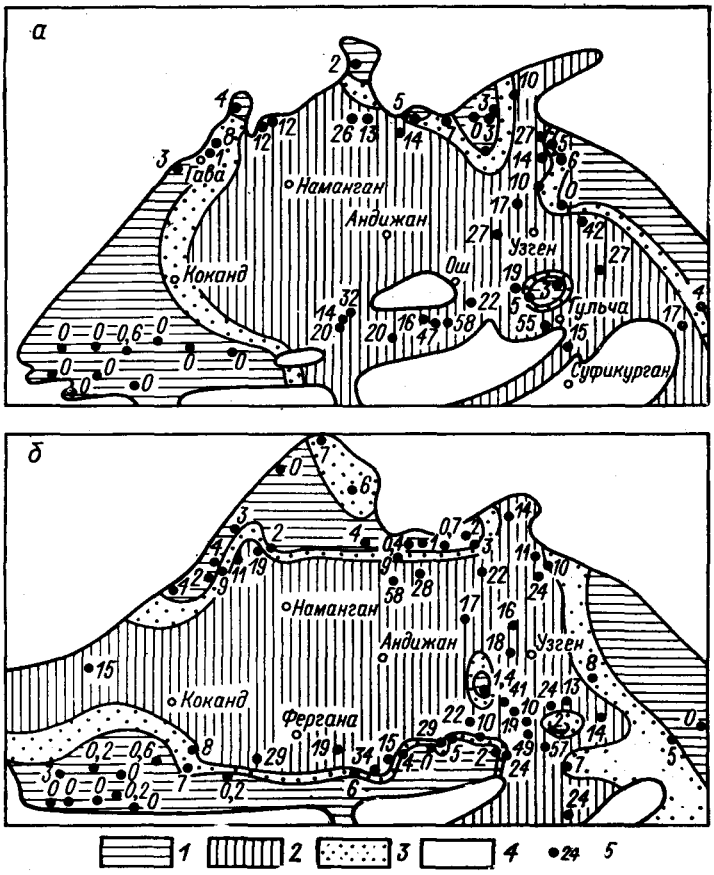


Рис. 6. Схема распространения слюд+хлоритов в нижнемеловых *(а)* и верхнемеловых *(б)* отложениях Ферганской впадины, иллюстрирующая тенденцию к уменьшению содержания этих минералов при приближении к древним областям сноса.

1—3 — области пониженных *(1)*, повышенных *(2)* и промежуточных *(3)* содержаний; *4* — области сноса; *5* — местонахождение разреза или центра их группы и среднее содержание минералов (%).

ралов в породе, часто сильно изменяется лишь в результате колебаний в содержании других минералов. Действительное же содержание ряда тяжелых минералов может значительно изменяться в результате многих причин, причем нередко уже после стадии седиментогенеза, а иногда и после диагенеза [47, 48].

В частности, заслуживает более широкого применения изучение типов обломочного кварца по методике, предложенной Г. Г. Леммлейном и В. С. Князевым [63, 93]. Сущность этого метода заключается в следующем. Фракцию размером 0,5—

0,25 мм помещают в чашечку Петри диаметром 6—8 см и заливают иммерсионной жидкостью с показателем преломления, примерно равным показателю преломления кварца (например, тетрагидронафталином C_4H_{12}). Зерна изучают под бинокулярной лупой при увеличении около 50 раз и под ярким косым освещением сверху. Под чашечку Петри помещают черную пластинку, а между ней и чашечкой — листок белой бумаги, который можно то вдвигать в поле зрения, то убирать, чтобы чередовать черный и белый фон.

После тщательного перемешивания часть зерен оставляют в центре, а остальные отодвигают к краю. Из центральной кучки препарировальной иглой отодвигают одно из крайних зерен. Его просматривают на белом и черном фоне и по характеру включений относят к одному из типов кварца (рис. 7). Так последовательно просматривают 300—400 зерен. При небольшом количестве кварца его предварительно отбирают из зерен, а затем уже изучают в чашечке Петри.

Для графического наглядного изображения полученных результатов для каждого образца (или средних данных по нескольким) строят «звездчатые» диаграммы. Из одной точки проводят восемь лучей, расположенных под углом 45° друг к другу. На каждом луче от центра откладывают отрезок, пропорциональный процентному содержанию соответствующего типа кварца, затем концы отрезков соединяют прямыми

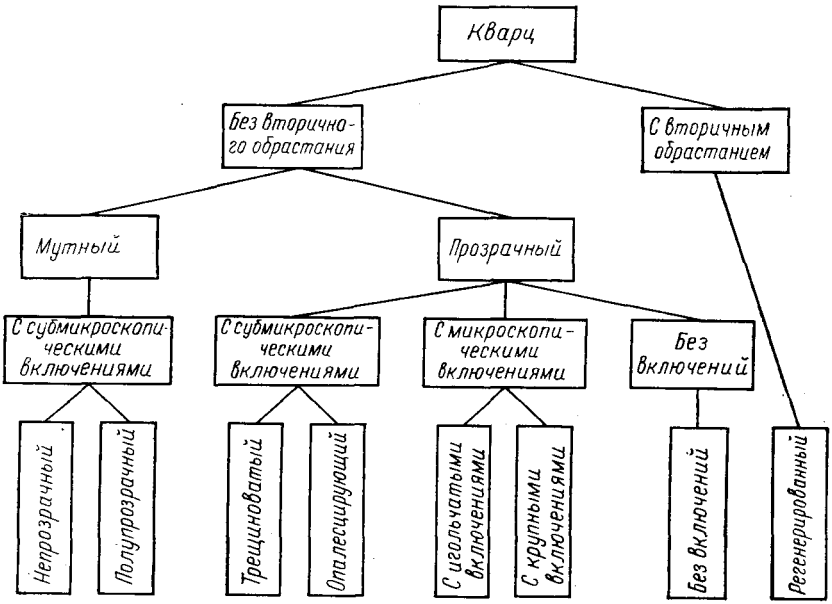


Рис. 7. Схема классификации обломочного кварца (по В. С. Князеву [1958 г.]).

линиями. При этом принята определенная последовательность расположения типов кварца на лучах диаграмм (рис. 8).

Выяснение характера изменения соотношения типов кварца по площади часто позволяет получить дополнительные данные о направлении приноса обломочного материала, а следовательно, о расположении областей сноса, поставлявших обломочный осадочный материал, и степени различия петрографического состава этих областей (рис. 9).

В последнее время высказывались соображения, что по изменению средней плотности кварца обломочных зерен алевритопесчаных пород по площади распространения одновозрастных отложений можно судить о положении области сноса [66]. Сделан вывод, что карты изолиний средней плотности кварцевых зерен надежно фиксируют положение области сноса пониженными вблизи от них значениями. Это объясняется тем, что в седиментационном процессе зерна кварца, содержащие различного рода включения, разбитые трещинками, при переносе легче разрушаются, чем бездефектные. Поэтому по мере удаления от области сноса роль бездефектных зерен в осадке увеличивается, в связи с чем возрастает средняя плотность кварцевых зерен в осадке. Однако такие выводы еще требуют более надежного обоснования. Кроме того, методика определения средней плотности кварцевых зерен и интерпретация полученных данных достаточно трудоемки. Поэтому представляется, что еще преждевременно рекомендовать для использования указанный метод.

В ряде случаев для выяснения вопроса о расположении области сноса могут использоваться данные о возрасте пород, из которых состоят обломки, если возраст толщ возможных областей сноса различный. Такие данные можно получить, на-

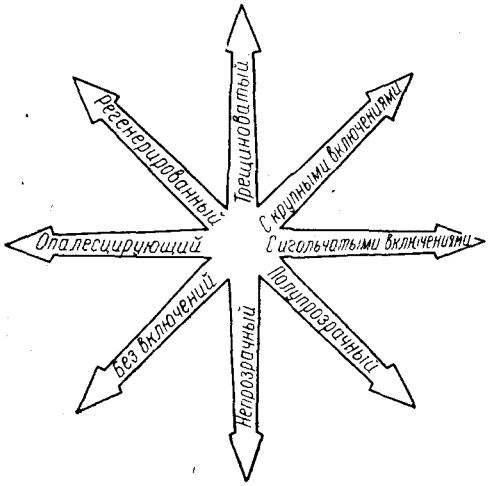


Рис. 8. Схема расположения типов кварца на чертежах (по В. С. Князеву [1958 г.]).

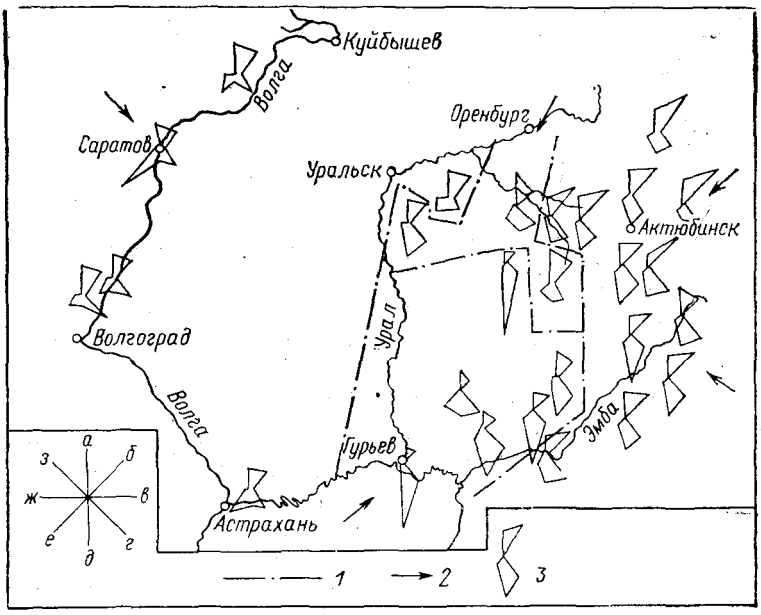


Рис. 9. Пример изменения ассоциаций типов кварца в альбских отложениях Прикаспийской впадины в зависимости от обломочного материала, поступающего из разных областей сноса (по И. Л. Геращенко и Н. С. Окновой [1971 г.]).

1 — границы распространения ассоциаций; *2* — направления сноса; *3* — ассоциации типов кварца; *а—з* — типы кварца согласно расположению, показанному на рис. 8.

пример, в результате изучения остатков микрофауны в известняковых гальках и в массивах карбонатных пород возможных областей сноса.

Положение области сноса можно установить и на основе изучения абсолютного возраста обломков полевых шпатов или некоторых других минералов в алеврито-песчаных породах [69, 129]. Применение этого метода представляет особенно большой интерес для закрытых областей, для которых использование других методов определения источников сноса при скудности кернового материала и относительно редкой сети скважин часто приводит исследователей к неоднозначным выводам. Наиболее эффективным этот метод оказался, например, при реконструкциях, проведенных для мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности [129] (рис. 10). Однако из-за сложности определения абсолютного возраста минералов такие реконструкции могут выполняться лишь при специальных исследованиях и при наличии необходимого оборудования.

Изменение минерального состава глинистых минералов по площади нередко служит хорошим показателем приближения

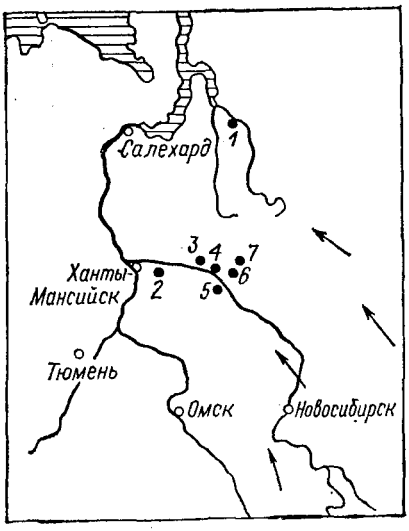


Рис. 10. Схема расположения скважин, из керна которых определен абсолютный возраст терригенных минералов мезозойских пород, и направлений сноса обломочного материала для отложений Среднего Приобья и Пур-Тазовского междуречья (по С. Г. Саркисяну, Б. С. Погорелову и А. С. Туаеву [1975 г.]).

к области сноса. Так, по мере приближения к области сноса иногда отчетливо увеличиваются роль каолинита и примесь свободного глинозема.

Часто считают типичным увеличение роли монтмориллонита по сравнению с гидрослюдой при удалении от области сноса, однако в обстановке аридного климата и повышенной щелочности вод в прибрежных зонах водоемов может наблюдаться и обратная закономерность [25]. Поэтому использовать особенности изменения соотношения по площади гидрослюд и монтмориллонита для выяснения расположения области сноса надо с учетом возможности такой инверсии. Можно надеяться, что для выяснения относительной близости области сноса могут быть использованы особенности распределения и других глинистых минералов. Так, высказываются соображения [78], что преобладание в составе глинистых минералов гидрослюд указывает на удаленность береговой линии, а хлорита — на ее близость. Показателем удаленности от области сноса иногда может быть и степень структурного совершенства определенного глинистого минерала (например, у каолинита в морских обстановках она уменьшается при удалении от берега [155]).

Для выяснения положения области сноса и путей разноса обломочного материала большое значение может иметь применение специального математического анализа. Если из источника, местоположение которого неизвестно, по площади осадконакопления рассеивается какой-то компонент, содержащий определенные примеси, то поле разноса его является реализацией случайного поля. При достаточно массовых определениях состава такого компонента структура его поля рассеивания может быть выяснена на основе вероятностной модели накопления при диффузионном процессе. Это же дает возможность восстановить как положение источника компонента с примесями, так и пути его разноса. Подобный анализ был проведен для выяснения источника и путей переноса иттрийсодержащего граната в аптсеноманском бассейне юго-востока СССР и прилежащих стран

[30]. Конечно, к таким трудоемким методам следует обращаться лишь в тех случаях, когда другие более простые и очевидные приемы не могут быть использованы.

В заключение приведем пример, который иллюстрирует возможность выяснения положения области сноса по отсутствию необходимой связи между составом изучаемых отложений и толщ предполагаемой зоны размыва. При этом, поскольку при палеогеографических реконструкциях всегда необходимо основываться на комплексе данных, приведем и другие материалы, непосредственно имеющие отношение к проблеме выявления древних областей сноса.

Хорошо известно, что в результате последующего размыва могут произойти не только значительные изменения мощности отложений, но и полное их уничтожение. Вот почему выяснение вопроса, являлась ли территория отсутствия толщ определенного возраста в соответствующее время областью сноса или осадконакопления, подчас представляет собой достаточно сложную проблему. Решение ее особенно усложняется в том случае, когда такой район в более позднее время испытал интенсивное поднятие. Одним из таких примеров является территория современной южной половины Ферганского хребта в меловом периоде.

Пока еще нет единодушного мнения о времени возникновения области сноса в южной части современного Ферганского хребта. Одни исследователи считают, что прилегающая к Таласско-Ферганскому разлому северо-восточная часть юрской толщи начала воздыматься и размываться с доггера, другие полагают, что этот процесс начался лишь на границе юрского и мелового периодов, третьи же указывают, что общее поднятие южной половины Ферганского хребта началось лишь в альбе или предполагают начало поднятия в раннемеловую эпоху (после валанжина). Приведенный далеко не полный перечень существующих мнений о времени возникновения области сноса в южной части современной территории Ферганского хребта свидетельствует о том, что рассматриваемый вопрос не может еще считаться решенным. В то же время отмеченный разнобой во мнениях, по-видимому, уже сам по себе говорит о недостаточности фактических данных, на которых эти мнения основывались. В связи с этим приведем некоторые результаты специальных исследований, предпринятых для решения рассматриваемого вопроса.

Изучение восточной части Ферганской впадины показало, что наиболее приближенные к южной половине Ферганского хребта разрезы меловых отложений (рис. 11, разрезы 127, 158, 157, 156) характеризуются наибольшей полнотой нижних частей и согласным залеганием на юрской толще. Меловые же отложения, распространенные несколько юго-западнее от этих разрезов, т. е. дальше от Ферганского хребта (разрезы 113, 130,

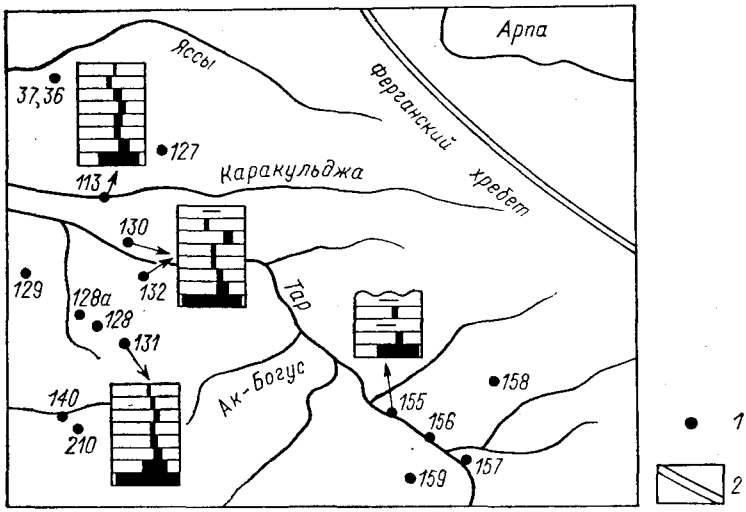


Рис. 11. Схема расположения изученных разрезов меловых отложений вблизи южной половины Ферганского хребта и характера изменения содержания породообразующих обломочных компонентов в некоторых из них.

1 — местонахождение и номер разреза, *2* — Талассо-Ферганский разлом. Секции в колонках соответствуют свитам (в их стратиграфической последовательности), на которые подразделяется меловая толща. В каждой секции слева направо показано среднее для свиты содержание (%) кварца, обломков кремнистых пород (черные участки) и полевых шпатов.

129, 128а, 155, 159), залегают прямо на палеозойских породах, обычно имеющих близ контакта признаки древнего выветривания. При этом самые низы меловых отложений в этих разрезах отсутствуют. Таким образом, в рассматриваемом районе наблюдается отчетливое трансгрессивное налегание низов меловых отложений с северо-востока на юго-запад. Этот факт наряду с уменьшением мощностей стратиграфических подразделений меловых отложений в том же направлении и отчетливым увеличением иногда их грубозернистости показывает, что по крайней мере в неокоме—апте область сноса для рассматриваемых осадочных толщ располагалась не в районе Ферганского хребта, а с противоположной стороны относительно их распространения. На это же иногда указывают текстурные и петрографические особенности меловых отложений: характер преобладающего наклона уплощенных галек в конгломератах, а в некоторых случаях и косой слойчатости в грубообломочных породах, состав галек в конгломератах, указывающий на принос обломочного материала не со стороны южной части Ферганского хребта, а с противоположной. Начиная с альба в связи с общим резким увеличением зоны осадконакопления в Ферганской

впадине за счет областей сноса подобные реконструкции затрудняются. Поэтому приходится основываться на иных данных.

В Юго-Восточной Фергане, в бассейне среднего течения р. Тар, в меловых толщах широко развиты надвиговые структуры, приводящие часто к сдваиванию, а иногда и к страиванию отложений. Анализ геологических материалов показывает, что аллохтонные образования (см. рис. 11, разрезы 128, 131 и 132) до надвигания должны были располагаться где-то восточнее их современного нахождения, т. е. в пределах территории Ферганского хребта, где меловых отложений сейчас не удается обнаружить. Следовательно, сравнивая особенности строения автохтонных и аллохтонных отложений, можно судить о фациальных изменениях (с запада на восток) былых осадков. Такое сравнение показало, что для аллохтонных толщ отмечается увеличение роли глинистых, карбонатных и сульфатных пород по сравнению с автохтонными или замещение эоловых песчаников прибрежно-морских дюн загипсованными тонкослоистыми лагунными отложениями.

Таким образом, можно прийти к выводу, что аллохтонные осадочные образования формировались на большем удалении от древней области сноса, чем автохтонные. Это позволяет предполагать, что в меловом периоде на территории прилежащей части южной половины Ферганского хребта обширная область сноса отсутствовала, т. е. Ферганского хребта здесь не существовало. Еще более однозначно интересующая нас проблема решается путем привлечения данных о составе терригенных компонентов юрских толщ, слагающих Ферганский хребет, и меловых, прилежащих к нему.

Обломочные зерна алеврито-песчаных пород юрских отложений Ферганского хребта имеют преимущественно кварцево-кремнистый состав, причем примесь обломков полевых шпатов в них либо незначительная, либо совсем отсутствует, а глинистым минералам в глинистых породах свойствен гидрослюдисто-каолинитовый состав. Для меловых же отложений, приближенных к Ферганскому хребту, наоборот, как правило, характерно резко пониженное содержание обломков кремнистых пород и весьма повышенное полевых шпатов (см. рис. 11), а для глинистых минералов как глинистых, так и алеврито-песчаных пород свойствен монтмориллонито-гидрослюдистый состав при незначительном распространении каолинита. Из приведенных данных о качественно различном составе терригенных компонентов юрских и меловых толщ следует, что меловые осадки не могли образоваться за счет размыва юрских толщ Ферганского хребта. Такой вывод станет еще более очевидным, если учесть проведенные Чень Ли-жунем специальные исследования литологии современного аллювия р. Карадарьи, в результате которых выявлено, что при размыве юрских толщ Ферганского хребта выносится песчаный материал, в котором

резко преобладают обломки пород, содержание кварца небольшое (около 24%) и совсем или почти совсем (не более 2%) отсутствуют обломки полевых шпатов. Следовательно, на территории южной части Ферганского хребта в меловом периоде не могло существовать области сноса.

Наличие в упоминавшихся выше надвиговых структурах отложений не моложе палеоценовых позволяет предполагать, что процесс осадконакопления в рассматриваемом районе был прерван надвигообразованием, произошедшим в конце палеоцена. С этой эпохой, очевидно, и следует связывать начало формирования южной половины современного Ферганского хребта как орографической структуры первого порядка и возникновение на этой территории устойчивой области сноса. В пользу такого мнения указывает и отсутствие меловых отложений северо-восточнее южной половины Ферганского хребта наряду с широким развитием палеоген-четвертичных. Поскольку вблизи от воздымающегося хребта должны накапливаться продукты его разрушения, этот факт также может рассматриваться как свидетельство начала поднятия хребта в палеогеновый период. Таким образом, можно считать, что на территории южной части современного Ферганского хребта в меловом периоде области сноса не существовало, хотя в пределах ее сейчас и не известны выходы меловых отложений.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД

Для палеогеографических реконструкций очень важно изучить текстурные особенности пород вообще, чтобы определять преобладающую направленность движения среды отложения осадочного материала. Недаром существует особое направление в палеогеографии — динамическая палеогеография [161]. Большое же значение текстурных особенностей для выяснения расположения областей сноса определяется тем, что преобладающее движение осадочного материала происходит вниз по уклону общего склона, верхние части которого обычно принадлежат уже области сноса. Тем самым определяется местонахождение области сноса. Материал может в ряде случаев перемещаться течениями и вдоль берега, т. е. примерно параллельно границе области сноса.

Наибольший интерес представляют косослойчатые текстуры. Косые слойки всегда наклонены в направлении движения среды отложения осадка. Однако из-за изменения этих направлений во времени и в связи с тем, что в пространстве косые слойки также иногда изменяют свою ориентировку (пример тому подветренный склон бархана, за счет последовательного перемещения которого и образуется один из типов косослойчатых текстур), обычно нужно проводить в каждом пункте наблюдения несколько десятков замеров азимута и угла падения косых слой-

ков. В этом случае о преобладающем направлении движения среды судят по преобладающему наклону косых слойков. Многочисленные замеры особенно необходимы при изучении перекрестной слойчатости, сформировавшейся в результате неоднократного резкого изменения направления движения среды, в которой отлагался осадок. При таких замерах в каждой из косых серий определяют залегание одного наиболее круто наклоненного относительно напластования косого слойка. Результаты массовых определений наклона косых слойков часто выражают в виде остроугольных (обычно применяют в СССР) или сегментовидных (особенно принято в американских работах) роздиаграмм, на которых длина луча пропорциональна количеству попавших в соответствующий класс замеров, либо в виде точек, нанесенных на полярные круговые диаграммы, радиусы-векторы которых соответствуют азимутам, а расстояние от центра — углу наклона косых слойков (рис. 12). При построении роздиаграмм границы классов следует выбирать с таким расчетом, чтобы азимуты, отвечающие средним значениям их, совпадали с азимутами севера, востока, юга, запада и промежуточными между ними направлениями (северо-восток, юго-восток и т. п.). Например, удобно выделять классы через 15 (352,5—7,5, 7,5—22,5 и т. д.), 22,5 (348,75—11,25, 11,25—33,75 и т. д.) и через 45° (337,5—22,5, 22,5—67,5 и т. д.).

Если породы дислоцированы, то перед построением диаграмм исправляют сделанные замеры за наклон пластов. Это обычно делают с помощью сетки Вульфа по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом [17, 115, 140]. Для ускорения пересчеты можно проводить следующим образом.

Из картона или оргстекла вырезают линеечку длиной на 4—6 см больше диаметра сетки Вульфа с небольшим выступом в средней части, в котором на линии торца просверливают отверстие так, чтобы линеечку можно было

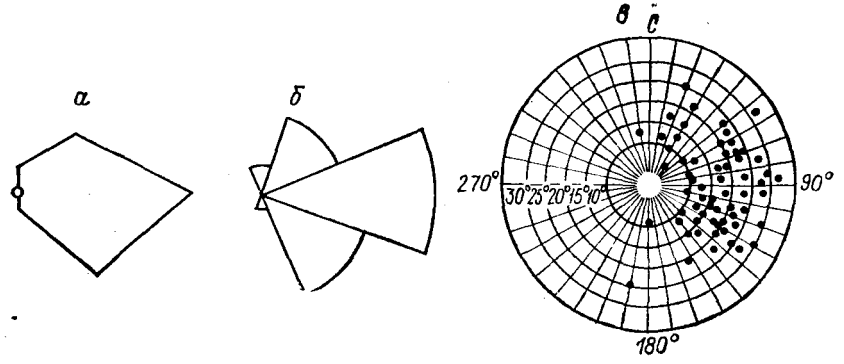


Рис. 12. Наиболее часто применяемые способы изображения результатов массовых определений наклона косых слойков.

а — остроугольная роза-диаграмма; *б* — сегментовидная роза-диаграмма; *в* — полярная круговая диаграмма.

вращать вокруг булавки (иглы), вколотой в стол (или дощечку). Отверстие линеечки совмещают с центром сетки Вульфа, при этом торец ее должен совпадать с диаметром сетки, как бы ни поворачивалась линейка. После этого на торец наносят те же деления, что и на экваторе сетки (можно просто наклеить приэкваториальную часть сетки), и через 10° надписывают значения углов от 0 в центре до 90° на ограничении сетки. На сетке Вульфа по периферии крупными цифрами также через 10° надписывают по часовой стрелке азимуты от 0 до 350°. *Это подготовительная работа, выполняемая* один раз. Пересчет следует проводить двум операторам, так как в этом случае работа значительно ускоряется (более чем в два раза).

Первый этап пересчета. На сетку Вульфа накладывают кусок кальки и кнопками прикрепляют к сетке и столу. На кальке отмечают центр сетки и положение внешнего края нулевого радиуса. После этого сверху кальки кладут линеечку, которую булавкой или иглой закрепляют в центре сетки так, чтобы она могла легко вращаться вокруг булавки. Далее один из операторов из дневника диктует последовательно азимут и угол падения косых слойков, а второй, совмещая торец линеечки с соответствующим значением азимута на внешнем круге сетки, ставит на кальке точку рядом с делением на торце линеечки, отвечающим углу падения слойка. И так последовательно наносят все замеры из одного пункта. После этого аналогичным образом наносят точку, отвечающую элементам залегания пласта, которую помечают особым значком.

Второй этап. Убирают линеечку, открепляют кальку и поворачивают ее вокруг центра так, чтобы точка, отвечающая элементам залегания пласта, попала на экватор сетки. Так как точка, соответствующая горизонтальному положению плоскости, должна располагаться в центре сетки Вульфа, то надо перенести значок залегания пласта в центр по экватору. Это можно иллюстрировать проведением до центра хорошо заметной стрелки. Длина ее будет соответствовать значению угла падения пласта. После этого в том же направлении и на то же количество градусов переносят все точки, отвечающие элементам залегания косых слойков, но каждую по той параллели, на которой она находится. Новые точки лучше ставить другим цветом, а первичные зачеркивать. Если при переносе точки количества градусов на соответствующей параллели не хватит, то перенос продолжают в том же направлении и по одноименной параллели, но в другом полушарии, начиная с края ее.

Третий этап. Кальку открепляют и поворачивают в первоначальное положение (до совмещения метки нулевого радиуса на кальке с его положением на сетке Вульфа). Вновь крепят в центре вращающуюся линеечку. Далее один оператор, медленно вращая линеечку от 0°, при каждом совмещении торца линеечки с исправленной точкой элемента залегания косого слойка последовательно считывает азимут и угол падения его, а другой — записывает исправленные замеры. Эти значения можно не выписывать, так как по расположению точек на кальке легко судить о преобладающем падении косых слойков (если оно есть) или сразу подсчитать количество точек, приходящихся на определенные классы замеров падения, что необходимо знать для построения роз-диаграмм. Кальки сохраняются, что позволяет сравнивать их между собой.

В случае перевернутого залегания пластов техника пересчетов остается той же, однако после вывода точки элементов залегания пласта на экватор для совмещения ее с центром сетки необходимо мысленно переместить точку не прямо к центру, а сначала в противоположную сторону до конца экватора, а затем уже с противоположной стороны до центра. Другими словами, поскольку для придания перевернутому пласту первоначального положения необходимо перевернуть его вокруг линии простирания на угол, равный разности между 180° и углом залегания, то именно на такой угол надо переносить на сетке Вульфа и точку, отвечающую элементам залегания пласта. Естественно, в том же направлении и на такой же угол надо переместить и все точки, отвечающие залеганию косых слойков, но каждую по своей параллели.

Аналогичным образом можно определить первичную ориентировку любых плоскостей и линий, элементы залегания которых были замерены в дислоцированных пластах, в частности ориентировку плоскостей наибольшего уплощения галек.

Большое значение имет изучение ориентировки галек в конгломератах. Методы изучения довольно многообразны и часто включают определение ориентировки отдельных осей галек [125, 128, 160, 217]. Наиболее прост и надежен метод определения азимута линии падения и угла наклона плоскости наибольшего сечения уплощенных галек с последующим нанесением (конечно, после исправления данных в случае нарушенного залегания пласта) результатов замеров в виде точек на полярные круговые диаграммы. Этот метод основан на том, что наибольшее сечение уплощенных галек обычно наклонено против течения, так как в таком положении они приобретают наилучшую устойчивость в потоке. При этом чем больше скорость потока, тем круче их наклон, а следовательно, от верховьев рек к устью гальки будут падать все положе и положе. Поскольку в прибрежно-бассейновых условиях гальки наклонены полого в сторону от берега, то естественно, что в дельтовых — в противоположные стороны. В последнем случае гальки, приобретшие ориентировку под влиянием речных течений, в среднем имеют больший наклон, а подвергшиеся переотложению волнами бассейна — наименьший.

Естественно, что речной тип ориентировки (характеризующийся преобладанием относительно крутонаклоненных примерно в одном направлении галек) должен быть генетически связан постепенными переходами с дельтовым, а последний в свою очередь — с бассейновыми типами. Более того, при относительно пологих углах наклона галек, отлагавшихся в низовьях рек, их диаграммы ориентировки могут быть очень сходны с бассейновыми. В таком случае подобные диаграммы правильно могут быть истолкованы только при наличии других данных, например замеров ориентировки косой слойчатости, поскольку преобладающее направление падения косых слойков, образующихся в прибрежных условиях, чаще всего совпадает с направлением наклона уплощенных галек, в речных же отложениях — противоположно ему.

Иногда речные и прибрежные галечники различаются и по форме обломков. Так, для района Южной Африки было установлено [226], что речные гальки характеризуются большей сферичностью и меньшим уплощением, чем береговые. В каждом пункте наблюдения отбирали 50 галек размером 5—12 см и у каждой измеряли длинную (a), среднюю (b) и короткую (c) оси. Коэффициент сферичности высчитывали как $\sqrt[3]{\frac{c^2}{ab}}$, а коэффициент уплощенности как $(c/a) \cdot 100$. У прибрежных

галечников сферичность изменялась от 0,56 до 0,64, коэффициент уплощения от 36,8 до 44,2, а у речных — соответственно от 0,67 до 0,77 и от 46,3 до 60,6. Однако надо подчеркнуть, что еще не ясно, насколько подобные различия могут считаться универсальными, так как сферичность и уплощенность могут определяться многими факторами. Часто прибрежные галечники формируются за счет галечного материала, вынесенного реками, и в таком случае может сильно проявляться унаследованность формы обломков.

Поскольку ориентировка уплощенных галек обладает обычно большим разбросом значений, а в некоторых случаях даже возможно возникновение преобладающего наклона их по течению (при движении галечных гряд и скатывании галек по их крутому склону), для определения преобладающего наклона галек необходимо проводить массовые (по 50—100, а иногда и больше) замеры в каждом пункте наблюдения.

Иногда для суждения о направлении движения древних потоков изучают преобладающую ориентировку удлиненных кварцевых зерен, которые обычно располагаются длинной осью параллельно течению, а иногда одновременно и с наклоном навстречу ему (подобно уплощенным галькам) под углом 10—30° [125, 170, 217]. Однако этот метод более трудоемок и дает менее однозначные и надежные результаты, чем изучение ориентировки косой слойчатости и уплощенных галек.

Для выяснения направления общего палеосклона значительным подспорьем могут служить данные по ориентировке разнообразных эрозионных врезов, промоин, следов размывов, направлению движения или распределению в плане подводных оползаний, ориентировке удлиненных органических остатков, направлениям крутых склонов несимметричных знаков ряби [125, 219, 216, 217]. Врезы, промоины, следы размывов обычно ориентированы параллельно направлению наибольшего уклона палеосклона и отражают направление стока текучих вод. Вниз по уклону склона происходит и движение оползающих осадков. Данные по удлиненным органическим остаткам и знакам ряби менее однозначны. В однонаправленном потоке воды удлиненные элементы ориентируются обычно параллельно движению потока, а крутые склоны ряби направлены вниз по течению. Однако при колебательных движениях воды удлиненные остатки ориентируются поперек ее движения, а крутые склоны знаков ряби могут быть направлены в противоположные стороны. Кроме того, водные потоки могут быть и не направлены вниз по уклону склона. Например, воздействие на донные осадки могут оказывать вдольбереговые течения.

Следует иметь в виду, что наличие вдольбереговых течений может иногда сильно затруднить выявление общего уклона палеосклона даже на основе использования данных по преобладающему наклону косых слойков в песчаных отложениях.

Правда, в общем случае косослойчатые текстуры, возникающие под воздействием достаточно постоянных вдольбереговых течений, отмечаются в направлении этих течений (т. е. вдоль береговой линии) в отложениях, характеризующихся относительным постоянством литологических особенностей. Нередко в таких отложениях встречаются косослойчатые серии с наклоном слойков в направлении, противоположном преобладающему.

При формировании косой слойчатости в результате деятельности водных потоков, которые двигались вниз по уклону склона, в направлении преобладающего падения косых слойков обычно отмечается относительно более быстрое изменение гранулометрического состава отложений; встречный наклон косых слойков отсутствует.

В некоторых случаях специфические особенности отложений с косой слойчатостью позволяют даже на основе малочисленных наблюдений достаточно определенно судить о местонахождении древней области сноса. Так, иногда (в частности, достаточно широко в верхнемеловых отложениях Монголии, реже в отложениях того же возраста Ферганской межгорной впадины) косая слойчатость отмечается в разнозернистых песчаниках с примесью гравийных зерен и (также обычно гравийной размерности) карбонатных и глиняных сгустков. В этих породах местами присутствуют остатки крупнораковинных двустворчатых моллюсков, обитавших в прибрежной зоне крупных озерных водоемов, и иногда обломки костей наземных позвоночных. При этом характерно, что обычно остатки моллюсков представлены отпечатками сомкнутых неориентированных раковин. Совместно с остатками организмов в породах нередко присутствуют единичные гальки размером до 8—10 см.

Крайняя неотсортированность материала рассматриваемых пород, присутствие в основном сомкнутых створок крупнораковинных озерных моллюсков, хаотически распределенных в породе, позволяют считать, что осадочный материал и содержащиеся в нем остатки организмов были перенесены и отложены потоками повышенной плотности. Такие потоки должны были двигаться вниз по уклону общего склона. Поскольку эти мутьевые потоки захватывали в прибрежной мелководной зоне водоемов обитавших в ней моллюсков и заживо их захороняли при отложении осадочного материала в более глубоких участках бассейнов, они должны были двигаться строго в направлении от области сноса. Вот почему преобладающий наклон косых слойков в этих отложениях однозначно указывает направление от древней области сноса и направление наибольшего уклона подводного склона.

Характерно, что в рассматриваемых районах в хорошо отсортированных песчаниках преобладающий наклон косых слойков часто имеет направление, примерно перпендикулярное к движению потоков, захоронявших раковины моллюсков. Это

можно объяснить тем, что соответствующие песчаные осадки формировались преимущественно под воздействием вдольбереговых течений.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ И МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Особенности изменения по площади гранулометрического состава алеврито-песчаных пород, а также формы и характер поверхности слагающих их зерен позволяют иногда в какой-то мере судить о местоположении древней области сноса [125]. Такая возможность обусловливается тем, что в общем случае средний размер зерен уменьшается по мере удаления от области сноса, улучшаются в том же направлении отсортированность материала, окатанность зерен, степень обработки их поверхности водою. Однако необходимо помнить, что все эти параметры в конкретных случаях могут контролироваться и другими факторами, например перемывом сформировавшихся в иных условиях более древних осадочных пород, воздействием вдольберегового переноса, отложением материала из мутьевых потоков и т. п. Поэтому при использовании указанных особенностей всегда надо опираться на массовые анализы, которые с достаточной детальностью характеризовали бы обширные площади развития интересующих нас отложений. В противном случае можно прийти к ошибочным выводам.

Наиболее простой способ обработки данных массовых гранулометрических анализов — построение нарастающих (кумулятивных) кривых [125, 126, 170]. По оси абсцисс откладывают в логарифмическом масштабе конечные размеры выделенных фракций, а по оси ординат — весовые проценты содержания зерен более (или менее) крупных, чем соответствующий конечный размер той или иной фракции. После соединения полученных точек плавной линией получается нарастающая кривая. На одном графике можно построить несколько таких кривых. Абсцисса пересечения каждой кривой с ординатой 50% является медианным размером зерен. Для определения коэффициента сортировки находят абсциссы точек пересечения кривой с линиями, отвечающими 25 и 75%. Корень квадратный из отношения большей абсциссы к меньшей и представляет собой коэффициент сортировки (иногда корень и не извлекают). Чем меньше значение коэффициента сортировки, тем лучше сортировка материала.

Для оценки окатанности песчаных зерен и галек существует большое количество способов [29, 125, 128, 170, 214, 217, 220, 227]. Наиболее часто используют визуальную оценку окатанности или определяют коэффициент округленности Ваделла и коэффициент сферичности Рилея. Визуальную оценку обычно

осуществляют по пятибалльной шкале: совершенно неокатанным обломкам присваивают балл 0, со слегка сглаженными ребрами — 1, со сглаженными углами, но с еще сохранившимися прямыми гранями — 2, хорошо окатанным — 3 и идеально окатанным — 4. Для определения средней окатанности оценивают окатанность 50—100 обломков, суммируют произведения баллов окатанности на число обломков соответствующего балла, делят полученную сумму на число обломков и умножают на 25. Результат получается в процентах. Обычно для визуальной оценки окатанности используют эталоны — силуэты или фотографии нескольких зерен каждого балла (рис. 13).

Коэффициент округленности характеризует меру сглаженности углов поверхности обломков и по Ваделлу определяется как разность от деления суммы всех радиусов кривизны выступов на контуре обломка (меньших радиуса максимальной окружности, вписывающейся в контур) на число замеренных радиусов кривизны и на радиус максимальной окружности, вписанной в контур.

Коэффициент сферичности Рилея характеризует степень близости контура обломка к кругу и оценивается как корень квадратный из отношения диаметра наибольшей окружности, вписанной в контур обломка, к диаметру наименьшей окружности, описанной вокруг контура. При изучении окатанности галек необходимые для определения обоих коэффициентов данные могут быть получены с помощью трафарета из серии окружностей, нанесенных на пластинку из оргстекла, или пластинки (пластинок), по краям которой вырезаны углубления с определенными радиусами кривизны. При изучении же песчаных зерен либо

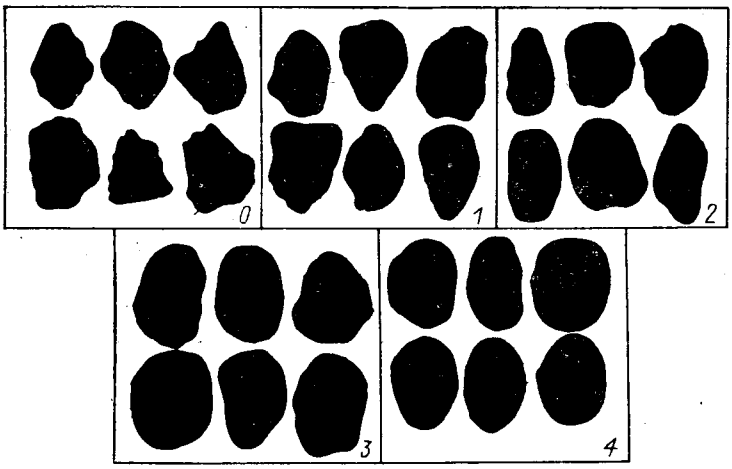


Рис. 13. Эталон для определения окатанности обломков в 0—4 балла (по Л. Б. Рухину [1961 г.]).

увеличивают контуры зерен до нескольких сантиметров (обычно 6—7 см) рисовальным аппаратом или фотопутем с последующим замером необходимых радиусов с помощью кальки, на которой вычерчены концентрические окружности, либо определяют радиусы специальной линеечкой, вмонтированной в окуляр микроскопа, на которой нанесена серия окружностей [170]. Для подсчета рассматриваемых коэффициентов обычно в каждом пункте изучения грубообломочных или в каждом образце алеврито-песчаных пород определяют коэффициенты не менее чем для 30—50 обломков, а затем берут среднее значение.

Форму песчаных зерен рекомендуется исследовать в определенной фракции, лучше всего узкой, так как окатанность зерен сильно меняется с изменением их размеров. Обычно изучают гранулометрические фракции в диапазоне 0,15—0,30 мм (например, 0,20—0,31, 0,21—0,29, 0,124—0,175 мм и т. п.) [170].

Следует иметь в виду, что окатанность грубообломочного материала при удалении от области сноса, как правило, улучшается достаточно отчетливо. У песчаных же зерен нередко отмечается даже обратная тенденция, которую иногда объясняют тем, что лучше окатанные зерна скорее выпадают из движущегося водного потока, чем плохо окатанные.

Общая особенность палеогеографических исследований заключается в необходимости основывать выводы на результатах комплекса методов и учитывать, что наличие того или иного признака является определенным палеогеографическим показателем, однако отсутствие его обычно ни о чем не говорит. Так, кора выветривания определенного возраста однозначно указывает на существование в данном месте в соответствующее время области сноса, однако отсутствие ее на древних породах в районе, где нет отложений интересующего нас возраста, ни о чем не свидетельствует. Шлейф грубообломочных отложений вокруг зоны отсутствия одновозрастных толщ — надежный показатель существования области сноса. Однако если его нет, то это не значит, что на месте рассматриваемой зоны области сноса не было. Область сноса могла быть слаборасчлененной и не воспроизводить вообще грубого материала, или же этот материал и отлагался, но позже по крайней мере в местах, доступных для изучения, полностью был уничтожен. Особенно большие трудности возникают при выявлении древних временных областей сноса. Поэтому приведем пример, иллюстрирующий, на основании каких данных могут быть сделаны такие реконструкции.

В начале мелового периода на значительных территориях Средней Азии были заложены многие основные элементы современного рельефа. Это относится не только к областям современных крупных горных хребтов, но и к некоторым более мелким структурам, располагавшимся в ряде случаев внутри былой области осадконакопления. Так, вероятно, в начале ме-

лового периода была заложена и осевая часть юго-западных отрогов Гиссарского хребта в виде дугообразно выгнутой на северо-запад гряды относительных поднятий. Эта антиклинальная структура испытывала медленные, соизмеримые со скоростью осадконакопления поднятия. Однако в результате общего погружения всей территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта эта структура в большинстве случаев не выражалась в рельефе. Лишь эпизодически в раннемеловую эпоху, например в районе современного хр. Кугитангтау, она поднималась над уровнем моря и подвергалась размыву. При этом иногда в размыв вовлекались отложения вплоть до нижнеюрских и палеозойских. Существование размывов проявилось в том, что тяжелые минералы алеврито-песчаных пород разрезов, располагающихся вблизи Кугитангтау, заметно обогатились минералами, характерными для метаморфических, эффузивных и интрузивных толщ.

О существовании временами в раннем мелу на месте современного хр. Кугитангтау островной области сноса свидетельствуют следующие факты.

1. Преобладающее падение косой слойчатости и крутых склонов несимметричных знаков ряби в алеврито-песчаных отложениях, которые указывают на принос обломочного материала в разрезе 8 (рис. 14) с юго-востока или с юга, а в разрезе 7 — с востока.

2. Характер изменения некоторых свит. Значительная часть одной из свит нижнемеловых отложений в разрезе 8 представлена пачкой песчаников с редкими пластами глин (пачка мощностью 47 м). В той же свите отмечается аномально мощная песчаниковая пачка (около 60 м) и в разрезе 10. Во всех же соседних разрезах среди отложений свиты преобладают глины. В основании другой свиты в разрезе 7 присутствует пачка (мощностью около 22 м) гравелитов и мелкогалечных конгломера-

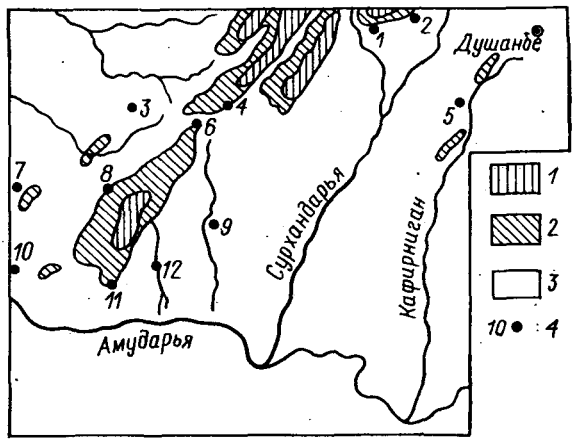


Рис. 14. Схема местонахождения изученных разрезов меловых отложений в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Отложения: *1* — палеозойские, *2* — юрские, *3* — меловые и более молодые; *4* — местонахождение и номер разреза.

тов с очень хорошо окатанными гравийными зернами и гальками, состоящих из обломков исключительно кремней и кварца, т. е. материала, образовавшегося за счет перемыва нижнеюрских конгломерато-гравийных отложений. Нигде в близлежащих разрезах подобной конгломерато-гравелитовой пачки не наблюдается.

3. Широкое распространение в некоторых частях разрезов, расположенных вблизи от хр. Кугитангтау, полевошпатовых кварцево-кремневых и особенно кварцево-кремневых без примеси полевых шпатов, алеврито-песчаных пород (граувакк), образовавшихся, скорее всего, за счет размыва слагавших его нижнеюрских толщ, для которых характерно обилие обломков кремнистых пород.

4. Присутствие в некоторых гравелитах в разрезе 11 очень плотных, темных, ожелезненных галек песчаника, не отмечаемых ни в каких других разрезах, появление которых можно объяснить лишь приносом с хр. Кугитангтау.

5. Заметная примесь каолинита в гидрослюдистых глинах (исключая один образец из разреза 5), встреченная лишь в некоторых свитах разрезов 4, 6, 8, 11, т. е. близ хр. Кугитангтау, в то время как в других разрезах в тех же свитах встречены только гидрослюды без примеси каолинита.

6. Относительное обогащение тяжелых минералов алеврито-песчаных пород неустойчивыми против выветривания и переноса тяжелыми минералами по сравнению с распространенными в северо-восточных разрезах (2—6), отмечаемое в некоторых частях разрезов, располагающихся вблизи от хр. Кугитангтау.

7. Удвоение некоторых (в разрезах 7 и 11) нижнемеловых пачек, обусловленное, по-видимому, оползанием осадков с подводных склонов Кугитангтауского поднятия при сейсмических толчках. О наличии заметных уклонов дна бассейна близ хр. Кугитангтау свидетельствуют и следы подводно-оползневых деформаций в нижнемеловых отложениях разрезов 4, 9 и 10.

Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что в раннемеловую эпоху хр. Кугитангтау представлял собой эпизодически существовавшую, т. е. временную, островную область сноса, располагавшуюся внутри обширной зоны осадконакопления. В позднемеловую эпоху эта область, вследствие более интенсивного погружения территории современных юго-западных отрогов Гиссарского хребта и меньшей дифференцированности тектонических движений, по-видимому, не существовала. По крайней мере данных, которые бы указывали на наличие ее в позднем мелу, не известно.

ГЛАВА 2 ВЫЯВЛЕНИЕ особенностей древней суши

УСЛОВИЯ ЗАХОРОНЕНИЯ ДРЕВНЕГО РЕЛЬЕФА СУШИ И ЕГО ТИПЫ

Еще с середины прошлого века, как подчеркивают Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин [34], геологи стали обращать внимание на то, что очень часто более молодые породы отлагались в условиях какого-то ранее созданного рельефа, погребая и нивелируя его неровности, и в существовании явлений погребения древнего рельефа, в том числе эрозионного, долгое время никто не сомневался. Однако в 1934 г. М. М. Тетяевым была высказана противоположная точка зрения: все сохраняющиеся в геологических разрезах слои отлагались на выровненной поверхности, поскольку, по его мнению, любой участок земной коры, прежде чем стать ареной осадкообразования, превращается в шельф. Мнение о том, что в геологических разрезах почти не сохраняется следов древнего рельефа, благодаря авторитету М. М. Тетяева приобрело широкое распространение. Этому способствовало и то, что обычно поверхность древнего рельефа значительно нарушена последующими тектоническими движениями, которые затушевывают первоначально существовавшие неровности.

Однако в последние годы на океанических шельфах и на дне большинства внутриконтинентальных морей были обнаружены достаточно яркие следы затопленного эрозионного рельефа. Стало ясно, что морская трансгрессия не выравнивает полностью существовавший ранее рельеф суши. Было доказано, что древний рельеф суши не только часто погребается под более молодыми отложениями, но даже нередко в значительной мере влияет на распределение мощностей в перекрывающих его толщах [34, 88, 125, 165, 177].

Погребенный рельеф образуется чаще всего в результате эрозии рек или абразии моря, но эти процессы не могут выработать идеально ровные поверхности из-за различной прочности пород, наличия определенных структур, достаточно устойчивого существования рек и мест развития крупных временных потоков. В частности, поверхности древних пенепленов обычно образуются вследствие длительной эрозии рек, но естественно, что при сколь угодно длительном существовании рек всегда будут оставаться более возвышенные (водораздельные) и пониженные участки, в которых располагаются русла. Действительно, на отпрепарированных древних пенепленах, например в Тянь-Шане, нередко можно видеть сохранившиеся более возвышен-

Рис. 15. Останцы древних пенепленов (поверхность их совпадает с линией горизонта и слабо наклонена влево), почти полностью отпрепарированные от перекрывающих их меловых отложений. Тянь-Шань, левый берег р. Исфайрам.

ные останцы древних положительных форм рельефа (рис. 15). Естественно, что сильнорасчлененный древний рельеф суши с большими относительными превышениями редко захоронается в геологических разрезах, поскольку смене расчлененной области сноса устойчивой областью осадконакопления обычно предшествует этап выравнивания наземного рельефа. Однако захоронение относительно небольших (рис. 16, 17) или сглаженных положительных форм древнего рельефа суши либо древних речных (иногда громадных по размеру) долин не представляет собой большой редкости [34, 88, 125, 165, 177].

В палеогеографии принято различать два типа древнего рельефа: погребенный и реконструируемый [125]. Погребенный — это рельеф, захороненный под более молодыми отложе-

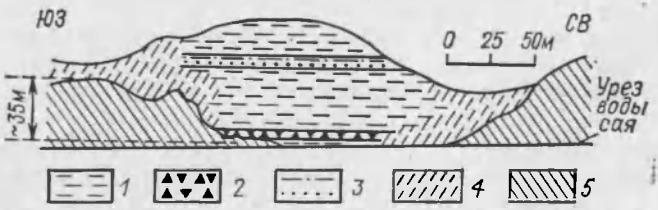


Рис. 16. Погребенный под меловыми отложениями древний рельеф, выработанный в палеозойских толщах. Северо-восток Ферганской впадины.

1—3 — меловые отложения: *1* — красные глины, *2* — брекчия, *3* — тонко переслаивающиеся голубовато-серые глины и алевролиты; *4* — задернованные участки; *5* — палеозойские толщи.

Рис. 17. Погребенный под меловыми отложениями древний рельеф суши, сложенный палеозойскими сланцевыми и реже песчано-конгломератовыми породами. Юго-запад Ферганской впадины.

ниями, сохранившийся благодаря этому до современной эпохи и доступный для изучения. Реконструируемый — это рельеф, уже уничтоженный к настоящему времени или недоступный для изучения. При реконструкции рельефа, естественно, определяется лишь его средний облик, для погребенного же рельефа возможно в той или иной мере изучение его конкретных форм. Иногда реконструируемый рельеф может перейти в категорию погребенного, если сначала он был недоступен для наблюдения, например из-за глубокого залегания, а в дальнейшем при проведении буровых работ или вскрытии его поверхности горными выработками недоступность была ликвидирована.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПОГРЕБЕННЫХ ФОРМ ДРЕВНЕГО РЕЛЬЕФА

Осадконакопление всегда начинается в наиболее пониженных участках рельефа суши, независимо от того, происходит ли оно в наземных условиях, речных, озерных или в результате проникновения в пределы суши морских вод. Лишь позже, если имеет место расширение площади зоны осадконакопления, этот процесс как бы захлестывает не только все новые и новые участки земной поверхности, но и все более возвышенные элементы древнего рельефа. Поэтому в понижениях древнего рельефа всегда присутствуют более древние горизонты перекрывающих его отложений, отсутствующие на положительных формах рельефа. Чем гипсометрически выше располагался элемент древнего рельефа, тем более молодыми отложениями он перекрывается.

Рис. 18. Первичный наклон слоев в низах базальных конгломератов меловых отложений, залегающих на палеозойских породах. Восточная Фергана.

Рис. 19. Первичный наклон слоев меловых конгломерато-брекчий у крутонаклоненной древней эрозионной поверхности палеозойских пород (в правом нижнем углу). У контакта глыба известняков. Южная Фергана.

Следовательно, использование данных о полноте разреза для суждения о наличии и характере погребенного древнего рельефа является самым простым и надежным методом. Этот метод может быть применен даже в случае сильной дислоцированности толщ и полного несоответствия относительных превышений древнего рельефа современному положению его поверхности. Однако указанный прием обычно требует более детального расчленения и сопоставления разрезов, чем принято при стратиграфических исследованиях, причем особое значение имеет выделение в смежных разрезах каких-либо синхронных уровней.

Надежное свидетельство существования погребенного рельефа — притыкание слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних (см. рис. 16). При этом, так же как и при применении первого метода в случае сильной дислоцированности пород, необходимо убедиться, что контакт не является тектоническим. Против тектонического контакта могут свидетельствовать: а) признаки выветривания в кровле древних пород; б) обломки или материал в перекрывающих отложениях, характерные для подстилающего комплекса; в) отсутствие следов подвижек по контакту.

Другой отчетливый показатель наличия погребенного рельефа — первичный наклон слоев, возникающий при накоплении осадочного материала на склонах или у подошвы разрушающихся возвышенностей. Особенно характерен он для делювиальных отложений, в меньшей мере для озерных и ледниковых. Обычно такая слоистость вблизи от контакта с древними породами идет почти параллельно поверхности раздела, т. е. является облекающей (рис. 18, 19). Иногда она напоминает косую слойчатость, поскольку нередко слойки испытывают выполаживание в направлении удаления от поверхности склона. Однако в отличие от косой слойчатости в ней не наблюдается наклона слойков в противоположные стороны. Кроме того, нередко при первичном наклоне в отложениях присутствует примесь неокатанных обломков и галек, располагающихся плоскостью наибольшего уплощения параллельно поверхности наслоения. Характерный признак — наличие в перекрывающих отложениях обломков подстилающих пород.

Погребенный рельеф может изучаться при производстве буровых работ. В этом случае в разрезе скважин выбирается какой-то строго одновозрастный горизонт (пласт или прослой, охарактеризованный определенной фауной или обладающий специфическим литологическим составом), от которого по нормали к поверхности напластования перекрывающей толщи замеряется ее мощность до поверхности погребенного рельефа. При этом особенно важно, чтобы горизонт, от которого измеряются мощности, обладал специфической каротажной характеристикой, так как тогда отпадает необходимость подробного отбора керна. Сходным образом может изучаться погребенный рельеф геофи-

зическими методами, без бурения скважин, если слагающие его породы и перекрывающие отложения обладают достаточно четкими различиями соответствующих физических характеристик. В этом случае возникают дополнительные трудности, связанные с выбором уровня отсчета мощностей отложений, перекрывающих рельеф, зато повышается детальность выявляемых неровностей рельефа. Поэтому наибольшую эффективность дает совместное применение обоих методов.

Погребенный рельеф может быть представлен в виде изогипс, для чего предварительно строят карту изменения мощностей между поверхностью рельефа и определенным синхронным маркирующим горизонтом. Такая карта как бы зеркально отображает неровности погребенного рельефа. Если поверхность указанного рельефа не была нарушена последующими дифференциальными тектоническими движениями, то изучение его упрощается, поскольку все отсчеты можно проводить от любого современного гипсометрического уровня.

При изучении крупных форм древнего рельефа, в пределах которых существовали местные зоны размыва и осадконакопления, приемы выявления особенностей погребенного и реконструируемого рельефа объединяются и часто представляют собой сложный комплекс. В ряде случаев большой интерес представляют данные геологической карты. Если на карте мы видим, что с выходами древних пород, слагающих формы древнего рельефа, последовательно по стратиграфическому контакту соприкасаются разновозрастные горизонты более молодых отложений, то тем самым мы наблюдаем проекцию линии пересечения современной поверхности размыва с поверхностью древнего рельефа. Поэтому, учитывая характер залегания пород, перекрывающих древние толщи, и примерную мощность выклинивающихся отложений, можно составить определенные представления о степени выраженности древнего рельефа. Конечно, при наличии расчлененного современного рельефа необходимо учитывать и его влияние на изменения конфигурации контакта древних пород с молодыми.

При изучении крупных форм древнего рельефа большое значение приобретают выяснение ориентировки палеосклонов на основе изучения ориентировки косой слойчатости, уплощенных галек и других плоскостных и линейных элементов, отмечаемых в перекрывающих древний рельеф отложениях, а также выявление изменения мощностей этих образований, которое могло быть обусловлено существованием погребенного рельефа.

Большое значение в этом случае приобретает и анализ особенностей распределения по площади различных генетических типов отложений. Так, элювиальные образования, в частности остатки в той или иной мере развитых кор выветривания, свидетельствуют о существовании относительно возвышенных участков древнего рельефа. Остатки делювиальных образований ука-

зывают на существование вблизи от них достаточно расчлененных форм рельефа и заметных уклонов местности в зоне накопления самих осадков. Напротив, озерные и речные отложения являются несомненным показателем существования понижений древнего рельефа.

Большое значение для выяснения общего характера расчлененности древнего рельефа суши имеют коры выветривания на поверхности слагавших ее пород. Коры выветривания, перекрытые более молодыми отложениями, обычно указывают на весьма равнинный рельеф соответствующих участков древней суши во время их образования. Может показаться, что исключение из этого правила представляют латеритные коры выветривания, которые благодаря наличию в кровле очень устойчивого против разрушения горизонта (кирасы) могут сохраняться, а по данным некоторых исследователей и формироваться в условиях достаточно расчлененного рельефа. Однако так как захоронения в геологическом разрезе участков расчлененной суши, занимавших высокое гипсометрическое положение, не происходит, то и погребенные под более молодыми отложениями латеритные коры выветривания также могут рассматриваться как показатели равнинного рельефа соответствующих участков древней суши.

Важность использования древних кор выветривания для реконструкций характера расчлененности суши была подчеркнута еще Л. Б. Рухиным [125], который рассматривал равнины с корами выветривания как ландшафты зон, переходных между областями сноса и отложения. Л. Б. Рухин полагал, что своеобразие этих зон заключается в чрезвычайной слабости процессов осадконакопления и денудации, вследствие того что осадков в них собственно не отлагается и осадочный материал формируется лишь в коре выветривания. Денудация же в таких условиях настолько слаба, что с поверхности земли сносится столько же (или меньше) продуктов выветривания, сколько вновь образуется.

Н. М. Страхов также указывает, что для завершения химического выветривания необходимо, чтобы поверхностные горизонты пород либо не смывались совсем, либо смывались незначительно. «Это условие реализуется только на территориях равнинных со столь слаборасчлененным рельефом, что механический смыв на них происходит медленнее, чем химическое разложение пород. При увеличении амплитуды и расчлененности рельефа механическая денудация усиливается и, наконец, наступает момент, когда темпы смыва опережают темпы химического выветривания» [143, т. 1, с. 8]. Следует подчеркнуть, что и в методических указаниях, принятых при составлении литолого-палеогеографических карт СССР [154], было отмечено, что наименьшую степень расчлененности имеют районы, где образуется кора выветривания.

Таким образом, любая по мощности кора химического выветривания может рассматриваться как показатель существования во время ее формирования на соответствующем участке Земли весьма равнинного рельефа суши. Хорошо развитые коры выветривания, кроме того, свидетельствуют о вялости тектонических движений. Аналогичную обстановку можно предполагать и в том случае, когда формирование коры выветривания и ее захоронение под более молодым комплексом разделялись значительным отрезком времени.

СООТНОШЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДРЕВНЕГО РЕЛЬЕФА

Изучение погребенного рельефа очень сильно затруднено возможностью искажения его дифференциальными тектоническими движениями, которые могли проявляться как во время накопления осадков, перекрывающих древний рельеф, так и позже, вплоть до настоящего времени. Такие движения могли создать неровные поверхности контакта древних толщ с молодыми, похожие на погребенный рельеф, и при отсутствии погребенного рельефа. Для решения вопроса о роли дифференциальных тектонических движений в создании неровностей такого контакта необходимо сопоставлять характер отложений и их мощностей над различными возможными формами древнего рельефа. При этом могут быть следующие пять крайних случаев (рис. 20).

I. Перед началом осадконакопления неровностей рельефа практически не существовало. Осадочный материал целиком приносился из других районов. Дифференциальные движения во время осадконакопления не проявлялись. Неровности контакта древнего комплекса с молодым целиком обусловлены дифференциальными тектоническими движениями, проявившимися после осадконакопления. Над приподнятыми и опущенными участками поверхности древних толщ залегают отложения, характеризующиеся одинаковыми мощностями одновозрастных пачек и одинаковой сменой пород по разрезу, одинаковой ритмичностью и отсутствием фациальных различий отложений независимо от их положения над приподнятыми или опущенными участками.

II. Перед началом осадконакопления неровностей рельефа практически не существовало. Осадочный материал целиком приносился из других районов. Во время осадконакопления происходили дифференциальные тектонические движения, но они не выражались в рельефе, т. е. во всех случаях в равной степени происходила компенсация погружения осадконакоплением. Над приподнятыми и опущенными участками поверхности древних пород залегают отложения с разными мощностями одновозрастных пачек, но характеризующиеся одинаковыми сменой

пород по разрезу, ритмичностью и отсутствием фациальных различий отложений, независимо от их положения над приподнятыми или опущенными участками древнего ложа. Для разрезов с увеличенными и уменьшенными мощностями характерны одинаковые ритмичность, количество перерывов, близкие по составу комплексы обломочных и аутогенных минералов.

III. Перед началом осадконакопления неровностей рельефа практически не существовало. Осадочный материал целиком приносился из других районов. Во время осадконакопления происходили дифференциальные тектонические движения, которые выражались в рельефе, т. е. не было в разных местах в равной мере компенсации погружения осадконакоплением. Над приподнятыми и опущенными участками поверхности древних пород залегают отложения не только с разными мощностями одновозрастных пачек, но и с разным фациальным составом. При этом в разрезах с увеличенными мощностями наблюдаются меньшая зернистость отложений и относительно большая глубоководность. В маломощных разрезах нередко больше следов перерывов, размывов, поэтому меньше количество ритмов и чаще их неполнота, чем в более мощных. В разрезах разной мощности могут заметно различаться комплексы аутигенных минералов наряду с выдержанностью состава обломочных компонентов в одновозрастных образованиях на большой площади.

IV. Рельеф существовал. Дифференциальные тектонические движения, одновременные с осадконакоплением, не проявлялись. Осадочный материал в основном приносился из других районов. Для осадочных толщ характерны: притыкание слоев; постоянство мощностей одновозрастных пачек и ритмов даже самых низов разрезов; трансгрессивное налегание отложений без фациальных изменений одновозрастных пачек; какая угодно ритмичность; соответствие разности мощностей разрезов до маркирующего горизонта разности высот древнего рельефа; при хорошо выраженной ритмичности различное количество ритмов в разрезах с разной мощностью; выдержанность комплексов обломочных и аутигенных минералов одновозрастных пачек по площади.

V. Рельеф существовал. Дифференциальные тектонические движения, одновременные с осадконакоплением, не проявлялись. Осадочный материал в основном поступал за счет разрушения местных возвышенных участков рельефа. Характерны следующие особенности: неодинаковые отложения над различными формами рельефа (т. е. в разрезах разной мощности) с разницей в мощностях и фациях, в общем соответствующей относительным высотам положительных форм рельефа; наличие первичного наклона слоев вблизи от склонов возвышенностей; однонаправленность изменения состава отложений снизу вверх — присутствие одного ритма (от наиболее грубых к тонким осадкам) в понижениях рельефа или части его над более

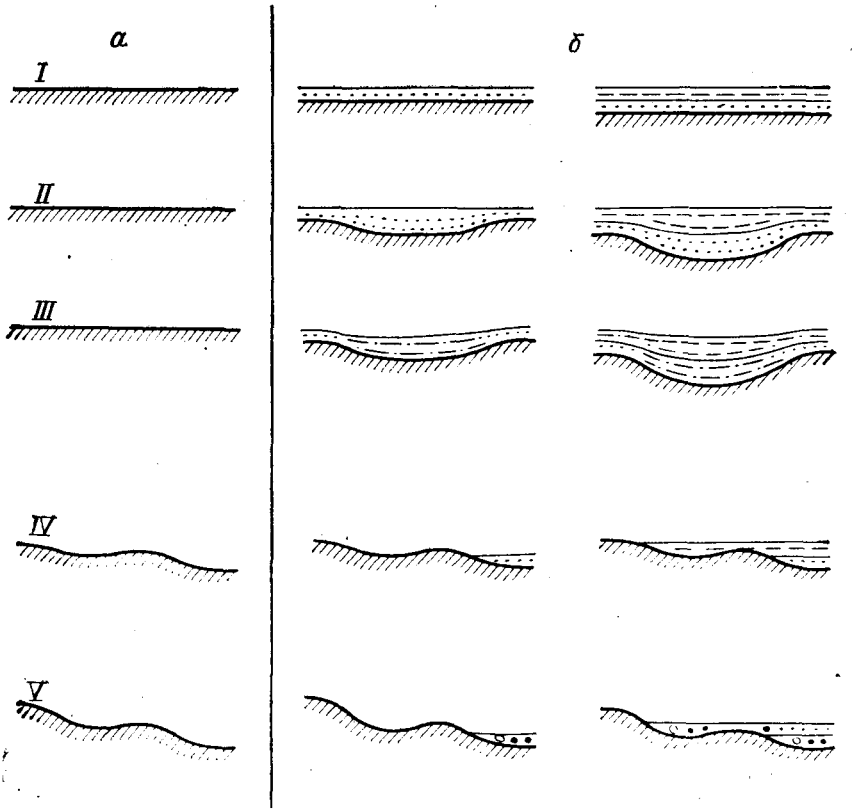
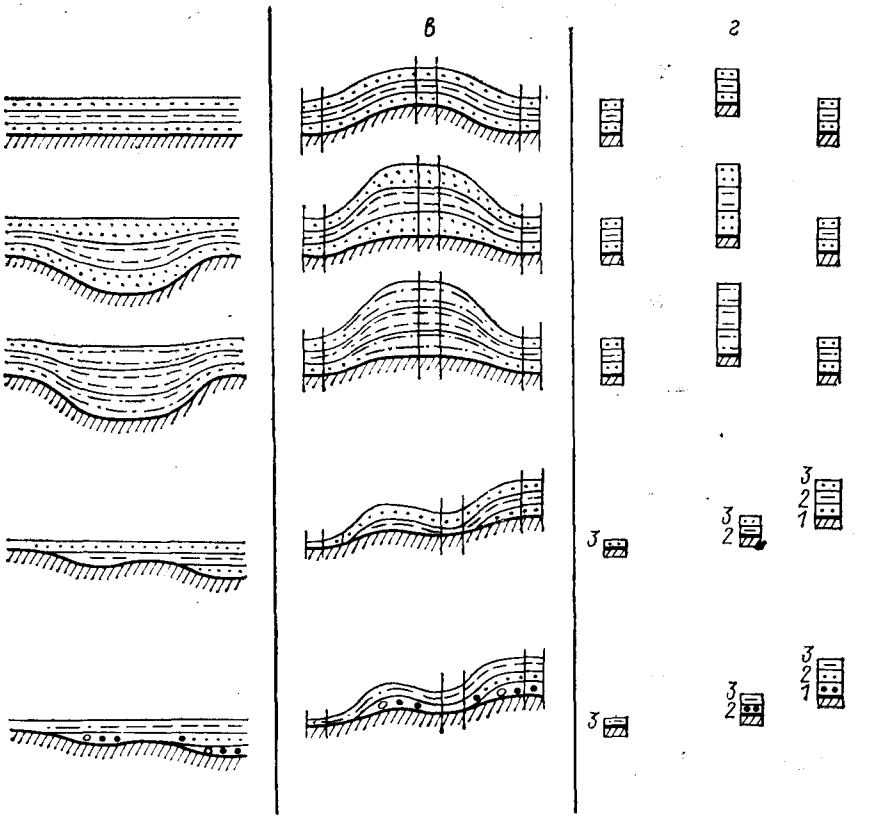


Рис. 20. Принципиальная схема соотношения древнего
а — характер рельефа до осадконакопления; *б* — изменения поверхности древних пород во последующих дифференциальных движениях; *г* — особенности наиболее характерных разсти древних толщ (*1—3* — стратиг
I—V — возможные крайние случаи, описанные в тексте.

возвышенными участками рельефа; трансгрессивное налегание с фациальными изменениями одновозрастных пачек; разность мощностей разрезов до маркирующего горизонта меньше первоначальной разности высотных отметок рельефа; зависимость состава обломочных компонентов от состава пород возвышенных участков рельефа и в связи с этим частая быстрая изменчивость комплекса обломочных минералов одновозрастных частей разрезов по площади.

Конечно, в действительности обычно приходится иметь дело не с одним из рассмотренных крайних случаев, а с сочетаниями их. Однако при расшифровке этих сочетаний необходимо исходить из указанных крайних возможностей и помнить, что основными несомненными доказательствами существования погребенного



рельефа и дифференциальных тектонических движений.

время осадконакопления; в — нарушения поверхности контакта древних и молодых толщ при резов, располагающихся над наиболее приподнятыми и опущенными участками поверхно- рафическое положение пластов).

рельефа служат выпадение над возвышенными его участками наиболее древних пачек и наличие притыкания или первичного наклона слоев.

О существовании дифференциальных тектонических движений во время осадконакопления свидетельствует увеличение мощности одновозрастных пачек в местах наиболее эффективного погружения, причем последнее могло происходить и на месте ранее существовавшей положительной формы эрозионного древнего рельефа. Помимо этого надо иметь в виду, что дифференциальные движения обычно не проявляются в заметной мере на участках поперечником менее 1—2 км, поэтому относительно мелкие неровности поверхности погребенного более древнего комплекса пород обычно вызваны существованием погре-

бенного рельефа. На эрозионное происхождение неровностей обычно указывает и извилистая или тем более ветвистая их форма в плане.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕКОНСТРУИРУЕМОГО РЕЛЬЕФА

Поскольку реконструируемый рельеф недоступен для непосредственного наблюдения, выявление его особенностей сводится к выяснению характера областей сноса на основе изучения отложений, образовавшихся за счет их разрушения. При этом наибольшее значение имеет изучение отложений, образовавшихся в непосредственной близости от областей сноса. Следует стремиться выявить ряд особенностей такого рельефа.

1. Определение характера расчлененности и примерной высоты рельефа. О расчлененности судят как по зернистости отложений, образовавшихся вблизи от области сноса, так и (иногда) по особенностям их состава. Грубозернистость — показатель расчлененности, тонкозернистость — выровненности. О выровненном рельефе свидетельствуют примеси в отложениях продуктов размыва развитых кор выветривания и соляные и карбонатные породы без примеси обломочных частиц, формирующиеся вблизи суши. О характере расчлененности рельефа суши и изменения ее во времени можно в какой-то мере судить и по изменениям зрелости осадочных пород [31]. Для этого используют коэффициент мономинеральности $K_м$, который представляет собой частное от деления количества устойчивых при выветривании породообразующих обломочных компонентов песчано-алевритовой фракции (кварц, обломки кремния и др.) на количество неустойчивых компонентов в тех же породах (полевые шпаты, обломки алюмосиликатных пород и др.). Отложения высокой зрелости имеют максимальные значения $K_м$ и свидетельствуют в большинстве случаев о более сглаженном рельефе питающих провинций. Низкозрелые породы характеризуются минимальными значениями $K_м$ и указывают на более приподнятый и расчлененный рельеф водосборов, в условиях которого преобладали процессы физической денудации. Для подсчета коэффициента обычно достаточно определить в каждом шлифе или в иммерсионном препарате около 150 зерен.

Иногда может быть использован и коэффициент устойчивости (палеогеографический коэффициент, по А. Н. Сигову) — отношение общего количества устойчивых к выветриванию обломочных тяжелых минералов к неустойчивым при выветривании тяжелым минералам, присутствующим в одной и той же породе. Однако из-за того что большинство устойчивых при выветривании тяжелых минералов обладает заметно большей плотностью (циркон 4,7, магнетит 5,17, ильменит 5 г/см^3), чем неустойчивые (обычно в пределах 3,2—3,7 г/см^3), этот коэффи-

циент может значительно зависеть от характера подвижности среды отложения осадка, т. е. от фациальной обстановки накопления и особенностей переноса осадочного материала. Следует также иметь в виду, что этот коэффициент, а в какой-то мере и коэффициент мономинеральности могут иногда в значительной мере отражать особенности среды диагенеза и зависеть от скорости осадконакопления. Существенно может влиять на соотношение соответствующих компонентов и климатическая обстановка на водосборах. Все это заставляет с большой осторожностью относиться к использованию этих коэффициентов.

О примерной высоте древнего рельефа иногда судят, основываясь на возможных уклонах и длине рек [125, 161]. Так, уклоны современных равнинных рек обычно 0,4—4, а горных — 1—10 м на 1 км, в случае же переноса валунов уклоны горных рек могут быть даже до 100 м на 1 км. Если известна длина реки (например, по наличию в древних речных конгломератах специфических галек, принесенных из определенных коренных выходов соответствующих пород), то, умножив длину реки в километрах на предполагаемый уклон, можно оценить высоту соответствующего участка области сноса. Однако такие подсчеты не могут претендовать на точность, так как размеры переносимых обломков зависят не только от уклонов реки, но и от массы воды в ней и глубины. Кроме того, в верховьях уклоны рек в общем увеличиваются. Поэтому обычно получаемые цифры высот должны быть сильно занижены.

2. Определение пород, слагавших положительные формы рельефа. Наиболее достоверные данные дает изучение состава обломков грубообломочных пород, наименее надежные — минерального состава песчаных зерен. Однако даже количество крупных обломков определенного состава не пропорционально площади распространения соответствующих пород из-за различной их устойчивости при выветривании, переносе и диагенезе.

3. Определение возраста пород, слагавших области размывавшегося рельефа. Производится проще всего по данным изучения остатков микрофауны в гальках или по наличию среди них обломков пород, возраст которых известен (например, на основании определенных интрузивных, эффузивных, метаморфических пород или обломков полезных ископаемых и т. п.). Иногда определяют возраст пород области сноса по абсолютному возрасту зерен обломочных минералов [69].

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСПОЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ РЕК

Реки — это своеобразные артерии суши, которые осуществляют как перенос основной массы осадочного материала по поверхности суши, так и вынос его в водоемы стока. В связи с этим выяснение расположения древних рек представляет большой интерес.

Иногда полагают, что древние реки, в отличие от современных однорусловых, были в основном многорусловыми и походили обычно на обширные дельты. Однако различия скорее заключаются в том, что в геологических разрезах в основном сохраняются лишь речные отложения низовьев рек, т. е. дельт, образующихся уже в зоне устойчивого осадконакопления. Основная же часть рек (однорусловых), как и в настоящее время, располагалась на территории областей сноса и представляла собой, по существу, лишь транзитную артерию. В пользу такого представления говорит достаточно частое обнаружение среди платформенных отложений погребенных обширных вытянутых речных русел, заполненных морскими отложениями [34, 165, 177]. Не исключено, кроме того, что роль речных отложений среди древних осадочных толщ нередко несколько преувеличивают.

Погребенные речные русла (обычно лишь относительно небольшие фрагменты древних речных систем) встречаются сравнительно редко. Изучать их приходится в основном по кернам буровых скважин, что также в сильной мере ограничивает возможность их выявления. Поэтому обычно реконструируют только примерное расположение древних рек на основе отложений, сохранившихся в геологических разрезах. Основные приемы, используемые для таких реконструкций, следующие.

1. Нахождение среди морских, озерных или наземных отложений несомненно дельтовых образований или осадков конусов выноса. Такие отложения могут быть выделены на основании соответствующих изменений отложений по площади вблизи от границы древней области сноса, по особенностям ориентировки уплощенных галек, морфологии косослойчатых текстур, по веерному падению косой слойчатости [70, 114, 125]. Одним из признаков, позволяющих иногда отличать осадки фронтальной части дельт от других осадков шельфа и заливов, является более четкая слоистость, которая не нарушается обычно в этих отложениях дельт из-за меньшего (в связи с опреснением вод) развития донных животных. Кроме того, сохранению тонкой слоистости, очевидно, способствует и большая скорость накопления осадков.

2. Наличие признаков отчетливого опреснения среди отложений бассейнов с нормально-морской или повышенной соленостью, обнаруживаемых по изменению остатков фауны или другим показателям, например геохимическим.

3. Особенности изменений по площади петрографического состава грубообломочных компонентов или минерального состава песчаных зерен. Обычно каждая терригенно-петрографическая или терригенно-минералогическая провинция образуется в результате выноса обломочного материала одной крупной рекой. Поэтому выделение таких провинций, особенно терригенно-петрографических, помогает намечать места возможного впадения

в бассейн древних рек. Иногда же изучение изменения состава и размера галек конгломератов в пространстве помогает восстановить не только расположение древних рек, но и их историю и условия осадконакопления [25].

4. Наличие отложений крупных озер, возникших в обстановке аридного климата. Поскольку в аридном климате крупные озера могут существовать лишь при приносе речных вод из соседних гумидных зон, то такие озера являются достоверными показателями существования весьма больших рек. Расположение таких рек приходится реконструировать либо на основе приемов, перечисленных выше, либо используя общие палеогеографические данные (в частности, о местонахождении возможного водосборного района).

В других упомянутых случаях обычно принимается, что река в общем располагалась перпендикулярно к границе области сноса и осадконакопления с устьем примерно напротив средней части зоны распространения аномальных осадков (дельтовых, с признаками опреснения) или терригенных провинций. Но могут быть и исключения из этого правила. Например, иногда наличие определенных обломков в древних речных отложениях позволяет более точно наметить расположение реки, если известно местонахождение их коренных источников. При постоянстве расположения области сноса и осадконакопления местонахождение крупных рек часто очень устойчиво. Поэтому для относительно недавних этапов геологической истории некоторых регионов можно намечать расположение древних рек, используя данные о положении современных.

В некоторых случаях терригенно-минералогические провинции при наличии постоянно действующих течений могут заметно смещаться в направлении этих течений [5]. Если имеются данные для такого заключения, местонахождение устья реки следует предполагать в районе края провинции, расположенного со стороны преобладающего направления течения.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ НАПРАВЛЕНИЙ ДРЕВНИХ ВЕТРОВ

Направление древних ветров оказывало существенное влияние не только на непосредственный перенос и отложение осадочного материала, но и определяло особенности разноса спор и пыльцы, вызывало возникновение ветровых течений в водоемах, обусловливало перераспределение атмосферных осадков. Наиболее универсален и прост способ определения направления древнего ветра по выявлению преобладающего наклона косых слойков в эоловых песках и песчаниках. Поскольку ветры, как правило, испытывают частую смену направления, то для выяснения их преобладающей направленности необходимо

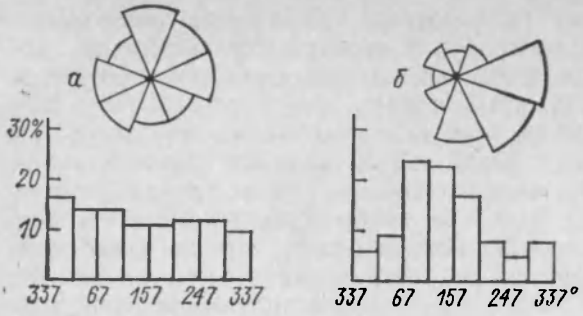


Рис. 21. Пример изображения ориентировки (азимутов падения) косых слойков в эоловых песчаниках. Меловые отложения Ферганы. *а* — междуречье Кугарт — Караунгур; *б* — район р. Чангет.

в каждом пункте проводить массовые замеры ориентировки косых слойков с последующей обработкой данных (см. гл. 1). Результаты удобно изображать в виде сегментовидных роз-диаграмм или гистограмм (рис. 21). Все это не представляет большой сложности. Однако трудность обычно состоит в том, что необходимо прежде всего найти вероятные эоловые отложения среди всех прочих генетических типов и доказать их эоловый генезис. Поэтому укажем следующие основные характерные признаки эоловых песчаных отложений:

1) однообразный гранулометрический состав (поскольку тонкий материал выдувается, а крупный не переносится ветром);

2) хорошая отсортированность зерен;

3) отсутствие базального цемента (песчаные зерна соприкасаются друг с другом, цемент вторичный, и потому его всегда заметно менее 40%);

4) хорошая окатанность зерен;

5) большое (обычно преобладающее) количество зерен с матовой поверхностью;

6) индекс знаков ряби (отношение их ширины к высоте) обычно более 15;

7) скопление на вершинках знаков ряби более крупных зерен, чем в понижениях (у водных — наоборот, между валиками более крупные зерна);

8) отчетливо перекрестный тип косой слойчатости, причем часто с присутствием громадных (более 10 м мощности) косых серий (рис. 22), что не отмечается, как правило, ни в каких отложениях иного генезиса;

9) значительно меньший, чем для водноотложенных песков, коэффициент смещения.

Под коэффициентом смещения Л. Б. Рухин в 1937 г. предложил понимать разность между медианными размерами легких и тяжелых минералов одного и того же образца, умноженную на 100. Для его определения производят гранулометрический ситовой анализ образца. Из каждой полученной фракции берут навеску и выделяют с помощью тяжелой жидкости тяжелые минералы. Определяют массу минералов, выделенных из

каждой навески, и подсчитывают процент содержания их в каждой фракции. Затем высчитывают содержание минералов в каждой фракции, суммируют полученные данные и, приняв эту сумму за 100%, высчитывают распределение минералов по фракциям в процентах. Далее строят кумулятивные кривые для легких и тяжелых минералов на одном графике для каждого образца (рис. 23) и снимают значения медиан (см. гл. 1).

По мнению Л. Б. Рухина, коэффициент смещения для эоловых песков меньше 3. Однако надо иметь в виду, что эти значения им были получены для современных отложений, для древних же коэффициент может быть другим. Например, в меловых отложениях Ферганской впадины для эоловых песков коэффициенты смещения оказались равны 5 и 10, 7, 5, в то время как для водных песков, за счет которых образовались эти эоловые, коэффициенты значительно больше: 14 и 18 соответственно (см. рис. 23).

Следует иметь в виду, что поскольку коэффициент смещения представляет собой линейную величину, она сильно меняется в зависимости от зернистости породы. Чем крупнее обломочный материал, тем больше коэффициент смещения, хотя фактически различия между распределением тяжелых и легких минералов могут быть и меньше, чем в тонкозернистой породе. Поэтому лучше использовать не разность медианных размеров, а их отношение (коэффициент медианных отношений) [26]. Тогда зер-

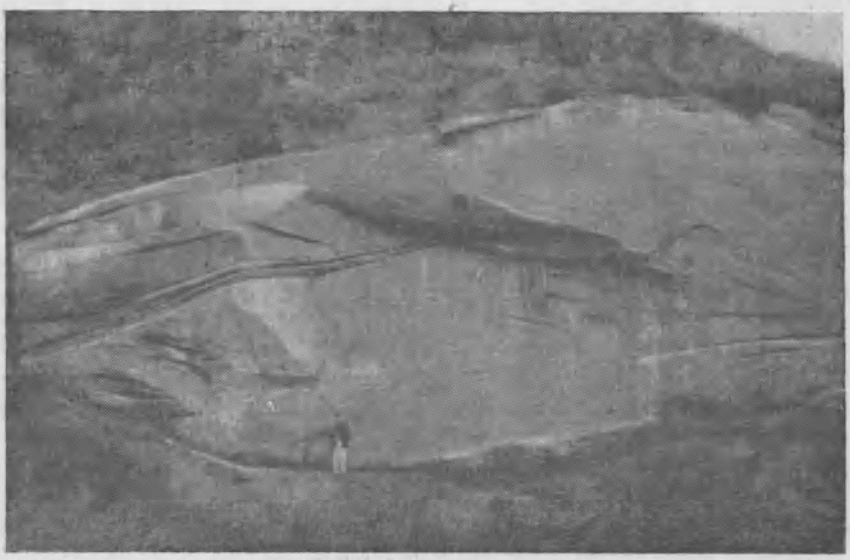
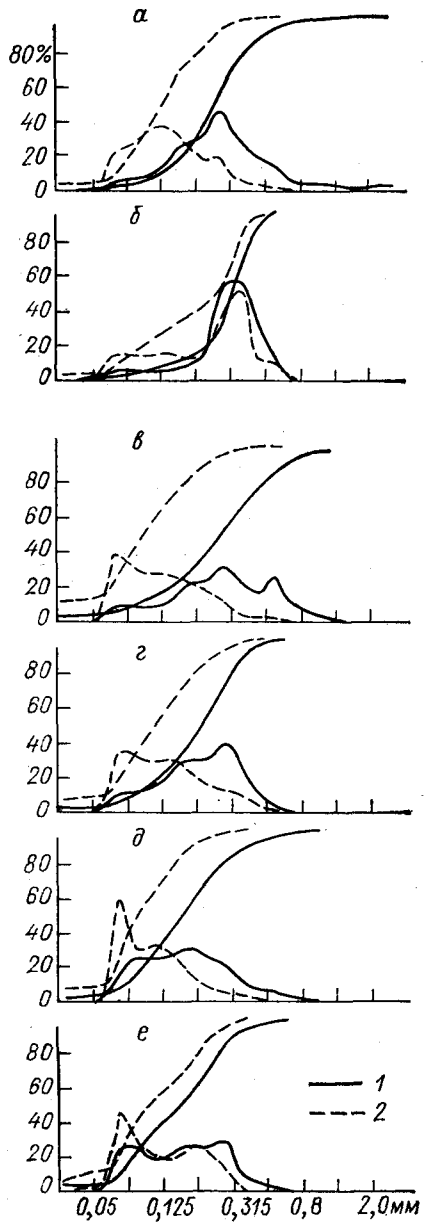


Рис. 22. Косая слойчатость в толще эоловых песчаников. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.



нистость пород не будет влиять на значение коэффициентов. Целесообразность использования отношения медиан легких и тяжелых минералов, а не коэффициента смещения следует из самой сущности метода, которая заключается в том, что радиусы одновременно оседающих зерен тяжелых и легких минералов обратно пропорциональны плотности минералов. Следовательно, при таком подходе учитывается действительно физическая сущность, лежащая в основе распределения легких и тяжелых минералов в гранулометрическом спектре в одном и том же образце, а не параметр, отражающий ее лишь частично [26].

Для суждения о характере поверхности песчаных зерен обычно (после предварительной отмывки в воде, сопровождаемой интенсивным растиранием пальцем для удаления загрязняющих зерна частиц и высушивания) изучают кварцевые обломки размером от 0,2 до 1,5 мм на черном фоне под бинокуляром в отраженном свете (угол луча от осветителя к поверхности препарата около 45°) [57, 190, 191]. Выделяют зерна

Рис. 23. Гранулометрический состав легких *(1)* и тяжелых *(2)* минералов в водных *(а, в)* и образовавшихся за счет их переработки эоловых песчаниках *(б, г—е)*. Меловые отложения Ферганы.

Для кривых распределения вертикальный масштаб в 2 раза крупнее, чем для кумулятивных кривых.

неокатанные; блестящие, окатанные водой; матовые округлые, окатанные ветром. Производят подсчет 50 — 200 зерен, результаты которого выражают в процентах. При массовых определениях применение этого метода обычно достаточно эффективно, однако результаты его обязательно должны корректироваться другими данными, поскольку нередко при переотложении материала зерна сохраняют особенности поверхности, сформированные в предшествующей обстановке. Например, в современных эоловых песках Ферганской впадины было встречено всего 4% матовых округлых, окатанных ветром, зерен, а в морских и озерных песчаниках мелового возраста — 36 и 25% соответственно. Правда, в меловых эоловых песчаниках того же района их уже 76% [25]. Незначительное содержание матовых зерен в современных эоловых песках в данном случае несомненно объясняется тем, что они, вследствие незначительной переработки ветром, сохранили еще черты материнских речных песков.

В последнее время за рубежом начали широко использовать электронную микроскопию для изучения поверхности кварцевых зерен в целях выяснения генезиса отложений и решения вопросов палеогеографии. Опубликован даже атлас структур поверхности песчаных кварцевых зерен [205]. Этим методом диагностируются поверхности, характерные для зерен, подвергавшихся переносу ветром, ледником и в различных водных условиях. Однако наряду с работами, указывающими на большую перспективность метода, стали появляться публикации, свидетельствующие о еще недостаточной его разработанности. Например, микроструктуры, характерные для ледниковых отложений, были обнаружены на зернах кварца современных флоридских пляжей, на которые ледниковый материал не мог попасть [221]. На зернах же с пляжа Калифорнии, образовавшихся за счет разрушения гранитов, были обнаружены те же микроструктуры, что и на поверхности зерен, испытавших несколько циклов переотложения [203].

В последнее время вопросы образования и идентификации эоловых песчаных отложений были подробно освещены в ряде работ [152, 198, 211, 215, 229], содержащих и обширную библиографию. О преобладающем направлении древних ветров иногда можно судить и не только по данным о косой слойчатости эоловых отложений. Для этих целей можно использовать массовые замеры ориентировки крутых склонов эоловой ряби (крутые склоны наклонены в направлении ветра), направление вытянутости зоны распространения пеплов, а иногда даже и особенности сортировки берегового галечника [212]. Однако все эти приемы менее эффективны по сравнению с методом использования косослойчатых текстур.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВ

Палеогеографические реконструкции должны включать в себя определение направления движения древних ледников, если таковые существовали на суше в пределах изучаемой территории в соответствующий этап ее геологической истории. Но прежде чем приступить к выяснению этого вопроса, необходимо доказать ледниковый генезис отложений или других образований.

Основными признаками, указывающими на существование оледенения, обычно считаются: 1) плохая сортировка ледниковых отложений, проявляющаяся в совместном нахождении глинистого, алеврито-песчаного и грубообломочного материала; 2) залегание отложений на отполированной и в то же время исштрихованной поверхности подстилающих пород; 3) наличие в подстилающих породах сглаженных округлых выступов — бараньих лбов; 4) присутствие в отложениях утюгообразных и штрихованных валунов; 5) обычное примерно параллельное расположение удлиненных валунов по отношению друг к другу и царапинам на подстилающих породах; 6) присутствие долин трогового профиля; 7) значительная площадь распространения неотсортированных пород и перекрытие ими как относительных понижений, так и повышений древнего рельефа; 8) стратиграфическая устойчивость отложений; 9) присутствие в отложениях эрратических (блуждающих) валунов, находящихся на расстоянии сотен и тысяч километров от коренных выходов соответствующих пород и располагающихся на площади в виде конуса с вершиной у коренных выходов; 10) незрелый минералогический и химический состав; 11) разная, но в общем слабая обработка обломков, большие предельные их размеры.

Однако не все из перечисленных признаков обычно можно обнаружить, причем каждый из них в отдельности может и не являться показателем существования оледенения. Так, сходные с мореной породы могут образоваться в результате деятельности селевых потоков, при оползневых процессах и даже в морских условиях, о чем иногда однозначно свидетельствует нахождение в них остатков непереотложенной морской фауны. Штрихованные и округленные скалы могут возникнуть в результате воздействия на прочные породы речных и морских льдов. Валуны могут разноситься и айсбергами, и льдами берегового припая (правда, такие валуны, отложенные на дне водоемов в рыхлых осадках, в случае их отчетливой удлиненности нередко располагаются перпендикулярно к напластованию, в то время как в морене обычно лежат параллельно пластовым поверхностям). Такая неоднозначность возможной трактовки одних и тех же особенностей заставляет всегда основывать заключения о наличии оледенения на комплексе данных и проверять их, кроме

того, с помощью оценки общей палеогеографической и прежде всего палеоклиматической обстановки.

В тех случаях, когда ледниковое происхождение тех или иных показателей доказано, судить о направлении древних ледников можно на основании: 1) массовых замеров ориентировки шрамов, борозд, царапин на поверхности ледникового ложа (они в общем параллельны движению льда); 2) массовых замеров ориентировки удлиненных валунов (длинная ось их обычно параллельна направлению движения льда); 3) ориентировки бараньих лбов (пологий, сглаженный склон их располагается со стороны движения льда, а крутой, менее сглаженный — с противоположной); 4) ориентировки конусов разноса эрратических валунов (среднее направление движения льда в общем близко к биссектрисе угла между сторонами конуса местонахождений валунов).

Условия образования и литологические особенности отложений, формирующихся в обстановке суши, очень подробно рассмотрены в книгах Д. В. Наливкина [98, 99], Е. В. Шанцера [169], В. И. Попова и др. [114], а отдельные их разновидности — в ряде других работ [43, 66, 76, 126, 152, 169, 198, 211, 216, 219]. Однако необходимо помнить, что, хотя в настоящее время наземные осадки и чрезвычайно широко распространены, в геологическом разрезе они сохраняются редко и потому палеогеографическое значение их в общем невелико.

ГЛАВА 3 ВЫЯВЛЕНИЕ особенностей древних бассейнов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА

Наиболее показательными признаками существования погребенного рельефа и в рассматриваемом случае являются полнота разрезов, притыкание (прислонение) или первичный наклон слоев. Однако при реконструкции рельефа, существовавшего на поверхности накапливавшихся осадков, могут наряду с упомянутыми в гл. 2 использоваться дополнительные методы.

Очень показательным примером существования крупных неровностей в рельефе морского дна являются рифовые комплексы, нередко образующие по внешнему краю рифа громадные шлейфы обломочных известняков с наклоном поверхности 30—40° и даже более. Как для современных, так и для древних подобных образований характерна последовательная смена в направлении от суши в глубь бассейна лагунных отложений собственно рифовыми, затем рифовым шлейфом и, наконец, замещающими его глубоководными образованиями. Приводятся данные [125, 186, 196] о том, что и в древних отложениях присутствуют погребенные рифовые постройки, высота которых в конце их формирования достигала 700—800 и даже 1500 м над дном моря.

Четким показателем наличия понижений дна древних водоемов являются признаки, указывающие на существование условий застойного режима придонных вод, приводившего к нарушению нормального газового режима. В таких условиях, вследствие неполного разложения органического вещества, происходят исчезновение в иловых и придонных водах кислорода и заражение их углекислым газом, а иногда и сероводородом. В результате в образующихся тонкозернистых осадках исчезает донная фауна, начинают возникать выделения сульфидов и из-за обилия сохраняющегося органического вещества осадки приобретают темную окраску. Такие условия могут возникать на разных глубинах и распространяться на различные площади. Например, они наблюдаются на громадных территориях Черного моря, а также часто в озерах и фиордах. Возникновению их помимо наличия понижений дна водоемов или порогов, через которые происходит обмен вод с соседними бассейнами, способствует приток с суши пресных вод, затрудняющий вертикальное перемешивание воды и как следствие проникновение кислорода в осадок.

При выявлении древнего рельефа дна водоемов важно выяснить направление движения подводных оползаний осадков и

общий план распространения по площади следов подводно-оползневых деформаций. Естественно, что оползания всегда идут вниз по уклону поверхности дна и приурочиваются к склонам подводных поднятий. Напротив, осадки, отложенные из мутьевых потоков, свидетельствуют о существовании на месте их захоронения пониженных участков древнего подводного рельефа. Широкое распространение по площади нептунических даек обычно является показателем существования относительно выровненных участков дна, которые могли располагаться как на повышениях, так и на понижениях подводного рельефа.

Рельеф дна водоема сказывается нередко на изменении гранулометрического состава осадков, а именно: на некотором укрупнении терригенного материала на возвышенных участках, так как в условиях повышенной гидродинамики вод более тонкозернистые его частицы уносятся. Однако чтобы однозначно выявить изменения гранулометрического состава пород, обусловленные влиянием подводного рельефа, необходимо иметь значительное количество данных как по площади, так и по разрезу. Кроме того, при общих значительных глубинах вследствие малой подвижности придонных вод может и не происходить изменения гранулометрических особенностей осадков на положительных формах подводного рельефа. Более того, иногда в определенных условиях может наблюдаться даже обратная зависимость. Например, в глубоководных обстановках (ниже действия волн) на подводных возвышенностях может накапливаться более тонкий материал, чем в понижениях подводного рельефа, особенно если в отложении осадков принимали участие мутьевые потоки.

Рельеф дна иногда, при наличии достаточно многочисленных определений, можно в какой-то мере реконструировать и по данным о направлении донных течений или по особенностям изменения содержания и ассоциаций обломочных минералов в алеврито-песчаных породах. Перемещение осадков донными течениями происходит в основном в результате действия гравитационного эффекта, поэтому в общем случае ориентировка вектора течений соответствует направлению уклона дна. При этом неровности дна в виде подводных возвышенностей донные течения чаще всего огибают [115, 120].

Особенности минералогического состава обломочных компонентов алеврито-песчаных отложений зависят и от рельефа дна бассейна седиментации [115, 120]. Обычно на поверхности крупных поднятий дна происходит обеднение минералогических ассоциаций терригенных компонентов. Напротив, на их склонах наблюдается концентрация ряда минералов, особенно устойчивых. Возможно, такое распределение возникает в том случае, когда донные течения огибают поднятие. Однако нередко отмечаются иные соотношения. Например, иногда наиболее разнообразен минералогический состав и повышено содержание тяже-

лых минералов именно на сводах поднятий. Такая картина могла быть вызвана процессами естественного шлихования в обстановке малых глубин. В ряде случаев подводные поднятия могли служить своеобразным экраном для распространения терригенного материала, в связи с чем возникало различие минеральных комплексов обломочных компонентов осадков с разных сторон поднятий. Иногда особенности распределения тяжелых минералов отражают существование относительно мелких и даже локальных поднятий. Например, известны случаи, когда на сводах подводных поднятий минералогический состав осадков характеризуется повышенным содержанием минералов с большой плотностью (циркона, рутила, магнетита, ильменита, анатаза и др.).

Следует иметь в виду, что вопрос о связи минералогического состава обломочных осадков с рельефом дна бассейна еще слабо разработан, поэтому использовать данные об изменении распределения обломочных минералов по площади для суждения об изменении рельефа дна водоемов необходимо с очень большой осторожностью.

О подводном рельефе древних водоемов иногда можно судить на основании изменения по площади органических остатков. Так, у протерозойских водорослей отмечается [46], что биогермы столбчатых строматолитов характерны для подножия рифов и нижней части шельфа, пластовые и некоторые мелкостолбчатые — для лагун. От самых нижних частей шельфа до лагун распространены микроонколиты, а их отдельные группы обладают более узким распространением. Однако чтобы использовать данные по остаткам древних организмов, прежде всего необходимо знать особенности их обитания. Вопрос этот очень сложный, к тому же остатки организмов часто захороняются в переотложенном состоянии.

Судить о рельефе поверхности осадков на дне древних водоемов можно в какой-то мере по интенсивности фациальной изменчивости пород соответствующего возраста. Чем положе, выровненнее, однообразнее был рельеф дна, тем однообразнее были и отлагавшиеся в водоемах осадки, и наоборот, чем расчлененнее был рельеф дна, тем резче менялись по площади их состав и гранулометрические особенности. Аналогичная связь обычно существует и между выраженностью донного рельефа и изменчивостью мощностей одновозрастных отложений.

Положительные и отрицательные формы рельефа дна в водоеме определяют сопряженное изменение его глубин. Поэтому реконструкция рельефа дна древних бассейнов и выяснение глубин накопления в них осадков представляют собой неразрывно связанные проблемы, хотя пути решения каждой из них нередко различные.

Установление глубин древних водоемов — очень сложная задача, однозначное решение которой часто невозможно. Так, иногда полагают, что поскольку нередко карбонатные отложения накапливаются на некотором удалении от области сноса, замещаясь вблизи от нее глинистыми и обломочными, то они являются показателями относительной глубоководности древних бассейнов. Но в действительности могут быть и другие пространственные соотношения осадков.

Смена обломочных отложений при удалении от области сноса карбонатными отмечается обычно лишь при достаточной расчлененности суши и в обстановке гумидного климата. Вблизи же от выровненной области сноса в аридном климате может, напротив, происходить формирование карбонатных отложений у самого берега в крайнем мелководье, а на больших глубинах — замещение их терригенным материалом. Ведь растворимость кальцита увеличивается с возрастанием содержания в воде растворенного углекислого газа, а чем меньше глубины, тем меньше его содержание в воде вследствие уменьшения давления и увеличения температуры. Поэтому в аридных условиях в крайнем мелководье из-за интенсивного испарения не только повышается общая минерализация вод, но вследствие интенсивного прогрева и перемешивания их резко уменьшается содержание в водах углекислого газа. Все это может приводить к пересыщению вод углекислым кальцием и его интенсивному накоплению в осадке. На больших же глубинах из-за лучшего обмена водных масс и как следствие меньшей их минерализации, уменьшения прогретости вод и увеличения давления такие благоприятные условия для отложения карбонатного материала отсутствуют. Поэтому в рассматриваемых обстановках карбонатные породы часто образуются на меньших глубинах, чем обломочные и глинистые.

Следует учитывать, что на больших глубинах из-за значительного содержания растворенного углекислого газа не накапливаются осадки даже с примесью карбонатного материала. Аналогичные условия могли существовать и ранее. Более того, можно полагать, что «запрещенные» для карбонатонакопления глубины в далеком прошлом могли быть и не столь значительными, как в настоящее время, из-за большего содержания углекислого газа в атмосфере. Карбонатонакопление может подавляться и на самых различных глубинах в случае обилия в осадке разлагающегося органического вещества, продуцирующего большое количество углекислого газа и понижающего pH иловых вод. Поскольку древние толщи часто сильно дислоцированы и подчас состоят из чередования тектонических чешуй, что не позволяет иногда восстановить былую последовательность отложений в пространстве и близость их к областям

сноса, реконструировать относительные глубины формирования карбонатных и некарбонатных осадков в таких условиях надо очень осторожно.

При определении глубин древних водоемов всегда надо основываться на анализе комплекса данных, в частности, учитывать (*при возможности*) *следующие особенности отложений.*

1. Изменение по площади размера частиц обломочных отложений. В общем случае грубозернистость пород является показателем мелководности осадконакопления. Так, современные галечники обычно образуются на глубинах не более 10—15 м, а сортированные пески — не глубже нескольких десятков метров. Однако тонкозернистость осадков ни о чем не говорит. Это обусловлено тем, что зернистость обломочных отложений в конечном счете зависит лишь от подвижности вод и расчлененности области сноса [125, 143]. Естественно, в случае весьма выровненного рельефа область сноса не может поставлять грубообломочный материал. Поэтому даже на незначительных глубинах в непосредственной близости от нее грубообломочный, а подчас и алеврито-песчаный материал не отлагается.

Подвижность вод в значительной мере зависит от размеров бассейнов. Поэтому в водоемах разной величины часто положение нижней границы одноименных гранулометрических типов осадков существенно различается. Так, алевриты на океаническом шельфе обычно начинают отлагаться с глубины 75—100, в Черном море — с 15—25, в Аральском — с 5—10, а в Балхаше — с 2—3 м [143].

Подвижность придонных вод в одном бассейне определяется не только изменениями глубины (т. е. рельефом дна), но и распределением в его пределах островов, изрезанностью береговой линии, характером и направлением течений, изменчивостью ветров. Поэтому в местах существования затишных вод (в заливах, между островами и т. п.) тонкозернистые осадки могут накапливаться и в мелководье, в то время как на значительно бо́льших глубинах в открытых частях бассейна и в зонах действия течений может отлагаться более грубый материал. Общая закономерность, заключающаяся в том, что в каждом бассейне зернистость отложений уменьшается с увеличением глубины, может нарушаться в зависимости от ряда обстоятельств (рис. 24). Может нарушать эту закономерность и развитие мутьевых потоков и подводно-оползневых процессов, благодаря действию которых на значительных, вплоть до максимальных, глубинах отлагаются относительно грубые и неотсортированные осадки.

Существенное воздействие на характер распределения осадков разной зернистости по дну водоема могут оказывать и впадающие в него реки. Так, многоводные равнинные реки могут выносить и отлагать вблизи от своего впадения большое количество тонкозернистого материала, тем самым создавая зону

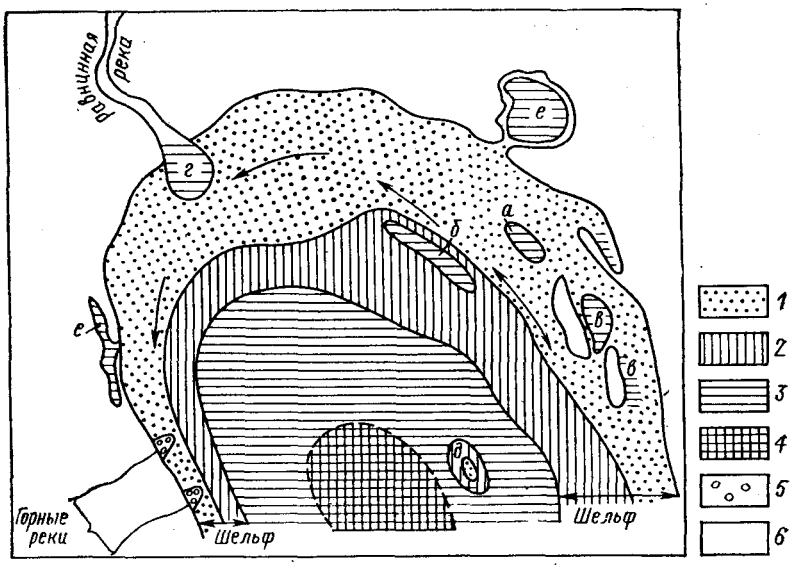


Рис. 24. Общая схема распределения гранулометрических типов осадков в водоемах (по Н. М. Страхову [1963 г.]).

1 — пески, *2* — крупные алевриты; *3* — мелкие алевриты; *4* — глины; *5* — гравий; *6* — суша. *а*, *б* — депрессии (*а* — эрозионные, *б* — тектонические); *в* — затишные воды; *г* — приустьевой глинистый язык; *д* — поднятие дна; *е* — лагуны.

тонкозернистых осадков внутри области распространения несколько более крупнозернистых осадков, характерных для шельфовой зоны. Напротив, вынос материала горными реками обычно приводит к возникновению зон более грубых осадков среди относительно тонкозернистых. И в том и в другом случае в направлении, параллельном границе водоема и суши, относительно более тонкозернистые осадки могут накапливаться на меньших глубинах по сравнению с более крупнозернистыми. Иногда на шельфе отмечается распространение в прибрежной зоне глинистых илов, а значительно дальше от берега в более глубоководной зоне — песчаных отложений. Такое соотношение, например, отмечается на шельфе Юго-Восточного Китая (рис. 25), вдоль западного берега Африки, в Каспийском море. Такая особенность объясняется огромным выносом илистого материала реками и интенсивным его отложением в прибрежной части шельфа [80].

Таким образом, оценивать изменение глубин древних водоемов по их площади на основании изменения зернистости отложений следует с большой осторожностью и с обязательным привлечением других данных. Этот вывод касается не только терригенных отложений, возникающих за счет выноса материала с суши, но и карбонатных пород разной зернистости, рас-

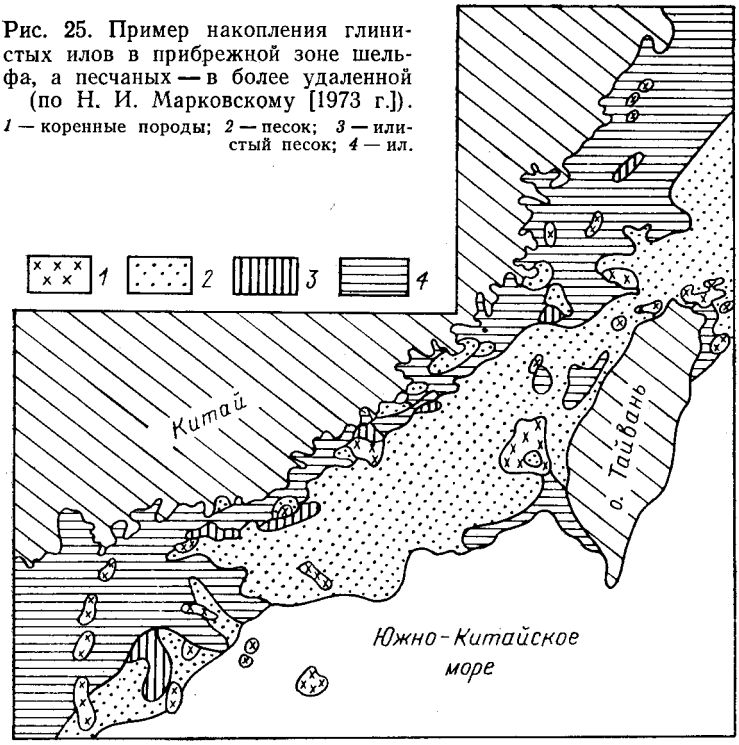


Рис. 25. Пример накопления глинистых илов в прибрежной зоне шельфа, а песчаных — в более удаленной (по Н. И. Марковскому [1973 г.]).
1 — коренные породы; *2* — песок; *3* — илистый песок; *4* — ил.

пределение которых в значительной мере определяется не только глубиной, но и рядом других факторов, в частности направлением и силой прибрежных течений [187].

2. Органические остатки. Многие организмы в настоящее время обитают на вполне определенных глубинах. Однако оценить глубины обитания древних представителей органического мира обычно не представляется возможным, и проводить такие определения, конечно, следует специалистам-палеонтологам, изучающим соответствующие группы ископаемых организмов. При этом известный интерес представляет изучение не только остатков макро-, но и микроорганизмов, и в частности выявление соотношения в распространенности их различных представителей (например, фораминифер и нанофоссилий) [189].

Некоторые заключения о вероятных глубинах накопления осадков на основании нахождения в образовавшихся из них породах остатков организмов в ряде случаев может сделать и не специалист, например по данным изучения этих остатков в шлифах с использованием материалов, приводимых в Атласе породообразующих организмов [83]. Иногда о глубинах накопления осадков можно сделать заключения на основе общих

особенностей органических остатков. Так, наличие остатков донных водорослей является показателем мелководных условий, поскольку фотосинтезирующие водоросли обычно обитают лишь на глубинах, не превышающих 50—70 м. О подвижных условиях водной среды, а следовательно, о мелководных обстановках свидетельствует распространение остатков, прирастающих или обладающих массивной раковиной моллюсков. С увеличением же глубины донные организмы с прочными скелетными образованиями обычно исчезают и общее количество остатков или следов деятельности организмов уменьшается. Однако обеднение донной фауны вплоть до ее исчезновения может вызываться и другими причинами: ненормальной соленостью вод, нарушением газового режима и т. п.

3. Текстурные признаки. В большинстве случаев текстурные особенности пород, позволяющие судить о глубинах накопления отложений, являются показателями крайнего мелководья, в условиях которого происходит частое осушение поверхности осадков. К ним относятся разнообразные трещины высыхания, остатки корневой системы водных растений типа мангровых (рис. 26), слепки стволиков тростника (рис. 27), отпечатки дождевых капель и кристаллов льда, наличие волноприбойных знаков, отпечатков следов наземных и земноводных животных и птиц, следы царапания дна плавающими предметами и т. п. [3, 32]. Хорошим показателем мелководья являются оолитовые известняки, чистые разности которых образуются обычно на глубинах не более 10—15 м [153]. Для определения глубины бассейна пробовали изучать [207] характер поверхности зерен кварца в электронном микроскопе. Признаки частичного растворения зерен кварца при этом рассматривали как свидетельство о том, что он отлагался не в зоне прилива, а в более глубоководной обстановке.

4. Характер фациальных замещений. Четкие и относительно устойчиво сохраняющие свое положение по разрезу границы между фациальными комплексами и сопряженное изменение состава отложений и их мощностей указывают на существование в эпоху осадконакопления участков бассейна со значительно различающимися глубинами. Напротив, более постепенные, клиновидно внедряющиеся друг в друга замещения одних осадков другими (что проявляется в разрезах в чередовании соответствующих осадков) более характерны для мелководных условий и для выровненного дна. Мелководные условия особенно вероятны, если отмечаются значительные изменения пород по вертикали и горизонтали в пачках небольшой и относительно выдержанной мощности.

Предполагая глубоководный генезис для каких-либо отложений, надо учитывать, что они обычно по простиранию замещаются сначала умеренно глубоководными, а затем все более и более мелководными, так как непосредственный переход глубо-

Рис. 26. Остатки корневой системы водных растений типа мангровых, свидетельствующие о накоплении осадков в мелководных условиях. Верхнемеловые отложения Монголии.

Рис. 27. Слепки стволиков тростника как показатель образования осадков в крайне мелководных условиях. Неогеновые отложения оз. Зайсан.

ководных обстановок в мелководные, исключая окраины глубоководных впадин, маловероятен.

5. Распространение глыбовых горизонтов, экзотических глыб, подводных оползней. Все эти особенности, отмечаемые иногда в осадочных толщах, указывают на существование значительных (не менее 1,5—2°) уклонов дна бассейнов. Кроме того, если известна протяженность палеосклона по падению (на основании площадной распространенности перечисленных образований или оценки расстояния от коренных выходов соответствующих пород до местонахождения наиболее удаленных глыб), то можно рассчитать глубину бассейна над нижней частью склона. При этом следует учитывать протяженность склона и минимально необходимые углы наклона, аналогично тому, как это было сделано для палеогена Сочинского района [61]. Необходимо также помнить, что такие подсчеты дают лишь глубину самую минимальную из возможных, поскольку в основу подсчетов берутся минимальные углы наклона склона, при которых уже возможны широкое распространение оползаний осадков и перемещение по илистому дну глыб пород. В действительности же, вероятно, широкое образование глыбовых горизонтов и распространение подводных оползней часто происходили при более значительных уклонах поверхности дна водоемов.

6. Данные о палеотемпературах. В настоящее время существуют методы определения температуры воды в древних водоемах на основе изучения изотопного или химического состава карбонатного материала раковин ископаемых организмов или самой породы (см. гл. 4). Поскольку температура воды водоемов с глубиной обычно понижается, то по изменению по площади разницы температур образования вещества раковинок планктонных организмов и донных (или самой вмещающей породы) можно судить об изменении относительных глубин соответствующего водоема.

УСТАНОВЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

Реконструкция положения древних береговых линий обычно представляет собой сложную проблему вследствие двух основных причин: непрерывного изменения очертаний их на протяжении геологического этапа, для которого проводятся реконструкции, и частой невозможности четкого разделения отложений бассейнового и наземного генезиса [125]. Наиболее однозначные данные о положении береговой линии можно получить в том случае, когда она в общем совпадала с линией границы осадконакопления и сноса. Для реконструкции положения такой границы могут быть использованы соответствующие приемы, указанные в гл. 1.

Трансгрессивное налегание изучаемой осадочной толщи на более древние породы, несущие на своей поверхности признаки

выветривания [25], или сохранение в породах подстилающего комплекса береговых уступов, непосредственно фиксирующих положение берега в какой-то момент геологической истории, позволяют делать наиболее определенные выводы. Однако и при трансгрессивном налегании, вследствие того что палеогеографические реконструкции всегда приходится проводить для какого-то значительного временного этапа, можно обычно лишь либо наметить среднее положение береговой линии, либо выделить вероятную зону, в пределах которой происходили изменения положения этой линии.

Как в случае трансгрессивного налегания бассейновых осадков, так и, особенно, при замещении их по периферии области сноса наземными образованиями очень большое значение имеет выяснение общей ориентировки подводной и наземной частей палеосклона на основании использования приемов, указанных в гл. 1. Поскольку береговая линия как пересечение горизонтальной поверхности с общим склоном должна совпадать с линиями простирания палеосклонов, то, зная направления наклона последних, можно более определенно намечать положение границы древних бассейнов. Она должна располагаться в общем перпендикулярно к направлениям проекций линий падения палеосклона. Поэтому если в каком-то пункте выявлена смена бассейновых осадков наземными, то, зная направления общего уклона палеосклона, можно наметить на карте положение границы бассейна не только в точке, отвечающей одному обнажению, а на значительно большем расстоянии.

Во всех случаях реконструкции положения древней береговой линии первоочередной задачей является определение условий образования отложений, и особенно выявление пространственного распределения различных прибрежных и наземных осадочных образований, подробную характеристику которых можно найти в ряде сводных работ [68, 98, 99, 114, 152]. Кроме того, часто важно выяснить возможную глубину формирования осадков, вероятную удаленность их от области сноса. Необходимость решения последних вопросов возникает в тех достаточно частых случаях, когда одновозрастные отложения, накапливавшиеся ближе к береговой линии, к настоящему времени полностью уничтожены. В таких случаях большое значение приобретает также реконструкция возможного положения береговой линии на основе определения градиента мощности выдержанных пачек морских отложений по двум-трем скважинам или обнажениям, расположенным в общем перпендикулярно к предполагаемой границе. После определения градиента мощности рассчитывается расстояние L до береговой линии от ближайшего к ней пункта замера мощности по формуле $L=M/\Delta M$, где M — мощность отложений в наиболее близкой к береговой линии скважине или обнажении, м; ΔM — градиент мощности [10].

Поскольку часто различные по генезису ископаемые песчаные отложения (прибрежные бассейновые, пляжевые, речные и наземные) с трудом различаются, приходится применять для их идентификации специальные приемы. Для реконструкции положения береговой линии большое значение имеет выявление по ряду признаков [70, 152, 217, 220, 222] отложений песчаных береговых валов (баров), наиболее характерными чертами которых являются удлиненная форма и относительная прямолинейность, а также форма поперечного сечения обычно в виде выгнутой вверх линзы. Для разграничения песчаных отложений эоловых, надводной и подводной части пляжа и в той или иной мере удаленных от берега может быть эффективным использование принципа гидравлической эквивалентности, в частности данных о коэффициентах смещения (принцип определения его указан в гл. 2) [102, 209, 225], а также выявление роли среди песчаных зерен матовых округлых, окатанных ветром, обилие которых свидетельствует об эоловом генезисе породы (см. гл. 2). Песчаные береговые отложения часто характеризуются наличием слойков, обогащенных тяжелыми минералами (естественных шлихов), и расположением большинства удлиненных зерен перпендикулярно к береговой линии [125]. Однако следует подчеркнуть, что многие из используемых признаков не всегда позволяют сделать однозначные выводы. Так, в прибрежно-морских осадках зерна терригенных минералов могут располагаться длинными осями и параллельно берегу, если они отлагались в зоне существования вдольбереговых течений [223]. Это обусловливает необходимость всегда принимать во внимание весь комплекс имеющихся данных, а не ограничиваться лишь какими-то одними.

На положение береговой линии указывают признаки крайнего мелководья (см. предыдущий раздел); о близости ее свидетельствуют оолитовые известняки, ракушняки из обломков раковин, скопления отсортированных, в той или иной мере раздробленных и окатанных раковин, реликты нор морских раков, следы камнеточцев, обилие знаков ряби, расположение удлиненных органических остатков длинной осью параллельно друг другу (и берегу), но с направлением утоненных концов в разные стороны (при ориентировке же их под воздействием течений заостренные концы направлены в основном в одну сторону) [125].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДНОЙ СРЕДЫ

Из многочисленных способов определения физико-химических особенностей водной среды отложения осадков ниже рассмотрены лишь основные. Как следует из специального рассмотрения вопроса [45, 87, 88, 125, 155, 172], большую инфор-

мацию о солевом и газовом режиме древних водоемов, т. е. основных показателей водной среды, можно получить на основании использования данных об особенностях ископаемых органических остатков. Соленость воды является одним из главных факторов, определяющих возможность нормального развития морских организмов. Так, считается, что кораллы, радиолярии, головоногие моллюски, морские ежи, морские лилии, трилобиты, замковые брахиоподы и некоторые другие представители органического мира (например, большинство фораминифер) обитали только в морях с нормальной соленостью. В бассейнах же с ненормальной (преимущественно пониженной) соленостью широко распространялись беззамковые брахиоподы (лингулы, оболюсы), определенные семейства пелеципод (антракозиды, кардиды, тригониоидиды и др.) и гастропод, остракод, харовых водорослей. К настоящему времени разнообразие и специфика многих древних пресноводных моллюсков уже хорошо выявлены [64, 81], что позволяет уверенно отличать их от сходных морских форм. Выделяются по ископаемым остаткам организмы, обитавшие в морских, пресноводных и наземных условиях, и среди других представителей органического мира (например, черепах и рыб).

Особенности распределения остатков пресноводных и морских представителей органического мира представляют интерес для определения физико-химических свойств водной среды, так как морская и пресноводная фауны почти не смешиваются и их разделяет узкий солеиосный диапазон, отвечающий примерно 5—8‰. Так, по данным В. В. Хлебовича [164], можно считать установленным, что по обе стороны узкой зоны солености 5—8‰ развиваются различные фаунистические комплексы, по-разному протекают обменные процессы в организмах и их тканях, в результате чего важнейшие макромолекулярные вещества по обе стороны этого барьера имеют различную структуру. Существуют также и другие узкие диапазоны солености, при переходе через которые отмечаются изменения биологических свойств. Так, из состава морской фауны большое число стеногалинных форм исчезает уже при распреснении до 30‰. Заметные изменения ее состава происходят, вероятно, при 24, 16, 3‰, а также в пересоленных водах при соленостях около 45 и 75—80‰. Однако по результатам воздействия на ход биологических процессов ни одна из этих соленосных зон не может идти в сравнение со специфической ролью солености порядка 5—8‰ [164].

В значительной мере перспективными для выяснения физико-химических свойств водной среды древних водоемов представляются палеобиохимические и микроструктурные исследования, основанные на изучении химического, минералогического и биохимического состава, микроструктур, гистологии и морфологии скелетных остатков древних организмов [64]. К сожалению, эти исследования обычно требуют не только уникального по

сохранности палеонтологического материала, но могут выполняться лишь высококвалифицированными специалистами, а потому их нельзя рекомендовать для массового использования.

Изменения солености водоемов (относительно нормальной) в сторону понижения или повышения обычно приводят к уменьшению как разнообразия видового состава организмов, проявляющемуся иногда в полном исчезновении даже целых классов и типов, так и их размера и появлению карликовых форм. Опреснение, кроме того, часто вызывает упрощение наружной скульптуры раковин, утонение их, редуцирование замочного аппарата. Понижение солености может не только приводить к меньшей массивности известкового скелета организмов, но и иногда к замене его скелетом хитиновым, что отмечается, например, у фораминифер, мшанок, губок. Однако этот процесс может обусловливаться и не общим понижением солености, а лишь недостатком в воде углекислого кальция или в связи с повышением растворимости его (вследствие понижения pH, увеличения растворимости углекислого газа). Например, с повышением растворимости карбоната кальция, а не с понижением солености связано распространение на больших глубинах у фораминифер не известковых, а агглютинированных раковин.

Остатки древних организмов иногда позволяют делать заключения и о газовом режиме придонных вод. Ненормальный газовый режим, так же как и присутствие вредных для организмов растворенных веществ в воде и изменение ее солености, может вызвать появление карликовых фаун и даже полное исчезновение организмов. Так, о сероводородном заражении вод свидетельствуют распространение в отложениях остатков скелетов планктонной фауны при отсутствии донной и повышенном содержании органического вещества. Кроме того, при появлении на дне водоемов резко восстановительной среды в осадках становится невозможной жизнедеятельность и разнообразных илоядных организмов, обычно в значительной мере или полностью уничтожающих часто первоначально возникающую тонкую слоистость или другие текстурные особенности. Поэтому сохранение в породах тонкой слоистости нередко связано с существованием ненормального газового режима на дне древних бассейнов.

О кислотно-щелочном режиме, существовавшем во время образования осадочных пород, можно в какой-то мере судить по распространенности различных аутигенных глинистых минералов [155]. Так, образование каолинита характерно для кислых обстановок, а монтмориллонита, палыгорскита и сепиолита — для щелочных. Гидрослюды (иллит) образуются преимущественно в условиях щелочных ($pH<9,5$), нейтральных и слабокислых, но всегда с достаточно большим содержанием щелочей и в первую очередь ионов калия. Однако всегда надо помнить, что диапазон физико-химических условий, в которых может

существовать тот или иной минерал, всегда значительно шире, чем обстановки его образования. Поэтому можно использовать данные лишь по распространению аутигенных минералов.

Иногда можно привлекать для выяснения генетических вопросов и особенности сохранности терригенных глинистых минералов по площади. Например, полагают, что каолинит в морских условиях не только не образуется, но и существует лишь в определенных границах, постепенно измельчаясь и разрушаясь при переносе [155]. Для некоторых объектов было установлено [77], что аргиллиты морских фаций обогащены монтмориллонитом и кальцитом, глинистые породы лагунного генезиса состоят из гидрослюд и каолинита с примесью карбонатов в виде сидерита, аргиллиты континентальных (озерных и болотных) фаций имеют повышенное содержание каолинита и, видимо, не содержат монтмориллонита. Можно полагать, что такая последовательность смены глинистых минералов характерна, однако, лишь для обстановок отчетливо гумидного климата, для аридного же монтмориллонит может обогащать и континентальные, и лагунные осадки. Вообще фациальная принадлежность глинистых минералов, определяемая совокупностью ряда факторов, в разных геологических объектах может заметно различаться. Например, в ряде случаев [50] отмечается преобладание гидрослюд и хлоритов в морских глинах, а каолинита и монтмориллонита — в озерно-болотных.

Для щелочной среды характерны выпадение кальцита и особенно образование доломита. Пирит и марказит обычно возникают также в щелочной среде, а сидерит, напротив,— в кислой. О кислотно-щелочных условиях иногда можно судить и по наличию некоторых более редких аутигенных минералов [76, 87, 150], а в ряде случаев и по степени сохранности некоторых аутигенных и обломочных минералов [47, 48, 91]. Например, в морской воде апатит неустойчив и, разрушаясь, образует вторичные фосфаты, в резко кислой среде неустойчивы биотит, гранаты. Очень характерна различная направленность изменения глинистых минералов при диагенезе в зависимости от специфики среды [87]. В кислой среде происходит образование каолинита и галлуазита, а в щелочной — гидрослюд, монтмориллонита, т. е. в условиях диагенеза направленность образования глинистых минералов, так же как и при выветривании, в значительной мере определяется кислотно-щелочным режимом.

Важным индикатором повышенной щелочности (pH>7,2) водоемов является накопление в осадках окислов и гидроокислов марганца и железа, которые возникают лишь при хорошей аэрации воды (при изобилии в ней кислорода) и высокой щелочности ее и проявляются в бассейнах разной солености — от совершенно пресноводных до нормально-морских [146].

Очень сложна проблема выяснения окислительно-восстановительных условий осадконакопления по присутствующим

в породах аутигенным минералам, в связи с тем что обычно нельзя решить: образовались ли они во время осадконакопления или позже — при диагенезе и катагенезе [45, 76, 87, 125, 142]. Если минералы распределены в породе равномерно или в виде пятен, гнезд, прожилков, секущих плоскости слоистости, то обычно они образовались уже после стадии седиментогенеза и не могут быть показателями среды осадконакопления. Если минералы расположены по плоскостям слоистости или если возникли до раннедиагенетических подводно-оползневых деформаций, то есть основания предполагать, что они образовались в процессе седиментогенеза. В этом случае о газовом режиме осадконакопления судят по присутствию тех или иных соединений элементов, имеющих переменную валентность, и прежде всего железа и марганца. На окислительную среду указывают окисные их соединения; на чередование окислительных и восстановительных условий — наличие глауконита, фосфатов, шамозита; на умеренно восстановительную среду (обычно обусловленную обилием углекислого газа) — распространение сидерита и родохрозита; на резко восстановительную (сероводородное заражение) — присутствие сульфидов железа, марганца, цинка, свинца. Однако использовать перечисленные образования для реконструкции окислительно-восстановительных условий часто сложно, так как в породе их обычно бывает одновременно несколько. Наиболее подробно возможности определения окислительно-восстановительных условий осадконакопления по аутигенным минералам железа рассматриваются в монографии М. Ф. Стащука [142].

О солености древних бассейнов в какой-то мере можно судить по наличию тех или иных хемогенных образований. Например, значительное количество непереотложенного глауконита, особенно в ассоциации с фосфоритами или фосфоритов с глауконитом, обычно достаточно определенно указывает на морское происхождение осадков, а широкое распространение каолинитовых глин и присутствие вивианита — на пресноводный характер водоемов. Доломит, особенно совместно с магнезитом или сепиолитом, является признаком существования бассейнов с несколько повышенной соленостью, доломит с целестином, баритом, флюоритом — повышенной солености вод, а гипсы, ангидриты и тем более галит и калийно-магнезиальные соли — значительной и очень высокой солености вод [87, 125]. Иногда считают [87, 142], что сульфиды железа не образуются в пресных водоемах, поскольку в них не содержится сульфат-иона и потому не может происходить сульфатредукция и образовываться свободный сероводород.

Часто для определения физико-химических свойств водной среды древних водоемов используют различные геохимические особенности пород, обзор методов выявления и интерпретации которых содержатся во многих работах [37, 45, 85, 87—89, 112,

142, 155, 175, 178]. Однако иногда неясно, насколько надежны выводы о физико-химических параметрах воды древних водоемов, сделанные на основе использования предлагаемых геохимических показателей. К тому же многие из методов выявления этих показателей достаточно специфичны, а подчас и сложны. Все это не позволяет пока рекомендовать геохимические методы для массового использования при палеогеографических реконструкциях характера вод древних водоемов.

Таким образом, при определении физико-географического типа древних водоемов, исключая сильноминерализованные бассейны, основным, наиболее достоверным критерием являются органические остатки. Их особенности позволяют, кроме того, судить и об изменчивости характера водоемов по площади, о наличии связи между отдельными бассейнами, о времени возникновения и степени изоляции водоемов или участков суши. Для палеогеографических реконструкций очень важны данные об изменении во времени ареалов распространения некоторых видов организмов или целых комплексов их. Так, эндемичные формы свидетельствуют о какой-то специфике водоемов в местах их обитания, распространение космополитических форм по площади является показателем связи между бассейнами, на основании же сходства фаун разобщенных рек можно судить о их соединении в прошлом [73].

Вообще любые изменения систематического состава органических остатков по разрезу и по площади, обусловленные первичными особенностями распространения организмов, могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях, поскольку в конечном итоге все они зависели от каких-то изменений физико-географических условий. Сложность обычно заключается лишь в том, что одни и те же изменения могли вызываться различными причинами. Поэтому для выяснения конкретной причины необходимо использовать все доступные палеогеографические методы и приемы.

В последние годы для выявления палеогидрохимических условий древних водоемов настойчиво пытаются использовать данные об изотопном составе некоторых элементов. Хотя эти методы очень сложны, трудоемки и требуют дорогостоящей аппаратуры, они, несомненно, являются перспективными, и можно надеяться, что в недалеком будущем будут использоваться при палеогеографических реконструкциях значительно шире. Поэтому упомянем о некоторых из них.

Есть основания полагать, что изотопный состав серы, содержащейся в раковинах как современных, так и ископаемых моллюсков, практически идентичен таковому воднорастворимого сульфата водоема, в котором эти организмы обитают или обитали. В то же время изотопный состав сульфатной серы, растворенной в воде, в определенной мере отражает гидрохимические особенности соответствующих водоемов. Если это так,

то изотопный состав серы раковин ископаемых моллюсков может быть использован для палеогидрохимических реконструкций древних бассейнов. Действительно, проведенные исследования [90] раковин ископаемых моллюсков из отложений Каспийского моря показали, что этот метод можно использовать для выяснения колебания солености вод в древних водоемах, хотя в процессе работы и был выявлен ряд факторов, ограничивающих его применение.

Для реконструкции палеогеографических и фациальных условий осадконакопления иногда используют данные по изменению содержания изотопа углерода с относительной атомной массой 13 в карбонатных породах. Так, изотопный состав углерода был изучен [206] в карбонатных породах от нижнего байоса до верхнего келловея, взятых из керна скважин, пробуренных на севере ГДР. Полученные данные позволили прийти к заключению, что при накоплении карбонатных осадков морские и континентальные условия чередовались. При этом оказалось, что для морских известняков характерна $\delta^{13}C$ от +5,0 до —2,0‰, а для пресноводных от —2,0 до —13‰. Выявлено, что в морских условиях образовалось карбонатных осадков байоса — около 40, бата — 45 и келловея — 91%.

Иногда для суждения о палеосолености древних водоемов привлекают данные по изотопному составу кислорода в раковинах ископаемых моллюсков. Обычно изотопный состав кислорода в раковинах или в карбонатных породах изучают для выявления температуры воды в древних бассейнах (см. гл. 4). Однако, как показали исследования последних лет, в ряде случаев с помощью изотопного анализа кислорода может быть выяснен общий характер вод. Теоретическая основа этого метода заключается в следующем.

Изотопный состав кислорода морской воды, т. е. так называемый водный фон, и соленость самой воды находятся под воздействием одних и тех же факторов, главными из которых являются процессы испарения и конденсации. В связи с этим $\delta^{18}O$ и соленость морских вод изменяются почти параллельно. В результате испарения возрастают и соленость, и $\delta^{18}O$, обогащение же морских вод атмосферными осадками или речными водами, наоборот, приводит к понижению как солености, так и значений $\delta^{18}O$, поскольку у атмосферных осадков и у речных вод $\delta^{18}O$ обычно изменяется от —5 до —17‰. Еще более существенно воздействие притока талых вод, так как у них значения $\delta^{18}O$ самые низкие и могут достигать —40÷—50‰.

Исследования [49] изотопного состава кислорода в раковинах раннетриасовых моллюсков арктической Сибири показали, что значения изотопного коэффициента для них заметно ниже, чем для моллюсков, обитавших в морской воде нормальной солености. Это позволило сделать заключение об опресненности вод бореального бассейна в начале мезозоя.

В то же время данные как проведенных исследований, так и полученные ранее показали, что при выяснении характера воздействия водного фона в далеком прошлом на формирование соотношения изотопов кислорода в ископаемом карбонатном веществе часто возникают трудности. И чем древнее изучаемые отложения, тем они непреодолимее. Более того, оказалось, что изотопный состав кислорода воды современных бассейнов чрезвычайно изменчив, поэтому его влияние на изотопное соотношение карбонатного материала, слагающего скелетные образования современных организмов, крайне сложно. Такая же картина должна была отмечаться и в прошлом. Естественно, что это вызывает необходимость проведения массовых анализов для того, чтобы судить достаточно надежно о характере солености воды в водоемах далекого прошлого.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДВИЖНОСТИ ВОД

В общем случае фракционный состав осадочного материала в известной мере обусловливается подвижностью вод. Чем меньше подвижность вод на том или ином участке водоема, тем более тонкозернистый материал накапливается на его дне. Естественно, что в условиях высокой подвижности вод может формироваться лишь более грубый материал, в то время как более тонкий, а потому более подвижный неустойчив в осадке и, даже попав на его поверхность, в конце концов выносится движениями воды за пределы зоны повышенной подвижности. Одновременно в обстановках подвижных придонных вод происходит рассортировка терригенного материала по размерам обломков и зерен, что приводит к накоплению лучше отсортированных осадков, чем в обстановках меньшей подвижности вод. Однако подвижность вод во времени часто испытывает значительные изменения, которые могут вызываться разнообразными причинами: наличием штормов и штилей, изменением направления или силы течений, глубин, рельефа дна или береговой линии водоема и т. п. Поэтому нередко возникает в разрезе и плане достаточно прихотливое распределение терригенных отложений, что не всегда легко объяснить исходя из принципа зависимости зернистости отложений от подвижности водной среды и связи подвижности придонных вод с глубиной [34, 45, 114, 125, 143].

По мнению Б. П. Жижченко [45], если имеется порода, в которой отсутствует песчаный материал, могущий формироваться только в условиях подвижной водной среды, отмечается ненарушенное горизонтальное залегание слойков, присутствует донная фауна, захороненная в прижизненном положении, то можно полагать образование соответствующих осадков ниже зоны, охватываемой различного рода движениями воды. Еще более достоверными показателями отсутствия движений воды

являются признаки существования застойных вод, характеризовавшихся нарушенным газовым режимом (см. начало главы). Кроме того, о существовании малоподвижных придонных вод свидетельствуют неотсортированные, особенно смешанные, состоящие из относительно крупного и тонкозернистого терригенного материала породы, если они образовались из осадков водного генезиса.

На периодическое увеличение подвижности вод выше характерной для условий, в которых происходило накопление определенных осадков, указывают разнообразные следы взмучивания осадков, приводящие к нарушению их слоистости. Волновые (симметричные, с заостренными или округленными вершинами валиков) знаки ряби в породах указывают, что волновые движения достигли песчаного или алевритового дна бассейнов. Иногда даже предпринимаются попытки определить характер древних волнений и глубину накопления осадков на основе изучения особенностей ископаемой волновой ряби [105, 114, 204]. Однако слабая разработанность этого вопроса и отсутствие достаточного количества примеров, свидетельствующих о применимости предлагаемых методов, еще не позволяют рекомендовать их для широкого использования. Кроме того, необходимо учитывать, что иногда симметричная рябь волнений может возникать и на очень больших глубинах вследствие колебания водных масс при моретрясениях, а не в результате волнового движения воды [34]. Очень четко реагируют на степень подвижности воды различные организмы, населяющие водоемы. Поэтому часто по особенностям остатков древних организмов можно судить о подвижности придонных вод.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ДВИЖЕНИЯ ОСАДКОВ И ТЕЧЕНИЙ

О перемещении осадков по дну водоемов и о направлении донных течений можно судить по преобладающему наклону косых слойков в алеврито-песчаных отложениях (см. гл. 1). При этом по последним данным [194, 202] наиболее надежным и точным индикатором палеотечений является мульдообразная косая слойчатость, для которой иногда в каждом пункте достаточно провести лишь несколько замеров, чтобы сделать правильные реконструкции направления течения. Большое значение могут иметь и массовые замеры ориентировки удлиненных органических остатков, которые в общем располагаются параллельно направлению течения, и крутых склонов знаков ряби, наклоненных в ту же сторону, в которую происходило и движение воды. О направлении движения водных потоков, а в некоторых случаях и о их характере, иногда можно судить по данным массовых замеров ориентировки плоскостей наибольшей уплощенности галек в конгломератах.

Направление течений можно реконструировать по данным изменения минерального состава обломочных минералов по площади, если известно место их поступления с суши. В этом случае «трасса» разноса соответствующих минералов будет совпадать с направлением течения, что особенно отчетливо выявляется при устойчивом существовании вдольберегового течения [4, 5, 45].

Данные об изменении характера одновозрастных отложений по площади также иногда позволяют судить о направлении древних течений [45]. Например, полосовое распределение пород разного типа, в частности наличие песчаных полос, отделенных от древней суши зоной глинистых осадков, может быть объяснено существованием вдольбереговых течений (рис. 28).

Однако делать выводы о существовании течений на основе данных об изменении минерального или петрографического состава пород по площади всегда нужно с большой осторожностью и обязательно проверять их правильность другими возможными способами, особое внимание уделяя при этом выявлению деталей генезиса отложений и оценке существовавшей общей палеогеографической обстановки.

Большое значение имеет выяснение направления движения осадочного материала, перенесенного и отложенного мутьевыми потоками. О направлении движения таких потоков можно судить по ориентировке разнообразных неровностей (отмечающихся на границе отдельных ритмов), ось которых обычно вытянута параллельно движению потока, и по преобладающему наклону косых слойков, иногда встречающихся в отложениях

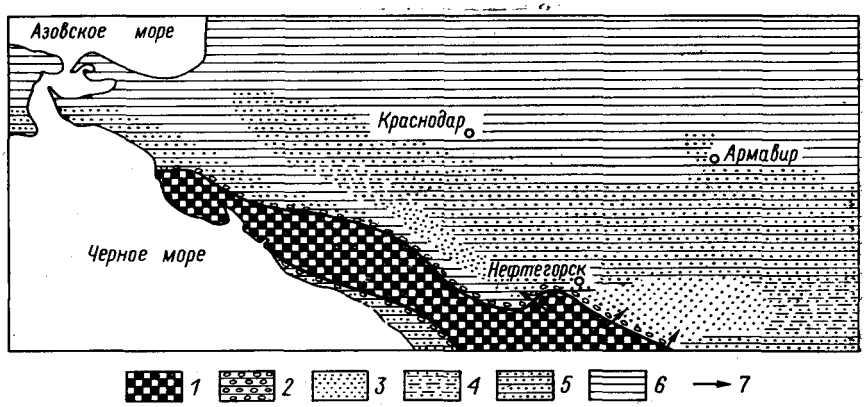


Рис. 28. Полоса песчаных отложений, протягивающаяся в северо-западном направлении и отделенная от суши зоной распространения глинистых отложений. Майкопские отложения Западного Кавказа и Предкавказья (по Б. П. Жижченко [1974 г.]).

1 — суша; *2* — глинистые конгломераты; *3* — пески; *4* — чередующиеся пески и глины; *5* — глины с редкими прослоями песков; *6* — глины; *7* — направление сноса терригенного материала.

мутьевых потоков. В некоторых случаях трассировать направления потоков можно на основе присутствия в породах каких-то специфических обломков пород или минералов, коренные выходы источников которых известны.

Хотя, как было указано выше, о направлении движения осадков и можно судить на основании довольно разнообразных данных, все же основным методом до настоящего времени остается использование преобладающих направлений падения косых слойков в косослойчатых обломочных отложениях. Поэтому именно этот метод составляет основу динамической палеогеографии — направления палеогеографии, реконструирующего характер и закономерности былых движений водной и воздушной среды.

В настоящее время уже вполне очевидно, как велико значение использования данных динамической палеогеографии для решения не только собственно палеогеографических, но нередко и практических задач, особенно нефтяной геологии [12, 70, 88, 106, 120, 125, 128, 161, 170, 214, 217 и др.]. Вместе с тем несомненно, что сферы применения палеодинамических реконструкций в палеогеографических целях далеко не исчерпаны, особенно если оперировать массовыми количественными данными, важность которых для палеогеографии уже давно вполне ясна.

В качестве иллюстрации высказанного положения остановимся на возможности использования палеодинамических данных для выяснения общей обстановки генезиса осадочных толщ на примере некоторых материалов, полученных при изучении меловой красноцветной формации Ферганской впадины. Это представляет интерес и в связи с тем, что часто те или иные текстурные особенности отложений, являющиеся основой для палеодинамических построений, сами по себе не могут быть однозначно интерпретированы в генетическом смысле. Так, для выяснения фациальной принадлежности отложений весьма трудно использовать особенности морфологии косой слойчатости песчаных пород и характер пространственной ориентировки уплощенных галек в конгломератах.

В меловых отложениях Ферганской впадины по общепринятой методике (см. гл. 1) определен преобладающий наклон уплощенных галек конгломератов примерно в 260 пунктах (с замером в каждом пункте около 100 галек) и косых слойков в песчаных и гравийных породах более чем в 480 пунктах. Некоторые результаты этих определений в обобщенном виде показаны на рис. 29 и 30. На схемах рис. 29 и 30 направления перемещения грубообломочного и песчаного материала показаны разными значками. В том случае, когда в соответствующем стратиграфическом интервале того или иного разреза в разных пунктах были получены одинаковые данные о направлении перемещения материала, длина отвечающей этим направлениям стрелки увеличивалась в число раз, соответствующее

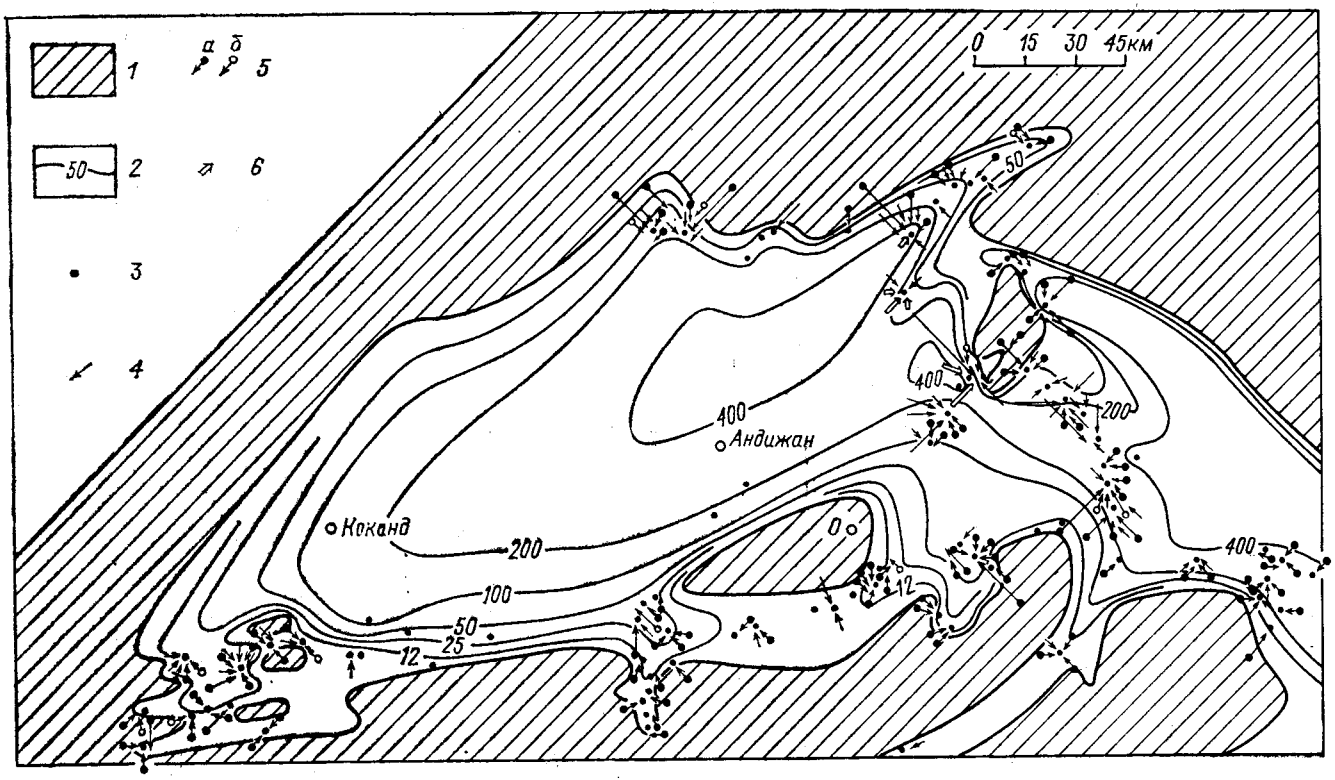


Рис. 29. Схема направлений перемещения обломочного материала в Ферганской впадине в неокоме—апте.

1 — минимальные размеры областей сноса; *2* — линии равных мощностей отложений, м; *3* — местонахождения разрезов или центра группы разрезов, мощности которых использовались при построении изопахит; *4* — направление перемещения обломочного материала по данным ориентировки косых слойков; *5* — то же, по данным ориентировки уплощенных галек в конгломератах (*а* — по диаграммам дельтового и речного типа, *б* — по диаграммам бассейнового типа); *6* — основные направления ветров по данным ориентировки косых слойков в эоловых песчаниках.

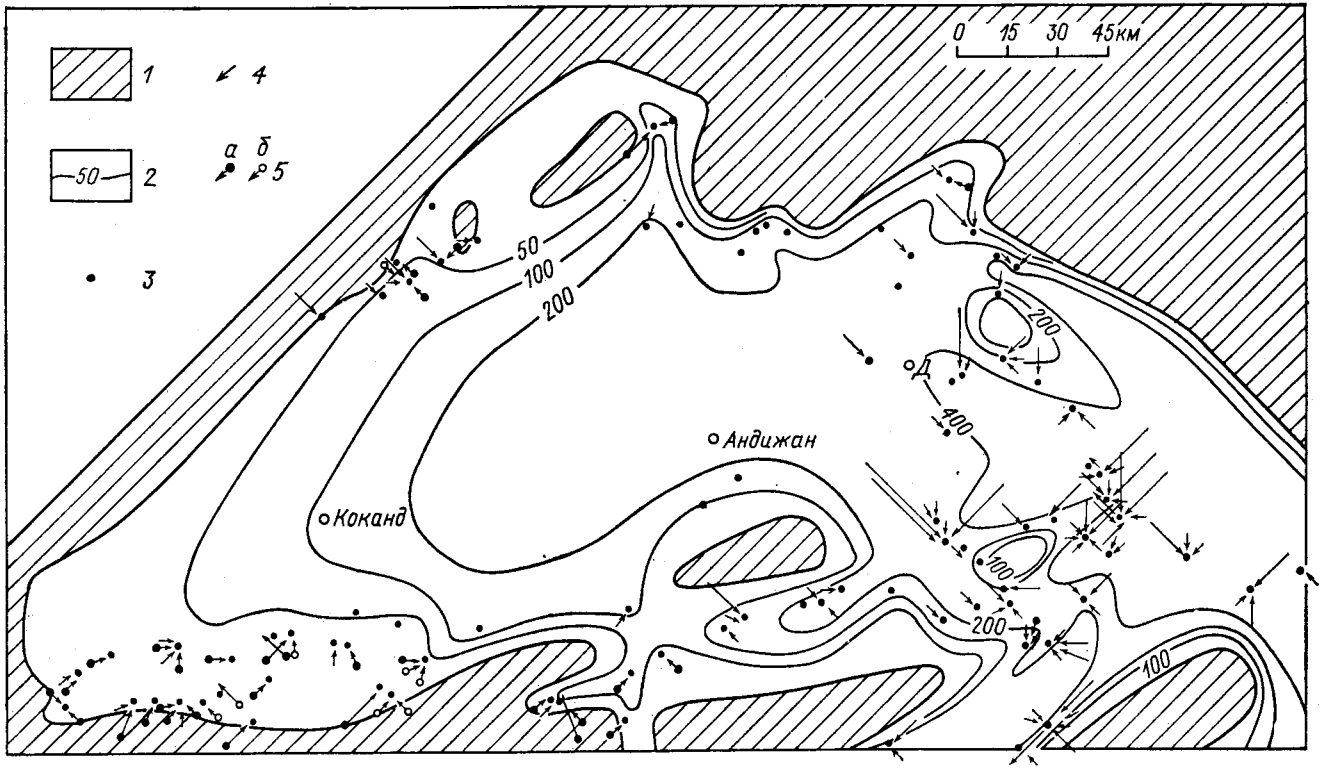


Рис. 30. Схема направлений перемещения обломочного материала в Ферганской впадине в сеномане.
Условные обозначения см. на рис. 29.

числу таких пунктов. Чтобы сделать схемы более наглядными, стрелки проведены не от местонахождения пунктов замеров (как обычно принято), а наоборот, с расположением острия стрелок вблизи точки, указывающей на местонахождение соответствующего разреза. Такой прием не только более нагляден, но и правильнее отражает сущность процесса, чем обычно используемый. Поскольку о направлении перемещения обломочного материала мы судим по текстурным особенностям осадка, вошедшего в геологический разрез, то, следовательно, мы располагаем данными лишь о том, с какой стороны был принесен этот материал. Когда же стрелки проводят из пункта наблюдения, строго говоря, получается, что обломочный материал не приносился в данное место, а, наоборот, выносился из него. В результате искажается структурность палеодинамических схем, поскольку при изменчивости направления приноса обломочного материала участки, отличавшиеся погружением и приносом материала с разных сторон, выглядят как приподнятые и размывающиеся. Естественно, что аналогичным образом следует располагать стрелки и в случае нанесения их на литолого-палеогеографические карты.

Приведенные на рис. 29 и 30 данные показывают, что перемещение обломочного материала в Ферганской впадине в течение рассматриваемых этапов меловой истории имело весьма сложную картину. Эта сложность вызвана в значительной мере причудливостью очертаний областей сноса и осадконакопления и, в частности, существованием островных областей сноса. Естественно считать, что направление перемещения материала, обусловленное расположением границ областей сноса и осадконакопления, характеризуется примерно либо перпендикулярной, либо параллельной ориентировкой по отношению к этим границам.

Первое направление отражает или процесс выноса обломочного материала из областей сноса и захоронение его после отложения непосредственно из потоков, стекавших с суши и далее по дну бассейна вниз по уклону палеосклонов, или перемещение и отложение осадочного материала придонными течениями, нормальная составляющая которых в прибрежной части бассейна должна быть перпендикулярна к береговой линии.

Второе направление, очевидно, указывает на отложение материала во время перемещения осадков вдоль границ сноса и осадконакопления. При этом поскольку последний перенос часто осуществлялся в противоположных направлениях, то, естественно, он не мог происходить в наземных условиях (например, в руслах предгорных рек). Это позволяет считать, что подобный продольный перенос обломочного материала в основном представлял собой вдольбереговое перемещение осадков в прибрежной части обширного водного бассейна. О преимущественно бассейновых условиях осадконакопления в данном случае

свидетельствует и то, что продольное и поперечное по отношению к границе областей сноса перемещение осадков отмечается в одновозрастных пачках одного и того же разреза, а иногда и в смежных разрезах, расположенных на различном удалении от областей сноса. Таким образом, сочетание продольного и поперечного переноса обломочного материала свидетельствует о накоплении соответствующих осадков в условиях единого водного бассейна.

Сложность общей картины направлений перемещения осадков обусловлена также тем, что нередко обломочный материал при отложении разных горизонтов меловых отложений приносился в район одного и того же разреза с различных сторон, причем иногда даже в направлении приближения к былой области сноса.

Подобный принос материала, особенно с противоположных сторон или со стороны, противоположной расположению близлежащей области сноса, очевидно, свидетельствует также против предположения о речном или наземном генезисе отложений, тем более что подобная картина отмечается и для смежных разрезов сплошного развития однотипных по составу и обладающих почти одинаковой мощностью отложений. Так как все вышеприведенные данные касались приноса песчаного и грубообломочного материала, то, следовательно, выявленные закономерности и выводы о генезисе в целом распространяются на те и на другие отложения.

На схемах перемещения обломочного материала (см. рис. 29, 30) показаны и линии равных мощностей отложений. Как видно, четкой зависимости между их расположением и направлениями перемещения обломочного материала не наблюдается. Эту особенность, очевидно, также следует объяснять накоплением осадков в условиях обширного водного бассейна. В подобной обстановке направление приноса обломочного материала должно было определяться не только скоростью тектонического погружения тех или иных участков впадины, но и особенностями гидродинамики вод, суммарной скоростью накопления различных по происхождению осадков (грубообломочных, алеврито-песчаных, глинистых, карбонатных, сульфатных), разной скоростью их уплотнения и рельефом дна. Все это и привело к отсутствию четкой согласованности между расположением изопахит и направлениями разноса обломочного материала. Если бы осадконакопление в основном происходило в наземных условиях, то, естественно, осадки должны были бы двигаться в общем однонаправленно вниз по уклону палеосклонов и, следовательно, примерно в направлении, перпендикулярном к линиям равных мощностей накапливавшихся осадков.

Таким образом, анализ палеодинамической обстановки накопления меловых осадков в Ферганской впадине показывает, что их образование происходило преимущественно в условиях

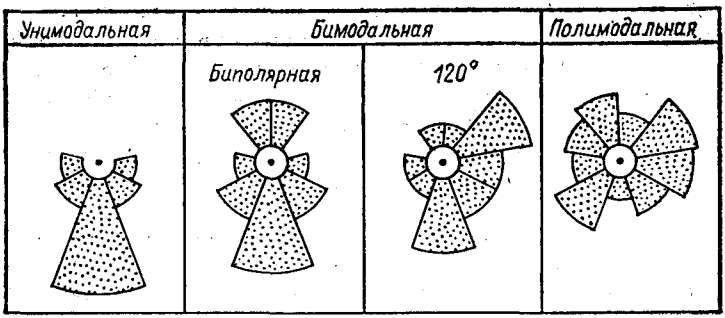


Рис. 31. Основные типы роз-диаграмм наклона косых слойков (по Ф. Петтиджону, П. Поттеру и Р. Сиверу [1976 г.]).

единого обширного водного бассейна, занимавшего всю территорию области осадконакопления. Можно полагать, что аналогичные особенности перемещения обломочного материала были характерны и для других бассейнов, что подтверждается особенностями переноса наносов в современных водоемах.

Следует указать, что иногда для восстановления обстановки осадконакопления может использоваться (конечно, с учетом всех других доступных данных) характер роз-диаграмм направлений преобладающих наклонов косых слойков. Так, в последней сводке по этому вопросу [215] указывается, что розы-диаграммы наклона косых слойков могут быть трех типов: унимодальные, бимодальные и полимодальные, или беспорядочные (рис. 31).

Наиболее характерны унимодальные розы-диаграммы наклона косых слойков. Они типичны для речных и дельтовых песчаных отложений и большинства турбидитных. Многие древние эоловые песчаники также имеют унимодальные схемы распределения наклона косой слойчатости.

Розы-диаграммы биполярного типа характерны для песчаных отложений приливной зоны, как эстуариевых, так и чисто морских. Правда, такие отложения могут также иметь унимодальные распределения ориентировки слойков, что определяется относительной силой приливов и отливов, направленных как в сторону берега, так и от него (или от отмели). При этом бимодальные розы с взаимно перпендикулярными максимумами, хотя и были описаны, но встречаются чрезвычайно редко.

Полимодальные распределения ориентировки слойков могут представлять собой результаты смешения различных систем течений или же отражать беспорядочное распределение одной изменчивой системы течений. В частности, ряд морских песчаных отложений шельфовой зоны имеет очень беспорядочные розы-диаграммы.

Обобщенные данные [215, 217] о связи между ориентированными текстурами, обстановками осадконакопления и характером рассеяния ориентировки текстур представлены в табл. 1.

Таблица 1. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ориентированные текстуры и схема рассеяния (по П. Поттеру и Ф. Петтиджону [215])

Обстановка	Ориентированные текстуры	Схема рассеяния
Эоловая	Косая слойчатость	Не зависит от палеоуклона. Взаимоотношение ориентировки косой слойчатости в континентальных эолианитах с преобладающими ветрами не до конца установлено
Речная	То же	Унимодальное, вниз по склону. Направление вверх по течению указывает источник сноса, если он не очень удален
Пляж	»	Бимодальное, в некоторых случаях унимодальное. Ориентировка измеряется по отношению к береговой линии
Дельта	»	В основном унимодальное, вниз по склону; очень редко унимодальное под влиянием приливов
Эстуарий	»	Унимодальное и бимодальное с модами, параллельными осям эстуариев, и, следовательно, под прямыми углами к береговой линии
Мелководный шельф	»	Главным образом изменчивое, иногда унимодальное, но более распространено бимодальное и случайное. Трудно выделить палеоуклон
Турбидиты	Подошвенные и волноприбойные знаки, некоторые виды текстур оползания	Унимодальное, в основном в направлении уклона, под действием сил тяжести, контролирующих турбидиты

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДНА

Об общем типе осадков древних водоемов и их примерной консистенции можно судить прежде всего по петрографическому составу соответствующих пород. Однако если для грубообломочных и хорошо отсортированных песчаных пород представить особенности соответствующих грубообломочных и песчаных осадков можно достаточно определенно, то для алевритовых, глинистых, карбонатных и особенно смешанных (сложенных примерно в одинаковом количестве материалом разного состава) часто весьма затруднительно. Это связано с тем,

что степень уплотненности осадка определяется не только его составом, но и рядом других причин, и прежде всего скоростью накопления осадочного материала, скоростью и интенсивностью диагенеза, чередованием процесса осадконакопления с периодами отсутствия его, периодическим частичным уничтожением ранее отложенных осадков и т. п. Поэтому в ряде случаев алеврито-глинистые и тем более карбонатные осадки на поверхности дна могли быть достаточно уплотненными, а некоторые песчаные и даже грубообломочные при значительном содержании в них примесей (например, карбонатного и глинистого материала), напротив, могли быть слабоуплотненными и обладать текучей консистенцией.

Вот почему для выяснения особенностей грунта древних водоемов большое значение имеет изучение органических остатков. Так, о твердом грунте в момент обитания свидетельствуют обилие прирастающих и сверлящих форм, массивных свободно лежащих раковин, развитие у раковин сложной скульптуры; широкое же распространение уплощенных раковин с широким основанием или раковин, обладающих иглами, тонкими наростами, указывает на мягкий илистый субстрат [125]. На насыщенность грунта водой и высокую его подвижность и рыхлость указывает наличие в породах следов подводно-оползневых пластичных деформаций и оплывания осадка, а на слабую связанность и подвижность — и следы взмучивания материала.

В некоторых случаях встречаются породы с ходами ползания червей или других роющих животных, заполненными материалом, поступившим из непосредственно перекрывающего

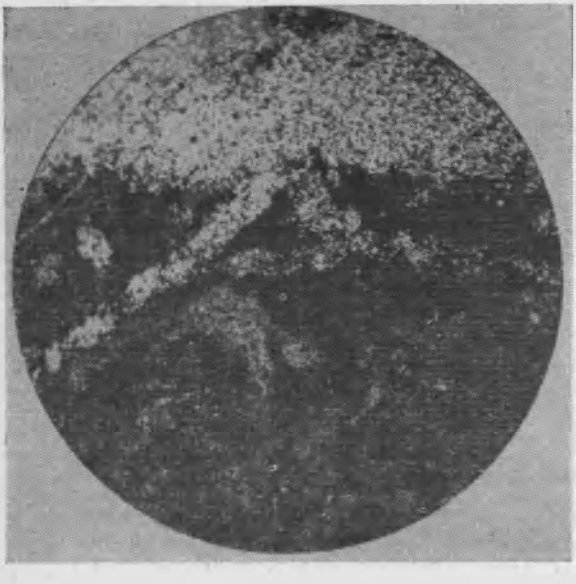


Рис. 32. Следы ходов червей в красноцветной глине, заполненные алевритовым материалом, втекшим из вышележащего алевритового осадка. При одном николе, ×10.

(реже подстилающего) прослоя или пласта (рис. 32). Такие следы ползания, с одной стороны, свидетельствуют о том, что вмещающий их материал во время жизнедеятельности организмов обладал уже достаточной связностью и прочностью, с другой — что заполнявший ходы материал был еще достаточно текуч и подвижен. Поскольку такие ходы отмечаются в различных породах (песчаных, алевритовых, глинистых, карбонатных) и слагаются также разнообразным материалом, ясно, что их возникновение обусловлено различиями в консистенции переслаивавшихся осадков. Иногда ходы заполнены материалом, по вещественному составу аналогичным вмещающему (чаще всего песчаным), но обладающим некоторыми отличительными чертами, чаще всего цветом. Например, часто в красно- или желтоцветных песчаниках ходы сложены песчаным материалом светло-серого или голубовато-серого цвета, причем видно, что этот материал поступал из непосредственно выше залегающего прослоя. Бывают, правда, и противоположные соотношения.

Разнообразные нептунические дайки дают сходную информацию при условии, если они образовались за счет втекания осадочного материала поверхностных донных осадков в трещины подстилающих их отложений. Естественно, что в таком случае вмещающий дайки материал во время их образования был уже достаточно литифицированным, в то время как поверхностные донные осадки были еще не литифицированы и обладали высокой текучестью и подвижностью.

В некоторых случаях нептунические дайки позволяют выявлять существование определенных осадков на дне водоемов, даже когда их материал не вошел в геологический разрез в виде сохранившихся пластов или прослоев. Одновременно они свидетельствуют о том, что процесс осадконакопления сопровождался перерывами, перемывами и переотложением осадков в условиях постоянно существовавших водоемов.

Такие выводы иногда позволяют сделать так называемые «запечатанные» нептунические дайки, т. е. дайки, возникшие в бассейновых осадках и секущие осадочные породы, среди которых отсутствуют образования, по литологическому составу аналогичные материалу, слагающему дайки (рис. 33). Естественно, что отсутствие среди отложений, вмещающих дайки, пород того же литологического состава, что и материал, слагающий сами дайки, является показателем уничтожения осадков после того, как часть их материала проникла в трещины подстилающих образований.

Такие дайки довольно часто наблюдаются в меловых, а иногда и в верхнеюрских отложениях Ферганской межгорной впадины. Они обычно имеют вид относительно тонких (от 1 до 10, чаще 3—5 см) трещин, секущих примерно перпендикулярно к напластованию тонкослоистые, часто типа ленточных, пачки преимущественно сероцветных или пачки красноцветных глин

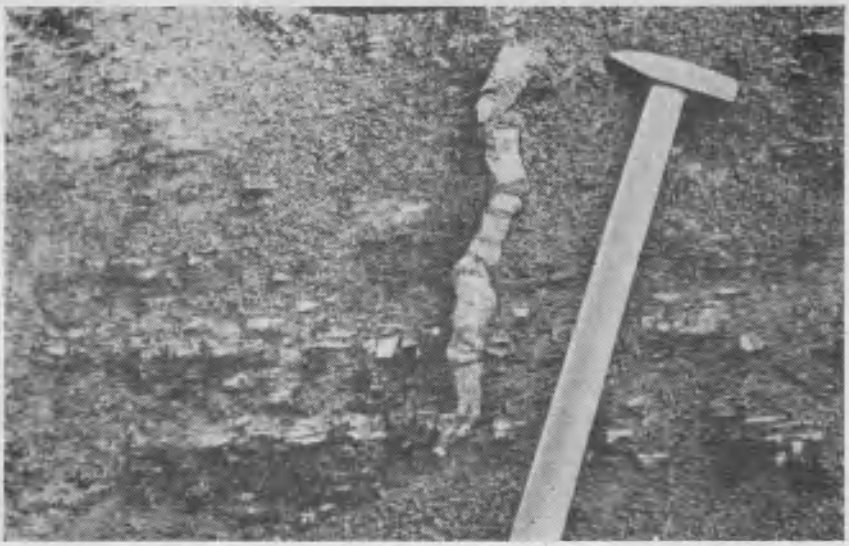


Рис. 33. «Запечатанная» песчаная нептуническая дайка в глинистых отложениях без прослоев песчаников. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.

с тонкими прослоями ярких голубовато-серых алевролитов и голубовато-серых глин. Тонкослоистые пачки обычно сложены голубовато-серыми глинами с тонкими прослойками красноцветных и желтых глин и голубовато-серых алевролитов, а иногда и мергелей. Такие чередующиеся прослойки (мощностью часто в единицы миллиметров) обладают обликом ленточных глин. Тонкая слоистость в таких пачках, как и прослои голубовато-серых алевролитов среди пачек красноцветных глин, очень выдержаны по простиранию. В алевролитах нередко видна тонкая косая слойчатость типа знаков ряби, а местами на верхней поверхности их присутствуют и сами знаки ряби, обычно симметричные. Изредка дайки секут неслоистые однородные красноцветные глины. В рассматриваемых пачках с нептуническими дайками следов размывов, выклинивания и линзовидности отложений не заметно.

Сами дайки, как правило, сложены разнозернистым карбонатно-глинистым песчаником голубовато-серого или светло-серого цвета. Иногда заметно некоторое уменьшение размера зерен от края к центру даек. Толщина даек выдержана по всей длине и лишь постепенно несколько уменьшается книзу; стенки почти параллельны. Реже наблюдаются небольшие раздувы даек или их пережимы. Верхний конец даек ровный, иногда как бы срезанный. Длина даек изредка достигает 5 м.

Механизм образования описанных даек представляется следующим. Вероятно, во время толчков землетрясений в части

осадков, уже в какой-то мере уплотненных, возникали трещины, в которые сразу же поступал более насыщенный водой и потому очень текучий осадочный материал верхней зоны осадков. Другими словами, образование трещин и их заполнение происходили одновременно. В дальнейшем осадок, из которого поступал материал для заполнения даек, вследствие каких-то причин уничтожался. В результате этого в пачке с запечатанными нептуническими дайками отсутствуют породы, аналогичные по составу материалу даек.

В связи с вышеотмеченным наличие запечатанных даек свидетельствует о том, что процесс накопления осадков сопровождался не только перерывами в осадкообразовании, но и перемывом и переотложением ранее образовавшихся рыхлых и подвижных осадков. При этом широкое распространение таких даек в пачках пород без следов размывов и перерывов указывает на то, что перемыв и переотложение осадков могут и не сопровождаться размывом подстилающих более литифицированных отложений. Такие процессы, очевидно, могли развиваться лишь в условиях постоянного нахождения осадков на дне водоема, ибо в ином случае, даже при кратковременном выходе их выше уровня вод, наземные эрозионные процессы привели бы к образованию в той или иной степени выраженных следов размывов. Лишь в условиях постоянной водной среды могло происходить периодическое уничтожение осадков без возникновения следов размывов. Оно, очевидно, захватывало только самую верхнюю часть насыщенного водой и потому очень подвижного осадка и, возможно, часто было связано с процессом переотмучивания осадка, при котором, однако, взмученный материал не отлагался вновь на старом месте, а перемещался в более пониженные участки дна водоема.

Есть основания полагать, что состав этого особенно подвижного нелитифицированного осадка был часто определенным — ведь не случайно обычно запечатанные дайки сложены песчаным материалом. По-видимому, именно песчаный материал, загрязненный в той или иной мере глинистым и карбонатным, легче всего мог переходить в состояние плывуна и перемещаться под действием силы тяжести в более пониженные участки дна бассейна. В то же время менее подверженный переходу в плывунное состояние глинистый осадок оставался на месте. Кроме того, глинистый осадок обладает большим сцеплением частиц, чем алеврито-песчаный, поэтому для его размыва донными течениями требуются более значительные скорости движения придонной воды. Вследствие этого смыв часто мог захватывать лишь песчаный осадок и прекращался при достижении поверхности глинистого.

С изложенными представлениями хорошо согласуется выдержанность поверхностей напластования глинистых прослоев (вплоть до микропрослоев) даже на уровне верхнего, слепого

конца даек. Возможно, с отмеченными особенностями связано и то, что, хотя широко распространены нептунические дайки самого различного состава, секущие разные породы, только среди песчаных даек в преимущественно глинистых пачках часто встречаются запечатанные. Для остальных же нептунических даек обычно характерна тесная связь с непосредственно выше залегающими породами, свидетельствующая о поступлении слагающего дайки материала из осадка, который в дальнейшем вошел в геологический разрез.

Все вышеизложенное позволяет сделать заключение о том, что во время образования нептунических даек осадок (материал которого шел на заполнение возникавших в подстилающих его отложениях трещин) был насыщен водой и обладал значительной подвижностью. Материал же, вмещающий дайки, во время их формирования уже был в заметной мере литифицирован.

О достаточной уплотненности осадков также свидетельствуют следы: а) брекчирования их материала; б) смещений осадков по плоскостям, секущим отдельные прослои и пласты; в) царапин поверхности осадка плававшими предметами; г) борозд волочения.

Для выявления существования донных осадков, сильно насыщенных водой и потому чрезвычайно податливых, текучих, а также для выяснения условий осадконакопления наибольшее значение, пожалуй, имеют так называемые текстуры внедрения. Такие текстуры наиболее полно описаны для песчаных отложений [215].

Указывается [215], что вслед за отложением или одновременно с ним перед консолидацией песчаные осадки могут подвергаться деформации. При этом могут возникнуть движения конвекционного типа, которые приводят к вертикальному переносу материала. Причиной таких движений является нестабильность плотности в слоистой толще. Так, если слой песка отложился на алевролите или глине, менее плотных из-за большей насыщенности водой, то песок может начать перемещаться вниз с образованием ряда конвективных ячеек. Одновременно будет происходить компенсирующее движение вверх подстилающего алевритового или глинистого материала. Такое движение может быть медленным, быстрым и даже катастрофическим. В результате возникают разнообразные, иногда сложные, проникновения песчаного материала в виде причудливых карманов, внедрений в подстилающий материал.

Считается [215], что текстуры внедрения не являются показателем какой-либо определенной обстановки осадконакопления, так как единственное условие их возникновения — отложение песка на водонасыщенном гидропластическом слое. Таким образом, эти текстуры однозначно свидетельствуют о том, что на дне водоема в период отложения песчаного материала.

а также в предшествующий период существовали жидкие очень подвижные илы. Естественно, что такие гидродинамически неустойчивые илы не могли существовать в обстановках подвижной придонной воды, и потому рассматриваемые текстуры могут считаться индикаторами накопления осадков в участках водоемов, характеризовавшихся слабой подвижностью вод. Не случайно поэтому текстуры внедрения наиболее часто встречаются в турбидитных отложениях. Правда, и в этих отложениях, нередко даже в смежных слоях, они то широко развиты, то отсутствуют. Такую особенность иногда объясняют тем [215], что появление этих текстур целиком определяется свойствами подстилающего слоя. Например, если один мутьевой поток следует непосредственно за другим, то условия возникновения текстур внедрения более благоприятны, чем для случая, когда между потоками существует значительный временной интервал, в течение которого могло произойти в какой-то мере обезвоживание донного осадка.

Следы внедрений бывают весьма разнообразны и встречаются в отложениях разных возраста и регионов. Так, нами они наблюдались в меловых и палеогеновых породах Ферганской впадины, образовавшихся в морских заливах нормальной или повышенной (с садкой гипса) солености, и в меловых озерных пустыни Гоби в Монголии. При этом такие следы не всегда были сложены песчаным материалом.

Так, отмечались следы внедрения (деформации нагрузки), сложенные гравийными известняками, причудливыми карманами, втекшими в подстилающие красноцветные глины (рис. 34). Эти текстуры свидетельствуют о том, что во время их образования и карбонатные осадки, и глинистые илы насыщались водой и потому были достаточно подвижны. Карбонатный материал проседал, втекал как более тяжелый в разжиженный глинистый осадок, причем каких-либо заметных горизонтальных перемещений материала не возникало.

Сходные текстуры отмечались и в породах иного состава. Например, причудливые внедрения в подстилающие карбонатные и глинистые отложения отмечались даже в неотсортированных грубообломочных породах, материал которых, вероятно, был принесен и быстро отложен селемутьевым потоком (рис. 35). При этом грубозернистый материал иногда при погружении даже отрывался от основного пласта и образовывал изолированные участки, погруженные в глинистый (см. в левой части рис. 35) или карбонатный материал.

Однако чаще всего следы внедрений отмечаются на контакте песчаных и глинистых отложений, причем нередко они образуют выдержанные на значительной площади горизонты. При этом характерно, что внедрения песчаного (рис. 36) или карбонатно-песчаного (рис. 37) материала нередко образуют бугорчатые, округлые в поперечном (горизонтальном) сечении

Рис. 34. Следы внедрения гравийных известняков в залегающие под ними красноцветные глины. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.

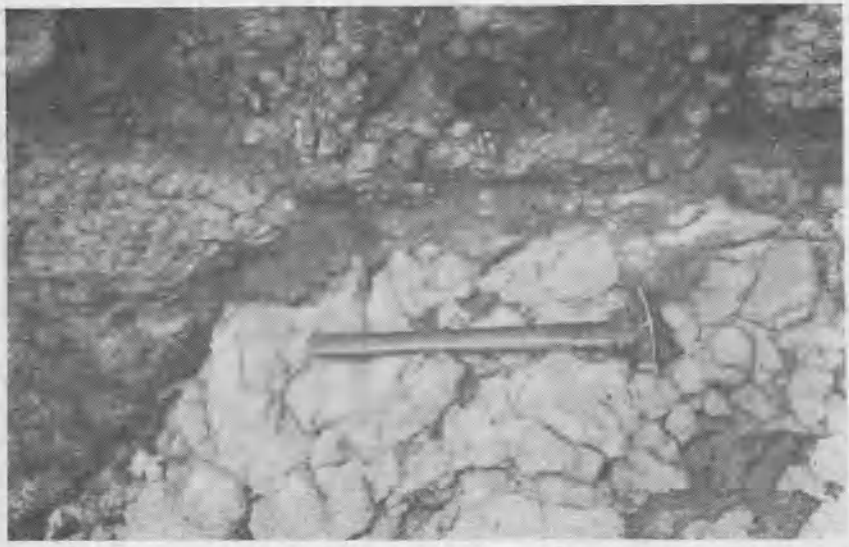


Рис. 35. Следы внедрения неотсортированного грубообломочного материала в карбонатные и глинистые илы. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.

Рис. 36. Следы внедрений песчаного материала сложнобугорчатой формы в подстилающий его глинистый. Верхнемеловые отложения Ферганской впадины.

Рис. 37. Следы внедрений карбонатно-песчаного материала округлой формы в красноцветный глинистый. Верхнемеловые отложения Южной Монголии.

образования, в некоторых случаях даже с утонением в верхней части близ подошвы пласта. Изредка же эти внедрения даже отрываются от пласта, за счет материала которого они образовались.

Встречались, кроме того, каплевидные или шарообразные, включения песчаного или гравийно-песчаного материала (до 30 см), погруженные в глинистый материал, причем без материнского для них прослоя. Эти включения возникали за счет полного растекания прослоя обломочного текучего осадка в процессе гравитационного проседания в чрезвычайно податливом и значительно менее плотном глинистом иле. В некоторых случаях такие каплевидные, а чаще шаровидные образования, сложенные карбонатным гравийно-песчаным материалом, встречаются внутри пластов разнозернистых песчаников. При этом иногда видно, что их горизонты по простиранию сменяются гравийно-песчаными прослоями, залегающими на разнозернистых песчаниках. Наблюдались такие образования, сложенные и галечно-гравийно-песчаным материалом.

Довольно часто встречаются текстуры внедрения не в виде проседания вышележащего материала в подстилающий его, приводящего к возникновению в той или иной мере симметричных относительно вертикальных плоскостей образований, а в виде направленных под каким-то углом к плоскости

Рис. 38. Следы асимметричных внедрений песчаного материала в подстилающие красноцветные глины. Верхнемеловые отложения Южной Монголии.

напластования втеканий. Эти текстуры часто похожи на следы оползания осадков, а иногда и неотличимы от них. Образовались они, вероятно, чаще всего при быстром отложении значительных порций осадков на насыщенном водой очень подвижном донном иле. При этом материал при отложении еще испытывал какое-то поступательное движение, поэтому внедрения в ил, на который он отлагался и который оказывал тормозящее воздействие на перемещавшийся осадок, происходили под некоторым углом к поверхности напластования. На то, что отложение материала происходило из движущегося осадочного потока, указывают иногда наблюдающаяся в породах с внедрениями однонаправленная (рис. 38) или мульдовидная косая слойчатость, а также включения в них непосредственно подстилающего материала. Отмеченные текстуры наблюдаются в различных по составу породах. Так, материал, образующий внедрения, может быть представлен неотсортированным песчаником, гравийно-песчаным и даже песчано-галечно-гравийным материалом, карбонатными или промежуточными по составу среди перечисленных отложениями. Подстилающие же образования чаще всего сложены глинами или карбонатными породами. Однако наиболее часто распространены такие текстуры среди песчано-глинистых отложений, причем внедрения представлены песчаными (нередко с примесью гравийных зерен и сгустков глинистого и карбонатного материала) породами, а подстилающие — глинистыми (см. рис. 38). Близки к текстурам внедрения по происхождению и облику шаровые или подушечные текстуры, иногда наблюдаемые в песчаниках. Они проявляются в том, что некоторые пласты песчаников, подобно подводным лавовым потокам, обладают эллипсовидными, или подушечными, текстурами. В этих случаях песчаник разбит на многочисленные и обычно плотно упакованные шарообразные или подушковидные участки. Такие текстуры иногда называют «подушечками», «псевдопочками» или даже менее подходящим термином «потоковые окатыши» [215]. Однако, пожалуй, более соответствующим облику таких текстур будет название «комьевидная текстура».

Размеры таких комьев могут изменяться от первых сантиметров до нескольких метров в диаметре. Они редко имеют сферическую форму; чаще это эллипсовидные, почковидные и комьевидные образования. При этом размер комьев, как и их форма, могут значительно изменяться в одном и том же пласте (рис. 39). Комьевидные текстуры и следы внедрений иногда проявляются совместно (рис. 40).

В тех случаях, когда песчаный материал первоначально обладал четкой слоистостью, внутри комьев слойки его иногда четко деформированы, причем обычно в соответствии с формой нижней половины кома. Поэтому нередко образуются чашевидные текстуры со слегка загнутыми во внутрь краями,

Рис. 39. Комьевидная текстура в глинистых песчаниках с реликтами ходов червей. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.

Рис. 40. Внедрение песчаных комьев в подстилающие красноцветные глины и включения глинистого материала между некоторыми комьями. Нижнемеловые отложения Ферганской впадины.

обращенные выпуклостью вниз. В других случаях, когда первичный песчаный осадок не обладал четкой слоистостью или когда при образовании комьев материал испытывал достаточно интенсивное перемешивание, реликтов слоистости в таких комьевидных текстурах не заметно.

Иногда в отложениях с рассматриваемыми текстурами (см. рис. 39), как нередко и в песчаниках с текстурами внедрения, отмечаются многочисленные следы ходов ползания червей. Очевидно, что ходы образовались уже после возникновения самих текстур. Это доказывает, что текстуры возникли не позже ранней стадии диагенеза и, следовательно, они могут использоваться как индикаторы существования на дне водоемов насыщенных водой гидропластичных илов.

Следует подчеркнуть, что если описанные признаки и позволяют судить о накоплении осадков в обстановке участков водоемов, обладавших слабой подвижностью вод, и гидропластичном состоянии самих осадков, то их отсутствие само по себе еще не является показателем того, что условия накопления осадков и их физическое состояние были существенно иными.

Еще большую сложность, чем выяснение характера дна древних водоемов, представляет определение скорости накопления былых осадков, поскольку процесс осадконакопления всегда сопровождается длительными этапами отсутствия отложения осадочного материала и чередованием отложения с перемывом, переотложением и размывом (или растворением) ранее образовавшегося материала. В некоторых случаях большая скорость осадконакопления может полностью подавлять развитие донных организмов или же обусловливать изменение формы раковин, и особенно биогермных образований. Однако наиболее определенно о скорости осадконакопления можно судить на основании мощностей годичной слоистости (различных ленточных и лагунных отложений) и в какой-то мере иногда по некоторым другим данным [43, 125].

ВЫЯВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ЗАХОРОНЕНИЯ ФАУНЫ И ФЛОРЫ

Использование данных о содержащихся в древних отложениях остатках организмов, если известны условия их обитания, наиболее надежно позволяет судить об условиях образования этих осадков. Однако подобные реконструкции сильно затрудняются из-за того, что ископаемые организмы часто захороняются не на месте их обитания и могут испытывать даже многократное переотложение. Вот почему для надежного суждения об обстановке накопления древних осадков необходимо знать не только условия существования присутствующих в них остатков древних организмов, но и условия их захоронения.

Последнее же не может быть выяснено без использования специальных наблюдений, литологических и палеогеографических данных. Следовательно, выяснение образования древних отложений, даже палеонтологически охарактеризованных, представляет собой комплексную нестандартную задачу, при решении которой необходимо использовать широкий арсенал палеонтологических, литологических и палеогеографических методов.

Необходимость и важность использования данных об условиях захоронения древних организмов, позволяющих выяснить общие условия осадконакопления, наиболее отчетливо могут быть показаны на примере верхнемеловых отложений монгольской Гоби. По разнообразию и обилию остатков различных организмов указанные отложения, несомненно, уникальны. Эта уникальность, вероятно, вызвана не столько необычно богатым органическим миром, существовавшим на территории Монголии в позднем мелу, сколько спецификой захоронения организмов, которая в свою очередь обусловливалась своеобразием осадконакопления. Поэтому вряд ли может быть перспективным при трактовке условий образования рассматриваемых отложений поиск в них аналогов наиболее распространенных современных обстановок осадконакопления на основе лишь каких-то общих черт. Уникальность объекта указывает на несомненную специфику формирования осадков, что вызывает трудность, а может быть, и невозможность простого использования метода актуализма при реконструкции этих условий.

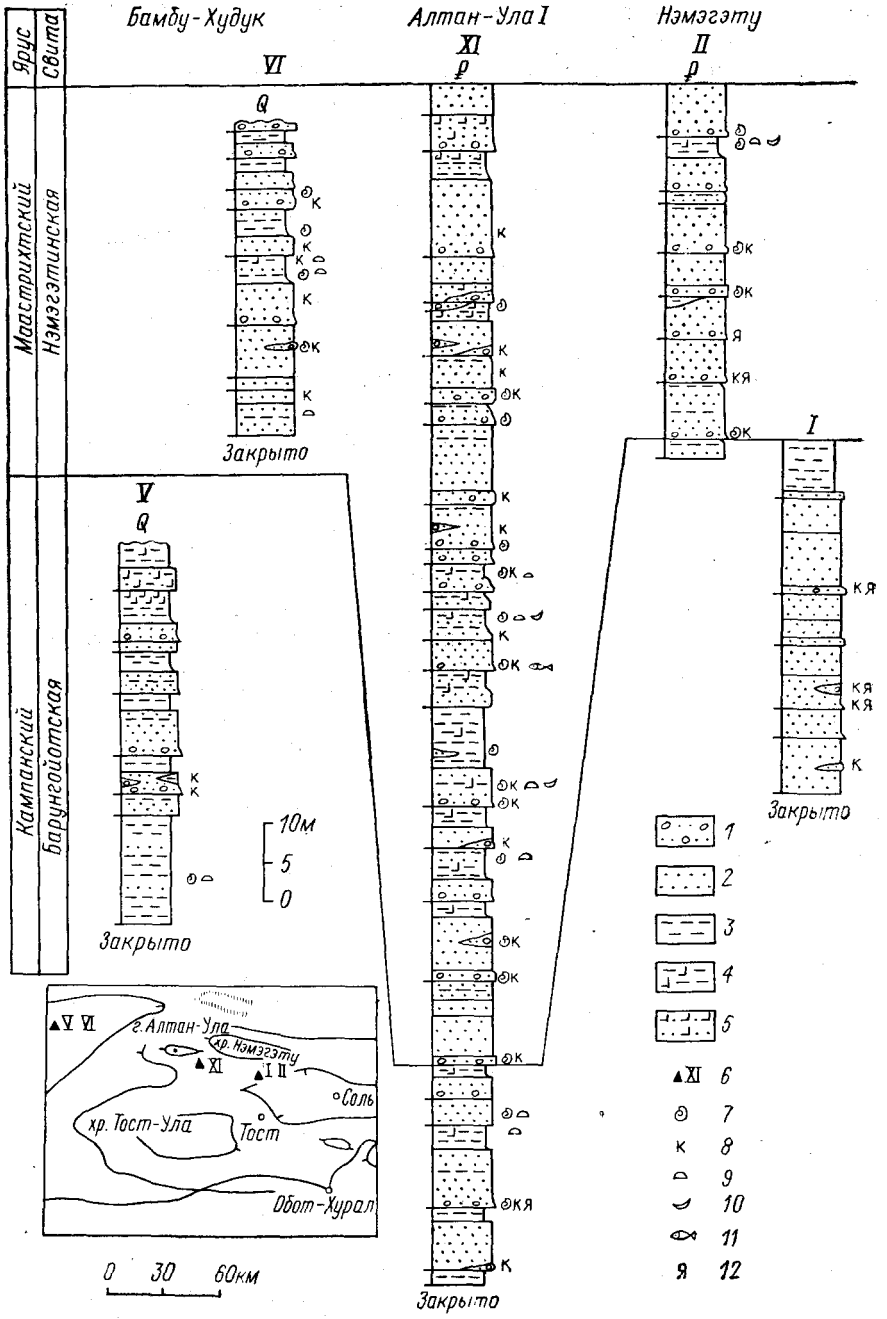
Наибольшее значение для выяснения условий формирования верхнемеловых отложений Гоби имеет анализ особенностей захоронения крупнораковинных пресноводных двустворчатых моллюсков. Все эти моллюски, несмотря на свое разнообразие, были типичными обитателями прибрежной мелководной зоны крупных озерных водоемов, характеризовавшейся достаточной подвижностью вод [82]. В указанной ситуации казалось бы вполне естественным, что такие находки могут рассматриваться как индикаторы существования прибрежного гидродинамически активного озерного мелководья во время захоронения моллюсков в местах, где отлагались вмещающие их осадки. В действительности, как правило, это оказывается не так, поскольку обычно двустворчатые моллюски захоронены не на месте их обитания.

Чаще всего остатки раковин моллюсков встречаются в крайне неотсортированных породах: псевдогравелитах и разнозернистых песчаниках, нередко содержащих рассеянные гравийные зерна, а иногда даже гальку. Как правило, в этих же породах, причем даже чаще, чем остатки моллюсков, присутствуют и кости позвоночных. Псевдогравелиты представляют собой песчаные породы с обилием сгустков или обломков карбонатного или глинистого материала преимущественно гравий-

ного размера. Эти сгустки и обломки обычно заключают в себе признаки пластичного состояния слагающего их материала во время переноса и отложения обломков и др. Примесь таких образований часто отмечается и в разнозернистых песчаниках, т. е. между псевдогравелитами и собственно песчаниками существуют все промежуточные разности. При этом нередко в одном и том же пласте или прослое отмечаются быстрые переходы от участков, сложенных преимущественно псевдогравийным материалом, к участкам, сложенным песчаным. Такая смена материала особенно часто наблюдается в направлении от подошвы к кровле соответствующих пластов или прослоев, хотя отмечается и по простиранию их. Наряду с этим весьма типично неравномерное распределение слагающих породу компонентов даже в пределах ее небольших участков.

В таких породах остатки крупнораковинных моллюсков распределены также крайне неравномерно. Чаще всего они тяготеют к разностям, наиболее обогащенным псевдогравийным материалом, значит, к нижней части пластов. При этом характерна обычная сомкнутость створок, что уже само по себе свидетельствует о внезапном, быстром захоронении моллюсков. В то же время весьма типично отсутствие какой-либо ориентировки раковин или отдельных створок, следов окатывания и обломков створок. Часто створки расположены перпендикулярно к напластованию или лежат вогнутой стороной кверху. Раковины с сомкнутыми створками изредка располагаются вниз макушкой. Иногда намечается как бы вихревое распределение раковин и отдельных створок, свидетельствующее о том, что в момент отложения осадок испытывал вязкое течение и перемешивание. Обычно совместно захороненные раковины или отдельные створки характеризуются разными размерами. Это указывает на отсутствие их рассортировки при переносе, а также свидетельствует о том, что осадок не испытывал перемыва и переотложения.

Таким образом, как литологические особенности пород, содержащих остатки крупнораковинных двустворок, так и характер захоронения этих остатков свидетельствуют о том, что осадочный материал, из которого породы образовались, был принесен и отложен потоками повышенной плотности, т. е. мутьевыми. Только такие достаточно густые потоки могли перенести и отложить столь разнородный, неотсортированный материал, содержащий крупные раковины, кости позвоночных, а иногда и рассеянную гальку размером до 10 см. Естественно, они могли двигаться лишь вниз по уклону дна и отлагать материал при выходе на достаточно выровненные участки дна. Поскольку потоки довольно часто захватывали живых моллюсков, обитавших в прибрежном мелководье крупных озер, то материал должен был отлагаться в тех же самых озерах, но уже на значительной глубине. Поэтому волнения воды на


Ярус
Свита
Маастрихтский
Нэмэгэтинская
Кампанский
Барунгойотская
Бамбу-Худук
Алтан-Ула I
Нэмэгэту
VI
XI
II
V
I
Q
P
Закрыто
10м
5
0
г. Алтан-Ула
Ар. Нэмэгэту
Соль
хр. Тост-Ула
Тост
Обот-Хурал
0 30 60км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

этих глубинах не достигали дна и осадок не испытывал перемыва и переотложения.

Второй тип захоронений крупнораковинных моллюсков связан с отложениями, обладающими признаками подводного оползания осадков. Чаще всего такие породы состоят из сложно перемешанного песчаного, алевритового и глинистого материалов, каждый из которых достаточно хорошо отсортирован, причем нередко у различных (а иногда и одинаковых) литологических разностей неодинаковая окраска. Включения псевдогравийных зерен, примесь гравия и галек отсутствуют. Характерны, как и для первого типа захоронений, хаотичность распределения, неориентированность остатков или слепков раковин, сомкнутость створок. Остатки обычно распределены в породе неправильными пятнистыми или линзовидными скоплениями. В тех же оползневых горизонтах или в непосредственно подстилающих или перекрывающих их тонкозернистых терригенных или карбонатных породах отмечаются остатки остракод, а иногда и филлопод. Это указывает на то, что оползание происходило в озерных обстановках. Часто остатки двустворок представлены целыми раковинами с закрытыми створками, из чего следует, что происходило погребение еще живых моллюсков. Поэтому нельзя предполагать переотложение остатков озерных моллюсков в каких-либо иных фациальных обстановках, например в речных или наземных.

Из рис. 41 видно, что местонахождения крупнораковинных моллюсков в изученных отложениях, особенно в нэмэгэтинской свите, достаточно часты. Все они принадлежат к одному из двух рассмотренных типов захоронений и однозначно свидетельствуют об озерных условиях отложения вмещающих их осадков. Эти местонахождения образовались в результате того, что осадочный материал и обитавшие в прибрежном мелководье моллюски внезапно вовлекались в процесс суспензионного или подводнооползневого перемещения и последующего быстрого (мгновенного) отложения значительной массы осадков в понижениях подводного рельефа.

Отмеченное позволяет предполагать, что в изученных объектах остатки крупнораковинных озерных двустворок, как правило, захоронялись лишь при быстром (мгновенном) отложении значительного количества осадочного материала. При этом после отложения осадок не испытывал перемыва или переот-

---

Рис. 41. Схема строения основных изученных разрезов верхнемеловых отложений Южной Монголии.

1 — псевдогравелиты и разнозернистые песчаники с псевдогравийными зернами; *2* — песчаники и алевролиты; *3* — глины; *4* — глины с карбонатными желваками или линзами; *5* — песко-карбонатные породы или карбонатные желваки в песчаниках; *6* — местоположение и номер разреза; местонахождения: *7* — крупнораковинных двустворчатых моллюсков, *8* — костей динозавров и черепах, *9* — остракод, *10* — филлопод, *11* — скоплений рыб, *12* — скорлупы яиц динозавров.

ложения, что свидетельствует о значительных глубинах его накопления. При медленном же (нормальном) осадконакоплении, характерном для зоны обитания двустворок, в обстановке подвижных вод и чередования этапов отложения осадочного материала с его перемывом и размывами, а временами и осушением остатки моллюсков после их смерти вряд ли могли сохраниться. Очевидно, при продолжительном контакте с подвижной придонной водой, а временами и с воздушной средой они быстро разрушались [23]. К тому же вообще вероятность вхождения в геологический разрез прибрежных отложений озер, обладавших изменчивостью своих размеров и уровня вод, чрезвычайно мала.

Поэтому, вероятно, только и встречены местонахождения остатков двустворок, возникшие в результате в общем катастрофических событий — деятельности мутьевых потоков и подводных оползаний осадков. Эти явления приводили к быстрому отложению значительных порций осадочного материала, который изолировал рассматриваемые остатки от воздействия агрессивных вод бассейна или атмосферных осадков. Кроме того, осадки отлагались в зонах, более удаленных от берегов и более глубоководных по сравнению с местами обитания моллюсков. В таких участках водоемов агрессивность вод могла быть также значительно меньше.

Для изученных отложений характерна определенная ритмичность (рис. 41, 42). В основании ритма обычно залегает пласт или прослой псевдогравелитов или разнозернистых песчаников. Эти породы обычно наиболее крупнозернистые, и именно в них чаще всего присутствуют остатки крупнораковинных моллюсков. Цемент пород часто содержит относительно повышенную примесь карбонатного материала, что определяет их увеличенную прочность. Поэтому пласты нередко образуют в обнажениях хорошо выраженные карнизы и выступы, являющиеся маркирующими горизонтами. Мощность таких пород обычно не более 1 м.

Вышележащая, обычно основная, часть ритма (мощность иногда 10 м) представлена более мелкозернистыми и лучше отсортированными песчаниками, нередко вверх переходящими в алевролиты. Часто они косослойчаты. Иногда ритм на них и заканчивается. В других случаях верхняя часть ритма (мощностью до первых метров) сложена глинистыми осадками, причем в глинах, особенно близ кровли, довольно часто присутствуют карбонатные конкреции и линзочки. Это общая тенденция изменения состава ритмов. На фоне же ее отмечается чередование прослоев различного состава. Нередко наблюдаются наклонная слоистость, оползневые деформации.

Чтобы выяснить условия образования всего комплекса отложений, необходимо прежде всего выявить генезис первого элемента ритмов. Из-за относительной грубозернистости материала,

слагающего первый элемент ритма, может создаться мнение, что это отложения русел достаточно крупных рек, блуждавших по обширной территории зоны осадконакопления. Действительно, такие представления уже высказывались, однако, как было показано выше, им противоречат многие особенности этих пород, и в первую очередь нередкое присутствие в них крупнораковинных озерных моллюсков. Против речного генезиса свидетельствует и характер залегания пород. Они образуют достаточно выдержанные горизонты или округло-изометричные в плане тела, а не узкие вытянутые полосы, характерные для русловых осадков. В отличие от речных отложений, в подошве их обычно не отмечается следов размывов и эрозионных врезов. Наоборот, характерная черта — разнообразные следы внедрения и втекания материала в подстилающие отложения (рис. 37, 43). Эти текстуры указывают, с одной стороны, на то, что значительная масса осадочного материала откладывалась быстро, а с другой — что отложение происходило на донные осадки, насыщенные водой и потому чрезвычайно подвижные и податливые. Естественно, что такие осадки могли существовать лишь в обстановке слабоподвижных вод, но отнюдь не на дне русел рек.

Таким образом, изучение особенностей захоронения крупнораковинных пресноводных двустворчатых моллюсков совместно с некоторыми другими данными показало, что среди соответствующих верхнемеловых отложений Южной Гоби широко распространены осадки крупных озерных водоемов со значительными (местами) глубинами.

Общие условия накопления древних осадков, а иногда и существование зональности в распределении в древнем бассейне вод различной солености в ряде случаев можно выявить путем анализа особенностей сонахождения остатков организмов, обитавших в различных обстановках. Например, в меловых отложениях Ферганской впадины иногда совместно захоронены остатки наземных (хищные динозавры), пресноводных (моллюски и черепахи) и морских (черепахи, акулы, ихтиозавры, скаты) организмов [25, 122]. Такие захоронения встречаются в разновозрастных отложениях и других районах [121, 173]. Известны они и в верхнеюрских породах Северной Ферганы, где в одной и той же маломощной пачке, а часто в одном участке породы, были обнаружены обломки панцирей пресноводных черепах, зубы хищных динозавров и крокодилов, обломки плавниковых шипов и зубы акул, раковины пресноводных моллюсков. Очень часто в верхнемеловых отложениях Монголии совместно встречаются остатки раковин пресноводных озерных моллюсков и костей, их сочленений и даже скелеты сухопутных динозавров. В меловых отложениях Ферганы известны совместные захоронения остатков разнообразной морской фауны и пресноводных харовых водорослей (устричная свита) или присутствие в од-

Рис. 42. Характер ритмичности в верхнемеловых отложениях Южной Монголии. В подошве ритмов иногда видны следы внедрения и втекания материала в подстилающие глинистые отложения.

Рис. 43. Неровная, с подворотами граница псевдогравелитов, содержащих раковины двустворчатых моллюсков, с подстилающими глинами. Верхнемеловые отложения Южной Монголии.

ной и той же пачке пород остатков пресноводных крупнораковинных пелеципод и морских фораминифер.

Очевидно, совместное захоронение остатков экологически различных организмов не является большой редкостью в толщах переслаивания континентальных и морских отложений и тем более в толщах, накапливавшихся во внутриконтинентальных водоемах. Ведь в континентальных условиях, особенно в обстановке межгорных впадин, уклон общего склона как наземного, так и подводного, как правило, значительно больше, чем уклон дна шельфов морей. Естественно, что образующиеся в таких условиях осадки, а с ними и остатки организмов и флоры легче переотлагаются, закономерно перемещаясь вниз по общему склону из одного динамического фациального пояса (по терминологии В. И. Попова [114]) в другой.

Следовательно, можно полагать, что морская фауна, как правило, даже если она была переотложена в пределах одновозрастного горизонта, должна захороняться в морских отложениях, в то время как наземная или пресноводная может попасть и в морские осадки, ибо переотложение всегда происходит вниз по уклону общего склона. Вследствие этого при определении генезиса отложений по остаткам содержащихся в них организмов следует отдавать предпочтение морской фауне, а не наземной или пресноводной, иначе говоря, остаткам организмов, обитавших в наиболее гипсометрически пониженных фациальных динамических поясах или зонах, а в случае разновозрастности организмов — самым молодым.

В то же время случаи сонахождения остатков различных по условию обитания организмов дают возможность судить о древней зональности определенных ландшафтных компонентов, в том числе о зональности солености вод водоемов. Так, вышеуказанные примеры о нахождении остатков морских организмов совместно с пресноводными указывают на то, что морские условия в сторону суши сменялись зоной опресненных вод. Совместное захоронение остатков организмов, обитавших в условиях водоемов, с остатками сухопутных форм указывает на близость к месту отложения вмещающих их осадков древней области сноса, а в ряде случаев свидетельствует о существовании островных областей сноса.

ГЛАВА 4 МЕТОДЫ выявления древнего климата

ОСНОВНЫЕ АСТРОНОМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ КЛИМАТ

Основными показателями, характеризующими климат, являются температура и баланс влажности. При этом и температурные режимы разных климатических зон, и свойственные им балансы влаги в основном определяются астрономическими условиями существования Земли: наклоном ее оси к эклиптике, обращением вокруг Солнца, вращением вокруг своей оси и получением энергии от Солнца [143]. Эти факторы не только существовали всегда, но и были достаточно устойчивыми и поэтому постоянно действовали в направлении создания принципиально одной и той же планетарной системы циркуляции воздушных масс и режима атмосферных осадков, суть которой заключается в следующем.

Вследствие шарообразной формы Земли, наклона оси ее вращения к плоскости эклиптики и достаточно плотной атмосферы количество тепла, получаемого тропосферой вблизи полюсов и в экваториальной зоне, резко различно. Нагревающийся вблизи поверхности Земли в низких широтах воздух расширяется и поднимается вверх, а достигнув верхних слоев тропосферы, начинает двигаться в направлении полюсов. Однако в результате постоянного отклонения (вправо в Северном и влево в Южном полушариях относительно своего движения), вызванного вращением Земли, примерно в районах 30—35-й параллелей воздушные массы начинают перемещаться почти в широтном направлении и, скапливаясь, вызывают повышение давления воздуха у земной поверхности. Таким образом, образуются два пояса субтропических максимумов атмосферного давления. Естественно, в приземных слоях тропосферы возникают движения воздуха из этих поясов как к экватору, так и к полюсам. Движущиеся к экватору воздушные массы из-за вращения Земли в Северном полушарии отклоняются вправо, а в Южном — влево относительно своего движения и образуют две устойчиво существующие системы ветров — пассаты, в Северном полушарии дующие с северо-востока на юго-запад, а в Южном — с юго-востока на северо-запад. Воздушные же массы, движущиеся из субтропиков к полюсам, в умеренных широтах встречаются с воздушными массами, движущимися со стороны полюсов. Встреча нагретых и холодных воздушных масс, резко различающихся по плотности, приводит к завихрениям воздушных потоков (т. е. к образованию циклонов), сопровождающихся подъе-

мом воздушных масс и последующим перетоком их в верхних слоях тропосферы к полюсам и в стороны субтропиков. При этом вращение Земли, обусловливающее отклонение движущихся тел в Северном полушарии вправо и в Южном — влево, приводит к преобладанию ветров, как дующих от субтропиков к полюсам: северо-восточных в Северном полушарии и юго-восточных в Южном,— так и ветров встречных направлений.

В теплом воздухе может содержаться влага в значительно большем количестве, чем в холодном. Так, в настоящее время в условиях жаркого тропического климата в воздухе часто содержится около 4% водяного пара (по объему), а в холодном — 0,01%, причем основная масса водяного пара находится в нижних (до 2—3 км) слоях тропосферы. Поскольку при подъеме воздушные массы расширяются и охлаждаются, то для таких мест характерны дожди. При этом под тропиками вследствие большой влажности воздуха количество атмосферных осадков весьма велико, в высоких же широтах значительно меньше, соответственно уменьшению общего содержания паров воды в воздухе. Напротив, в поясах субтропического повышенного атмосферного давления при нисходящем движении, обусловливающем уплотнение и нагрев, воздушные массы (уже освободившиеся от основной влаги при предшествующем подъеме) не должны давать осадков. Поэтому именно в таких районах должны существовать условия, при которых атмосферных осадков выпадает меньше, чем может испариться с той же поверхности.

Итак, если бы поверхность Земли была однородной (покрытой сплошь водой или представленной сушей с относительно равномерно распределенными небольшими бассейнами), то существовали бы два строго широтно ориентированных пояса аридного климата, располагавшиеся в районах субтропиков, вся же остальная территория находилась бы в обстановках гумидного климата; среднегодовое выпадение атмосферных осадков и среднегодовые температуры четко зависели бы от широты местности; средние направления основных ветров, а соответственно и течений характеризовались бы стабильностью и симметричностью относительно экваториальной плоскости.

Однако геологические причины, вызывающие существование резко выраженной неоднородности поверхности Земли, в очень большой степени нарушают рассмотренную астрономически обусловленную идеальную планетарную систему циркуляции воздушных масс и выпадения атмосферных осадков. Прежде всего ее нарушает неравномерное распределение на Земле суши и водных пространств. Так, из-за сильного прогрева материков в теплое время области повышенного субтропического давления над ними исчезают, что вызывает существенную перестройку всей системы планетарной циркуляции и, в частности, возникновение сезонных ветров — муссонов, дующих летом на материк, а зимой с материка. Возникают относительно сухие, с рез-

кими сезонными изменениями температур и влажности континентальные и более влажные и мягкие морские типы климатов. На крупных континентах природные зоны из-за более теплого лета, т. е. времени вегетационного периода, сдвинуты к полюсу иногда до 1000 км (так, в Сибири лес распространен примерно до 70°, а в Южном полушарии — всего до 38°). Особенности распределения материков и характер их очертаний вызывают определенную локализацию крупных океанических течений, что также в значительной мере «деформирует» широтную природную зональность на поверхности Земли. Так, благодаря Гольфстриму на широте распространения тундр в Северной Америке в Европе существуют лесные ландшафты.

Геологические причины, создавая крупные неровности земной поверхности, обусловливают и существование вертикальных природных зон, в известной мере от подошвы к вершинам гор повторяющих смену природных зон в горизонтальном направлении — от экватора к полюсам. При этом характер вертикальных зон и набор их значительно различаются в условиях морских и континентальных горизонтальных зон. Например, над субтропическими пустынями обычно в вертикальных зонах отсутствуют лесные зоны. Горные цепи часто вызывают существенное перераспределение атмосферных осадков в связи с подъемом при подходе к ним воздушных масс, охлаждением и освобождением от основной массы влаги. В результате наветренные склоны характеризуются повышенным выпадением атмосферных осадков, а подветренные, наоборот, пониженным.

Необходимо помнить, что вертикальные природные зоны существуют не только на суше, но и в океанах. Так, в настоящее время даже в теплых климатических горизонтальных зонах температура воды на абиссальных глубинах близка к 0° С. Поэтому при палеогеографических реконструкциях всегда надо учитывать возможность смешивания в одном местонахождении, а тем более присутствие в близких разрезах остатков организмов, обитавших в разных вертикальных климатических зонах. В ряде случаев анализ таких смешанных местонахождений и позволяет судить о наличии в прошлом значительных возвышенностей, обусловивших существование вертикальных природных зон [87].

Геологические причины могут приводить и к изменениям общеземного климата вследствие изменения состава атмосферы. Как известно, атмосфера сравнительно прозрачна для солнечной радиации, но практически не пропускает инфракрасное, т. е. тепловое, излучение Земли, которое поглощается облаками и газами [39, 125, 162]. Вследствие этого земная поверхность, поглощающая большое количество солнечной радиации, является источником тепла для нижней атмосферы (тропосферы), температура которой понижается, как правило, равномерно с высотой.

В настоящее время около 22% падающего на Землю солнечного излучения поглощается в атмосфере и примерно 33% отражается в космическое пространство поверхностью Земли, атмосферой и облаками. Эти 33% и составляют альбедо Земли. Оставшиеся 45% падающего излучения поглощаются поверхностью Земли. Таким образом, возникает так называемый оранжерейный, или парниковый, эффект атмосферы, механизм которого следующий [162].

Нагретая земная поверхность испускает инфракрасное излучение, бóльшая часть которого поглощается некоторыми из газовых компонентов атмосферы, облаками и пылью. Все они, естественно, в свою очередь испускают тепловое излучение в окружающее их пространство, в том числе и обратно к Земле. Но атмосферные излучатели холоднее, чем земная поверхность, поэтому они испускают меньшее количество лучистой энергии. Поэтому суммарное уходящее инфракрасное излучение системы Земля — атмосфера меньше, чем количество его, испускаемое непосредственно поверхностью Земли. Понятно, что если в атмосфере увеличится количество поглощающих инфракрасное излучение компонентов, то они будут задерживать большую долю энергии, идущей вверх от теплых слоев вблизи поверхности. Одновременно увеличится поток инфракрасного излучения, направленный в нижние слои атмосферы, который приведет к дальнейшему нагреванию земной поверхности. Следовательно, действие парникового эффекта сводится к тому, что увеличение концентрации в атмосфере поглотителей инфракрасного излучения приводит к увеличению температуры поверхности Земли.

Современный парниковый эффект земной атмосферы обусловливается в основном влиянием водяного пара и углекислого газа. Поэтому увеличение их концентрации в атмосфере должно приводить к увеличению парникового эффекта и повышению общей температуры земной поверхности. Так, по некоторым расчетам, при увеличении содержания углекислого газа в атмосфере всего в два раза температура земной поверхности может возрасти на 1,5—2° С (а иногда считают, что даже до 4° С). Такое же повышение температуры должно в свою очередь привести при постоянной относительной влажности к увеличению абсолютного количества содержащегося в атмосфере водяного пара. Это же должно также повлечь за собой увеличение парникового эффекта и дальнейшее возрастание температуры поверхности Земли.

Однако если увеличение концентрации водяного пара ведет к возрастанию парникового эффекта и к дальнейшему повышению температуры, оно приводит и к увеличению облачности. Последнее же из-за очень высокой отражательной способности поверхности облаков, скорее всего, должно способствовать снижению температуры поверхности Земли.

Большой интерес представляет собой зависимость между площадью поверхности, покрытой льдами и снегом, и температурой. Очень высокая отражательная способность льда и снега по сравнению с отражательной способностью поверхности воды или суши является фактором, определяющим климат полярных районов [162]. В то же время развитие снежного и ледяного покрова сильно зависит от температуры поверхности. Понижение общей температуры земной поверхности должно приводить к образованию долговременного снежного и ледяного покрова. Возникновение же такого покрова должно привести к увеличению планетарного альбедо. Последнее в свою очередь вызовет дальнейшее понижение температуры. Существование такой положительной обратной связи может привести, если процесс будет продолжаться достаточно долго, либо к относительно быстрому разрастанию полярных ледяных шапок, либо к их исчезновению. Однако поскольку всегда существуют и другие процессы, от которых зависят и распространение воды в виде твердой фазы, и общеземные температуры, полное исчезновение ледяных и снежных шапок или их значительное разрастание происходили медленно и редко (редко еще и потому, что, как указывалось во введении, существование ледяных покровов в геологической истории скорее исключение, а не правило).

Таким образом, хотя и не вызывает сомнения, что при возрастании концентрации в атмосфере углекислого газа должно происходить потепление климата, величина потепления может быть определена лишь после создания точных моделей, учитывающих обратные связи между изменениями содержания углекислого газа и изменениями в процессах образования облачности и содержания в атмосфере водяного пара, переменами в глобальной циркуляции, изменениями количества полярных льдов и т. п. Содержание углекислого газа в атмосфере на протяжении геологической истории Земли несомненно колебалось. В морях и океанах его в 50—60 раз больше, чем в воздухе, а в карбонатных породах в связанном состоянии в 15 000 раз. Естественно, что даже незначительные изменения равновесия между углекислым газом атмосферы, растворенным в воде и связанным в карбонатных минералах, а также изменение интенсивности его поступления в атмосферу при вулканических процессах и процессах метаморфизма могли приводить к колебаниям его содержаний в воздухе и как следствие к изменениям общеземных температур. На изменении последних могли сказываться и колебания абсолютных количеств в атмосфере водяных паров, и изменения облачности и запыленности атмосферы.

Таким образом, хотя и несомненно, что изменения содержаний в атмосфере углекислого газа, водяного пара, пыли и некоторых других составляющих влияют на общеклиматические условия, суммарный эффект их обычно остается неясным. Кроме того, общеземные изменения климата могли вызываться и не-

которыми астрономическими причинами: изменениями интенсивности излучения Солнца, неодинаковой потерей лучистой энергии Солнца на пути от него к Земле, изменениями формы орбиты Земли с периодом порядка 90 тыс. лет и т. п.

Так, проведенное недавно английскими и американскими исследователями изучение ископаемых микроорганизмов из осадков, взятых в южной части Индийского океана, показало, что на протяжении по крайней мере 450 тыс. лет существовали крупные климатические циклы длительностью примерно по 100 тыс. лет каждый. Предполагают, что эти циклы соответствуют астрономическим циклам изменения земной орбиты от почти круговой к эллиптической и обратно. При этом периоды с холодным климатом совпадают с временем существования орбиты, наиболее близкой к круговой. Во время же ее более ярко выраженной эллиптической формы Земля находится в области, более близкой к Солнцу, сравнительно продолжительное время и поэтому климат более теплый. Отмечается еще более мелкая цикличность климатических изменений (около 42 тыс. лет). Полагают, что она обусловлена изменениями в наклоне земной оси относительно плоскости эклиптики. Считают, что за время каждого такого цикла угол наклона оси вращения Земли меняется от 22°10′ до 24°30′, причем при малом угле наклона обычно существуют в общем более холодные климаты, а при большом — климаты с более теплыми летними сезонами, но и с более холодной зимой. Согласно рассматриваемой гипотезе сейчас на Земле отмечается один из самых теплых за последнее время периодов ледниковой эпохи. Однако процесс нового умеренного охлаждения, возможно, уже начался, так как земная орбита трансформируется в более круговую. Уменьшается сейчас и наклон оси вращения Земли, который был максимальным примерно 9 тыс. лет назад.

Существенное влияние на изменения климата на поверхности всей Земли могло оказывать то, что земная поверхность — атмосфера представляют собой систему авторегулирования [130]. Возможно, именно этим объясняется то, что на протяжении всей геологической истории Земли на ее поверхности всегда существовала вода в жидкой фазе, т. е. температуры никогда не были близки к 100° С. Более того, можно предполагать, что древние климаты по температурным и влажностным характеристикам не очень резко отличались от современных.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА — ОСНОВА РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ. ПОРОДЫ — ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА

Физическими факторами, положенными в основу выделения климатических типов литогенеза, учение о которых создано Н. М. Страховым [143—145], являются температура и годовой

баланс влажности. При сочетании минусовой среднегодовой температуры с положительным балансом влажности возникает ледовый тип литогенеза, при сочетании повышенной температуры (более 0° С) с положительным балансом влажности — гумидный тип, а при повышенной температуре и отрицательном балансе влажности — аридный. Но как было указано выше, и температурные режимы разных климатических зон, и свойственные им балансы влажности в основе своей являются производными от астрономических условий существования Земли. Из существа же атмосферной циркуляции следует, что тропическая влажная зона всегда располагается между северным и южным аридными поясами (независимо от того, насколько отчетливо они выражены), умеренные же гумидные зоны — к северу и югу от них. При этом, естественно, экватор всегда должен проходить в промежутке между аридными зонами северного и южного аридных поясов. По мнению Н. М. Страхова, этот принцип при палеоклиматических реконструкциях должен быть незыблемым [143].

Недавно Н. М. Страхов [148] развил дальше созданное им учение о типах литогенеза. Помимо ледового, гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного типов литогенеза он выделил еще особый осадочный океанский. Раньше этот тип не выделялся и осадкообразование в океанах трактовалось как происходящее по схеме гумидного типа. Н. М. Страхов показал, что аридный и ледовый типы литогенеза, характерные для континентального блока, в океанах не существуют. Для океанского осадкообразования можно выделить лишь две температурные модификации: высокоширотную (с низкой температурой) и низкоширотную (тропическую). Для первой характерны обычная некоторая засоренность осадков грубым материалом, приносимым плавающими льдами, и относительно худшая сортировка материала по сравнению с осадками второй модификации. Вторая модификация отличается повышенной карбонатностью отложений и их магнезиальностью. В океанском осадкообразовании, так же как и в континентальном, выделяется вулканогенно-осадочный тип литогенеза.

Однако если для каждого из климатических типов литогенеза существуют породы-индикаторы, то для океанского они еще не выявлены. Поэтому для древних толщ этот тип литогенеза не может быть пока выделен по литологическим признакам. Кроме того, океанский тип литогенеза выделяется для настоящего времени и фанерозоя, а существовал ли он раньше, не ясно.

Следует иметь в виду, что и в пределах континентального блока могут возникать отложения, не заключающие в себе пород — индикаторов климата. Это нередко наблюдается в удаленных от берега частях крупных морей с нормально-морской соленостью. Такие отложения могут практически не отличаться от океанских. Это, возможно, в какой-то мере и обусловило вы-

деление иногда в осадках океанов аналогов ледового, гумидного и аридного типов литогенеза [74].

То, что в океане не выделяются типичные для континентального блока климатические типы литогенеза—ледовый, аридный и гумидный, не означает невозможности обнаружения в океанских осадках признаков, свидетельствующих о каких-то особенностях климата. Эти признаки в общем те же, что и для водоемов континентального блока, и потому нет необходимости рассматривать их специально. Ведь при палеоклиматических реконструкциях, как при любых палеогеографических вообще, наличие какого-либо индикатора, признака является основанием для определенного вывода, отсутствие же его ни о чем не свидетельствует. Вот почему при палеоклиматических реконструкциях важно выделять климатические типы литогенеза и выявлять среди древних отложений породы — их индикаторы.

В качестве примера универсальности литолого-палеоклиматических методов для реконструкции древних климатов в пределах и континентального блока, и океанического сектора можно привести результаты изучения О. Г. Эпштейном [176] слоев и пачек ледово-морских осадков в разрезах мезозоя-кайнозоя Северной Азии, представленных морскими образованиями, которые содержат материал пляжа и мелководья, занесенный припайными льдами. Наиболее широко представлены гальковые глинистые илы (гальковые аргиллиты).

Значительное распространение гальковых аргиллитов в мезозойских и кайнозойских отложениях Северной Азии может рассматриваться как показатель существования в это время определенной климатической зональности и климатов с отчетливо выраженной сезонностью. Высказано даже предположение о том, что в юре, мелу, палеогене и неогене, а также, вероятно, и в позднем триасе неоднократно возникали кратковременные похолодания, когда климатические условия на севере Азии становились сходными с современными [176]. Безусловно, выявление и всестороннее изучение ледово-морских осадков, выяснение их пространственной и временной локализации должны в значительной степени способствовать реконструкции древних климатов Земли.

Основными породами—индикаторами климата являются [95, 125, 136, 143—145]: ледового—морена; гумидного — угленосные толщи, осадочные руды железа и марганца, бокситы, аутигенные каолинитовые глины, развитые коры химического выветривания; аридного — галогенные отложения (гипсы, ангидриты, флюорит, целестин, каменная и калийные соли), карбонатные красноцветы, аутигенные монтмориллонитовые глины, палыгорскитовые и сепиолитовые глины. Морские фосфориты и карбонатные породы химического происхождения — показатели теплового или жаркого климата. На жаркий климат указывают оолитовые известняки.

ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КЛИМАТА

Степень развитости и характер выветривания в значительной мере определяют особенности состава образующихся отложений, процессы же выветривания тесно связаны с климатической обстановкой. Основными факторами выветривания являются температура, количество атмосферных осадков и органический мир, и все они зависят от климата. От температуры зависит и скорость химических реакций (при увеличении температуры на 10° С она обычно возрастает в два раза). Так как от полюсов к экватору температура в общем увеличивается, то химическое выветривание также усиливается. Вода, даже дистиллированная и дождевая, не инертна. Она мощный химический реагент, всегда создающий активные водородные и гидроксильные ионы. По отношению к полевым шпатам и другим породообразующим силикатам вода, очевидно, является «врагом № 1» [62], поскольку силикаты разлагаются главным образом путем гидролиза. Поэтому чем больше промываются породы атмосферными осадками, тем интенсивнее идет их химическое разрушение.

Количество атмосферных осадков может обусловливать и несколько различную среду выветривания. Большинство породообразующих минералов являются солями слабых кислот и сильных оснований. Поэтому при гидролизе их среда становится щелочной, если она обладает почти застойным режимом, что и наблюдается часто в обстановке засушливого климата. При обилии же атмосферных осадков, вследствие интенсивного промывания выветривающихся пород водами с растворенным в них углекислым газом, среда выветривания не приобретает щелочной реакции. Главное же заключается в том, что с появлением наземной растительности среда выветривания в достаточно влажных условиях стала определяться органическим веществом, могущим не только создавать очень кислую реакцию среды, но часто являющимся главным фактором интенсивного химического выветривания [86]. Не случайно существуют представления о почвенной природе коры выветривания [113]. Климатическая же обусловленность почвообразования разного типа ни у кого не вызывает сомнения.

В обстановке ледового климата все химические процессы выветривания подавлены; происходит, по существу, лишь механическое выветривание, и никаких минеральных новообразований не возникает.

В умеренном гумидном климате при выветривании широко образуются гидрослюды, иногда с каолинитом, а в жарком — каолинит и происходит даже накопление свободного глинозема. В общем, каолинитовые коры выветривания и продукты их переотложения, латеритные коры выветривания, бокситы

являются показателями жаркого и влажного климата. По некоторым данным присутствие в корах выветривания галлуазита указывает на образование их в условиях влажного и теплого климата, вероятно сопоставимого с климатом влажных тропиков [168]. Железистые и марганцевые руды являются показателями также отчетливо влажного климата, но не обязательно жаркого.

В истории формирования руд алюминия, железа и марганца намечаются три этапа определенной климатической приуроченности [143]: ордовик, силур, девон, карбон — влажные тропики и субтропики; пермь, триас, юра, мел — влажные субтропики, иногда умеренные зоны (в тропиках же отсутствуют); неоген — преимущественно тропическая влажная зона.

Большинство породообразующих минералов интенсивно разрушается при выветривании в обстановке жаркого гумидного климата, вследствие чего при размыве кор выветривания нередко образуются кварцевые пески и песчаники. В связи с кислой средой при выветривании в гумидных корах выветривания и наземных отложениях отсутствуют примеси кальцита, доломита, монтмориллонита, палыгорскита, сепиолита и галогенных минералов. В условиях ярко выраженного гумидного климата, даже вблизи от областей размыва, сложенных в значительной мере карбонатными породами, могут формироваться галечные отложения, не (почти не) содержащие обломков карбонатных пород из-за их уничтожения в обстановке кислой среды [25].

Возникающие часто при выветривании в аридных климатических условиях щелочные обстановки способствуют образованию в корах выветривания монтмориллонита, сохранению калиевых полевых шпатов, слабому выносу щелочей и щелочных земель. В результате нередко коры выветривания, так же как и наземные осадки, обогащены, причем иногда очень сильно, карбонатными минералами, монтмориллонитом, обломками калиевых полевых шпатов, а подчас содержат даже примесь галогенных минералов. За счет разрушения выветрелых пород в прилежащих водоемах часто накапливаются аркозовые алеврито-песчаные отложения, как правило, сильнокарбонатные. Для грубообломочных же пород, образующихся за счет разрушения толщ, содержащих карбонатные породы, характерно обилие галек из карбонатного материала.

Различия в направленности процессов выветривания в гумидных и аридных обстановках четко выступают при сравнении кор, образовавшихся на одних и тех же породах, но в разных климатических обстановках [25, 228] (рис. 44). То же отмечается иногда и в почвах. Так, в почвах Калифорнии распространенность отдельных глинистых минералов определяется количеством атмосферных осадков. Монтмориллонит образуется при 500 мм осадков, а каолинит и галлуазит — более 800 мм [167]. В последнее время приводятся сведения о возможности

Фациальные условия	Выход легкой фракции, %	Выход тяжелой фракции, %	Минералы		
			Кварц	Опал	Полевые шпаты
			Аридные		
Континентальные	97,9	2,1	67,9	0,3	20,8
Лагунные	96,1	3,9	66,3	—	18,3
Прибрежно-морские	95,0	5,0	71,8	—	13,2
Пелагические	92,0	8,0	57,3	—	17,2
			Гумидные		
Континентальные	96,4	3,6	81,4	-	7,1
Прибрежно-морские	96,7	3,3	68,4	3	14,6
Пелагические	95,0	5,0	45,0	-	18,5
			Ледовые		
Континентальные	97,6	2,4	64,1	Сл.	22,4
Прибрежно-морские	97,5	2,5	53,9	—	29,6
Пелагические	96,8	3,2	44,0	—	34,5

Фациальные условия	Минералы тяжелой						
	Циркон	Рутил	Турмалин	Монацит	Шпинель	Гранат	Ставролит
	Аридные						
Континентальные	8,2	1,7	4,6	0,1	Сл.	4,2	1,4
Лагунные	12,6	3,1	8,6	Сл.	Сл.	5,9	1,5
Прибрежно-морские	13,7	3,0	8,2	Сл.	0,1	3,3	1,4
Пелагические	29,9	5,4	4,9	Сл.	Сл.	3,6	5,2
	Гумидные						
Континентальные	12,5	2,7	6,0	Сл.	Сл.	1,4	1,4
Прибрежно-морские	7,6	2,4	3,9	Сл.	0,1	1,6	0,6
Пелагические	5,9	2,8	2,4	—	—	3,3	0,4
	Ледовые						
Континентальные	12,7	2,7	5,9	0,3	Сл.	11,5	3,4
Прибрежно-морские	12,5	1,7	5,5	0,1	0,1	6,1	0,2
Пелагические	13,7	1,6	8,0	0,1	0,4	16,8	3,2

Таблица 2. СРЕДНИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ песчаных пород Русской платформы и связь его с условиями образования (по А. Б. Ронову и др. [123])

легкой фракции, %

Слюды	Хлорит	Обломки кремнистых пород	Обломки пород	Гидроокислы железа	Фосфорит	Глауконит	Карбонаты	Растительные и органические остатки
условия								
2,8	Сл.	0,4	2,3	—	—	0,1	3,1	Сл.
3,8	Сл.	0,5	0,5	—	Сл.	0,1	6,3	0,2
3,6	0,1	0,7	0,3	—	0,1	4,7	0,5	Сл.
3,0	—	0,8	0,6	—	—	0,7	12,5	—
условия								
1,8	Сл.	1,2	0,5	0,5	0,1	1,2	0,1	2,5
1,4	Сл.	0,3	3,7	0,1	0,3	4,4	1,1	1,1
1,5	0,2	0,4	20,0	0,5	—	7,6	0,8	0,5
условия								
4,2	—	0,2	Сл.	—	—	4,2	2,3	—
9,2	0,1	0,4	2,7	—	—	1,6	—	—
14,9	0,3	0,7	0,9	—	—	1,5	—	—

Продолжение табл. 2

фракции, 10^{-2} %

Дистен	Силлиманит	Хлоритоид	Актинолит	Апатит	Эпидот	Амфиболы	Пироксены	Сфен	Анатаз	Брукит
условия										
0,2	Сл.	—	Сл.	1,2	8,9	0,2	0,4	0,3	3,0	Сл.
0,5	—	Сл.	0,1	1,8	2,0	0,1	0,1	0,4	3,8	Сл.
0,1	—	Сл.	—	1,5	1,2	0,6	0,1	0,5	9,0	0,2
Сл.	—	—	—	2,1	0,4	0,6	Сл.	0,4	13,5	Сл.
условия										
0,8	0,1	Сл.	—	0,4	0,9	0,6	0,6	0,4	6,3	Сл.
0,8	0,2	0,6	Сл.	0,3	5,7	0,3	0,2	0,3	4,3	Сл.
0,2	—	—	—	0,2	1,7	Сл.	Сл.	0,1	2,1	Сл.
условия										
2,2	0,8	—	0,1	1,2	18,2	43,6	25,8	1,2	2,9	—
0,1	—	Сл.	—	2,2	0,6	1,3	Сл.	0,5	15,6	Сл.
Сл.	—	—	—	1,5	12,2	0,8	Сл.	1,6	18,9	Сл.

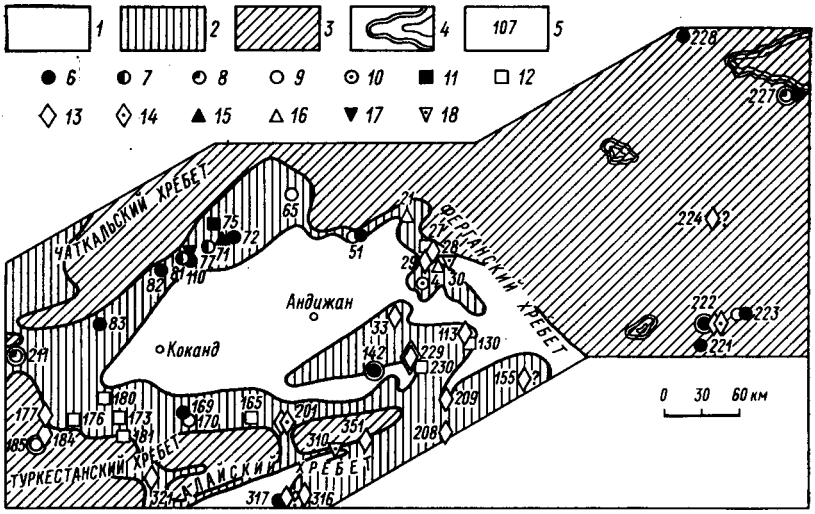


Рис. 44. Схема местонахождения и характера кор выветривания палеозойских пород, перекрытых меловыми или низами палеогеновых отложений в Ферганской впадине и ее окружении.

Области: *1* — постоянного накопления осадков в меловом периоде, *2* — то сноса, то осадконакопления, *3* — сноса; *4* — современные крупные озера; *5* — номера разрезов в меловых или палеогеновых отложениях, залегающих на корах выветривания. Аридные коры выветривания мелового возраста: *6—10* — монтмориллонитовые (*6* — на эффузивах, *7* — на пирокластических породах, *8* — на гранитах, *9* — на сланцах, *10* — на кремнистых породах); *11, 12* — гидрослюдистые почти без изменений минерального состава по профилю выветривания (*11* — на эффузивах, *12* — на сланцах); *13, 14* — практически без изменения минерального состава по профилю выветривания (*13* — на сланцах, *14* — на кремнистых породах). Гумидные коры выветривания юрского возраста: *15, 16* — каолинитовые (*15* — на эффузивах, *16* — на сланцах); *17, 18* — железистые (*17* — на эффузивах, *18* — на кремнистых породах). Значки с двойным контуром указывают на примесь в верхнем горизонте коры выветривания палыгорскита.

использования сохранившихся особенностей древних почв при палеоклиматических реконструкциях [157, 158].

Специфика направленности и интенсивности выветривания в разных климатических обстановках приводит и к существенным различиям в составе обломочных компонентов, накапливающихся в областях осадконакопления за счет размыва кор выветривания. Это особенно четко проявляется в континентальных обстановках осадконакопления (табл. 2). Правда, относительно табл. 2 следует сказать, что приведенные в ней данные о связи состава песчаных пород с климатом несколько затушеваны, поскольку для определенных этапов геологической истории климат всей Русской платформы и ее обрамления принимался одинаковым. Это, конечно, не так. Естественно, что такое обобщение привело к некоторой нивелировке различий состава песчаных пород, возникших в разных климатических обстановках.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КЛИМАТА

Особенности органического мира того или иного района в очень большой мере определяются климатическими условиями, поэтому остатки древних организмов при палеоклиматических реконструкциях используются весьма разнообразно [41, 45, 88, 117, 125, 136]. Наибольшее палеоклиматическое значение имеют остатки наземных организмов, особенно растений, в связи с тем что они нередко позволяют судить не только о температурных условиях, но и о влажности климата прошлого. Морские же организмы в лучшем случае указывают лишь на температурные условия, поскольку в водоемах нормальной солености режим увлажненности заметно не проявляется на характере органического мира. Например, современные колониальные кораллы обитают в морях как засушливого климата, так и влажного.

Теплый и влажный климат в наибольшей мере способствует развитию растительности. Поэтому именно для влажных тропиков характерно не только наиболее бурное ее развитие, но и максимальное систематическое и экологическое разнообразие растительного покрова. Понижение же температуры или уменьшение влажности приводят к резкому обеднению разнообразия растительности, изменению ее видового состава, появлению в ряде случаев видов, обладающих специфическими анатомоморфологическими особенностями. Например, в Индонезии насчитывается около 40 000, в Европе — около 1100, на севере СССР — 350—250, в Сахаре — около 300 видов растений.

Для растений жаркого влажного климата характерно широкое распространение форм с крупными, нерасчлененными листьями, покрытыми плотной кожицей, с оттянутым концом для лучшего стока воды. В зонах жаркого и влажного климата, характеризующихся отсутствием сезонности, в древесине не заметны годичные кольца, в то время как в умеренных и в зонах чередования засушливых и влажных сезонов (типа саванн) годичные кольца — явление типичное. У деревьев умеренной влажной зоны листья обычно тонкие и нежные, относительно небольшие, часто с расчлененными краями. Для растений засушливых областей характерно распространение представителей с узкими, мелкими кожистыми листьями, иногда превращенными в колючки или, напротив, с сочными, мясистыми листьями, а подчас и стволами, содержащими большие запасы влаги. Для растительности сухого климата характерна очень хорошо развитая корневая система.

Однако использование остатков растений для суждения о древних климатах затруднено тем, что их морфологическое сходство с определенными представителями современной растительности может быть и не связано с однотипностью обстановок существования тех и других. Например, признаки ксеро-

фитности у многих древних растений могли быть выработаны не в результате их обитания в засушливых условиях, а вследствие произрастания по берегам морей или других водоемов с повышенной соленостью, что приводило к обогащенности грунтовых вод солями. Кроме того, если правы исследователи, считающие, что эволюция наземной растительности шла в направлении постепенного завоевания все более засушливых условий, то тогда с увеличением возраста отложений в них все меньше должно встречаться остатков растений, могущих указывать на засушливость климата. Таким образом, трудность выяснения особенностей древнего климата по остаткам вегетативных частей растений обусловлена не только редким их нахождением, но и часто отсутствием надежных данных об условиях их произрастания.

Большое значение для палеоклиматических реконструкций имеет анализ спорово-пыльцевых комплексов. Он позволяет судить не только о характере древней растительности, но в какой-то мере (по доминированию той или иной пыльцы и спор) и о климате. Споры и пыльца сохраняются несравненно чаще, чем вегетативные остатки растений, причем они присутствуют в осадочных породах самого различного генезиса. Несмотря на это, палеоклиматическое значение ископаемых спор и пыльцы не столь уж велико, так как о климате судят по доминированию определенной пыльцы или спор, зависящему от колебания интенсивности цветения, особенностей группировки видов растений в сообщества, вертикального распределения растительности, интенсивности и направления ветра, действия течений и т. п.

Климат обусловливает существенные различия в разнообразии видового состава и морских животных. Иногда в теплых водах органический мир по своему таксономическому составу в десятки раз богаче, чем в холодных. Так, в Индонезии около 40 000, в Средиземном море около 8000, а в высоких широтах часто около 400 морских животных. Пелагических фораминифер в тропиках до 20, а в холодных водах всего 1—2 вида. Однако, как отмечалось в предыдущей главе, разнообразие бассейновой фауны зависит и от солености и ряда других факторов, поэтому не всегда легко выяснить действительную причину особенностей таксономического состава. Особенно же большие трудности возникают в связи с неполнотой захоронения, степень которой обычно нельзя оценить.

Климатические различия нередко сказываются на размере организмов близких форм (правило Бергмана). Теплокровные животные обычно имеют тенденцию к увеличению размеров в холодном климате и к уменьшению в жарком, что часто проявляется при сравнении их подвидов и близких видов, обитающих в разных обстановках. Это очень четко видно, например, при сравнении размеров волков, медведей, лисиц, живу-

щих в холодном и жарком климате. Такие изменения объясняются тем, что сохранять постоянной температуру тела теплокровным животным в суровых условиях легче при относительно меньшей удельной поверхности тела, а в жарких, наоборот, при большей, поскольку увеличение удельной поверхности тела облегчает возможность отдачи им тепла. В связи с этим у теплокровных животных в направлении от высоких широт к тропикам наблюдается удлинение хвостов, ушей, парных конечностей и появляются различные выросты. Правда, нередки и исключения из указанных правил, что затрудняет использование упомянутых особенностей организмов для климатических реконструкций.

Противоположная тенденция наблюдается у холоднокровных животных — пресмыкающихся и земноводных. Наземные их представители в тропиках имеют наиболее крупные размеры, в холодных климатических условиях — мелкие. Это объясняется тем, что мелкие формы не только лучше и скорее прогреваются солнечными лучами, но и легче могут перенести холодные сезоны, прячась в какие-нибудь убежища. Максимально благоприятные условия для существования холоднокровных животных, наблюдающиеся в тропиках, обусловливают и чрезвычайно большое количество их видов именно в этих условиях.

Менее отчетливо связь размеров тела с климатическими обстановками отмечается у водных организмов. Хотя большинство морских беспозвоночных, особенно строящих известковую раковину (а именно такие формы и представляют наибольший интерес для палеогеографии, так как они чаще захороняются), увеличиваются в размерах в низких широтах, где температуры воды выше, сравнительно часто отмечается и обратное соотношение. Последнее обычно объясняется тем, что у организмов, обитающих в холодных водах, половое развитие замедленное (что удлиняет период роста) и зачастую вообще большая продолжительность жизни. Кроме того, размеры раковин могут определяться и другими факторами: соленостью вод, глубиной обитания организмов, газовым режимом, скоростью накопления осадков и т. п.

В общем случае морские беспозвоночные, интенсивно накапливающие в своих скелетных образованиях известь, приурочиваются к теплому и жаркому климату, что особенно резко выражено у рифообразующих организмов. У сходных организмов в разных климатических зонах зачастую несколько различный химический состав раковин. Так, обычно в известковых скелетных образованиях тропических моллюсков и водорослей отмечается резкое увеличение содержания магния. В некоторых случаях различный и химический состав скелета. У кокколитофорид, обитающих только в жарком климате, скелет известковый, у диатомовых же, живущих в водах самых раз-

личных температур,— кремневый. Годичные знаки нарастания раковин и других скелетных образований, как правило, более резкие, многочисленные и сближенные у организмов, обитающих в холодных водах, а по мере увеличения глубины обитания и продвижения к экватору они выражаются все слабее, а иногда и исчезают.

В связи с тем что те или иные температурные области, выделяемые в водоемах, часто характерны лишь для самого верхнего слоя воды толщиной 20—50 м, нередко многие особенности глубоководной фауны низких широт сходны с наблюдаемыми у фауны высоких. Кроме того, часто границы зоогеографических провинций (выделяемые по тем или другим организмам), которые, казалось бы, должны отражать температурные изменения вод, в действительности не совпадают не только с границами температурных областей, но часто не совпадают с выявленными для разных представителей органического мира. Это объясняется тем, что очертания биогеографических провинций зависят не только от климатических условий, но и от многих других причин, и в частности от особенностей истории развития соответствующих организмов в данной области и различной способности их к расселению.

Таким образом, выяснить характер древних климатов на основании изучения особенностей органических остатков не только достаточно сложно, а нередко и невозможно. Поэтому при всякого рода палеоклиматических реконструкциях предпочтение должно быть отдано показателям литологическим, а не палеонтологическим [143]. Однако несомненно, что при изучении органических остатков специалистами-палеонтологами, особенно при применении специальных приемов исследования, многие из этих ископаемых могут дать важную палеоклиматическую информацию, примеры чему нередко приводятся в литературе [88, 117, 193, 199].

ИЗОТОПНЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР

Аналитический метод определения палеотемператур по изотопному составу кислорода карбонатов, хотя и был разработан американским ученым лауреатом Нобелевской премии Г. К. Юри лишь в начале 50-х годов нашего столетия, уже получил широкую известность и признание. Наиболее полно теоретические основы метода, возможности его, приемы проведения анализа, сводка полученных результатов и перспективы дальнейшего развития палеотермометрии освещены в монографиях Р. Боуэна [13], Р. В. Тейс и Д. П. Найдина [149], а также в ряде статей [96, 97, 104, 208].

Сущность этого метода заключается в следующем. В природе множество процессов сопровождается изотопным фракционированием. Происходят изменения и в содержании стабильных изо-

топов кислорода — наиболее распространенного в земной коре элемента. Существуют три стабильных природных изотопа кислорода: ^{16}O, ^{17}O и ^{18}O, причем изотоп ^{16}O — самая распространенная разновидность. Обычно количество изотопа 18 примерно соответствует 1 : 500 по сравнению с изотопом 16. Однако соотношение $^{18}O/^{16}O$ (изотопный коэффициент) в природных условиях колеблется в пределах 10%. Наиболее низкий изотопный коэффициент наблюдается у льда ледникового покрова у полюсов, а наиболее высокий — у углекислого газа атмосферы. В природных водах наибольшее относительное количество ^{18}O отмечается у вод высокой солености.

Если карбонатные скелеты организмов (или карбонатное вещество, возникающее химическим путем) образуются в изотопном равновесии с окружающей водой, то при постоянном изотопном составе воды $^{18}O/^{16}O$ в карбонатном материале будет меняться в зависимости от температуры, так как константа равновесия для системы изотопного равновесия зависит от температуры. Зависимость от температуры коэффициента $^{18}O/^{16}O$ кальцита, образующегося как хемогенным путем, так и в раковинах некоторых морских беспозвоночных, определена экспериментально. Таким образом, была получена шкала геологического термометра. Если же кальцит раковин или хемогенный, образовавшийся в равновесии с водой, в дальнейшем был без изменения захоронен, то в нем сохранилось и соответствующее первоначальному изотопное соотношение, несущее информацию о древних температурах водоема, т. е. геологический термометр в этом случае обладает громадной инерционностью. Достаточно лишь определить отношение изотопов кислорода из захороненного материала, чтобы выяснить температуры воды в древнем водоеме во время его образования.

Вариации коэффициента $^{18}O/^{16}O$ могут быть измерены масс-спектрометром с погрешностью $\pm 0{,}01\%$, однако методы подготовки образцов к анализам фактически не позволяют достичь такой высокой точности. Поэтому чаще всего древние температуры определяются с погрешностью до 1, редко до 0,5° С. Для анализа прежде всего выделяется из карбонатного вещества углекислый газ. В масс-спектрометре он ионизируется до CO_2^+, ионы ускоряются напряжением более 1 кв и далее пучок их отклоняется магнитными полями в зависимости от массы и заряда на несколько лучей. Последние нейтрализуются коллекторами, в которых возбуждается электрический ток, регистрируемый прибором. Таким образом, изотопный коэффициент, по существу, определяется посредством сравнения количества углекислого газа с массой 46 ($^{12}C\ ^{16}O\ ^{18}O$) и 44 ($^{12}C\ ^{16}O\ ^{16}O$).

Значение изотопного метода выявления палеотемператур древних водоемов очень велико. К сожалению, существуют многочисленные причины, мешающие массовому его применению, причем дело не только в дороговизне аппаратуры и сложности

самого анализа. Укажем лишь некоторые из причин, ограничивающих сферу использования метода.

1. Изотопный состав кислорода в кальците может быть в значительной мере изменен после образования раковин или карбонатного осадка вследствие процессов диффузии, перекристаллизации, доломитизации и т. п., которые могут происходить как при диагенезе, так и в течение всего последующего существования породы. Особенно этим процессам подвержены образования с недостаточно компактной структурой, испытавшие значительное погружение и обладающие значительным геологическим возрастом.

2. Многие животные и растения могут отлагать карбонаты кальция без сохранения изотопного равновесия кислорода карбонатов и воды. Выявить, существовало или отсутствовало такое равновесие для ископаемых объектов, не всегда возможно или по крайней мере не легко.

3. Еще не известен изотопный состав кислорода древних океанов. Предположение же о том, что он был тождествен современному, может быть ошибочным.

4. Содержание ^{18}O в воде в высшей мере зависит от ее солености. В конечном итоге опреснение сказывается так же на отношение $^{18}O/^{16}O$ в карбонате, как и повышение температуры. Более того, если опреснение связано с добавлением пресной воды, поступающей за счет таяния льда, то оно сильнее влияет на изменение содержания ^{18}O, чем опреснение до того же уровня, но вследствие притоков обычных речных вод. Поэтому необходимо отбирать такие образцы, которые образовались в обстановке нормальной солености.

5. Температуры, полученные по органическим остаткам разных организмов, отобранных из одного слоя, часто различны. Отличаются они, как правило, и от температур, получаемых по вмещающему их карбонатному материалу. Эти различия могут быть вызваны рядом причин: а) наиболее интенсивным наращиванием раковин различными организмами при разных температурах; б) обитанием организмов на разных глубинах; в) различиями биогенного изотопного фракционирования у этих организмов и др.

Указанные причины обусловили то, что, исключая единичные образцы палеозойского возраста, определения палеотемператур древних морей были выполнены лишь для юрского и более поздних периодов. При этом бóльшая часть температур для мезозойских морей была определена по рострам белемнитов, так как именно в них лучше всего обычно сохраняется первичное отношение $^{18}O/^{16}O$. Характерно, что для белемнитов получены более низкие значения температур по сравнению с другими организмами. Обычно полагают, что это вызвано обитанием белемнитов в более глубоких, а следовательно, менее теплых водах. Так, по рострам позднемеловых белемнитов Русской платформы

получены температуры около 14—16, а по вмещающим карбонатным породам — 26—28° С. Высокие температуры в последнем случае обусловлены тем, что вмещающие породы сложены в основном остатками планктонных организмов — кокколитофорид. Более же высокие температуры, получаемые по раковинам других организмов, вызваны, возможно, наращиванием их лишь в теплые месяцы года, а не круглогодично, как ростров белемнитов. Наиболее многочисленным анализам были подвергнуты меловые отложения. Для этого периода даже удалось наметить как временные, так и географические изменения температур морских вод, причем оказалось, что температуры в меловых морях были значительно более однородными, чем в настоящее время, а температура глубинных вод, вероятно, не опускалась ниже 10—15° С.

Изотопный метод иногда позволяет определять и сезонные колебания температур. Так, по средней пробе, взятой для анализа из скелетного образования, формировавшегося только в определенный сезон года, определяется лишь осредненная температура соответствующего сезона, а по аналогичной пробе, взятой из образования, формировавшегося круглогодично, — среднегодовая. При отборе вещества на анализ по радиусу

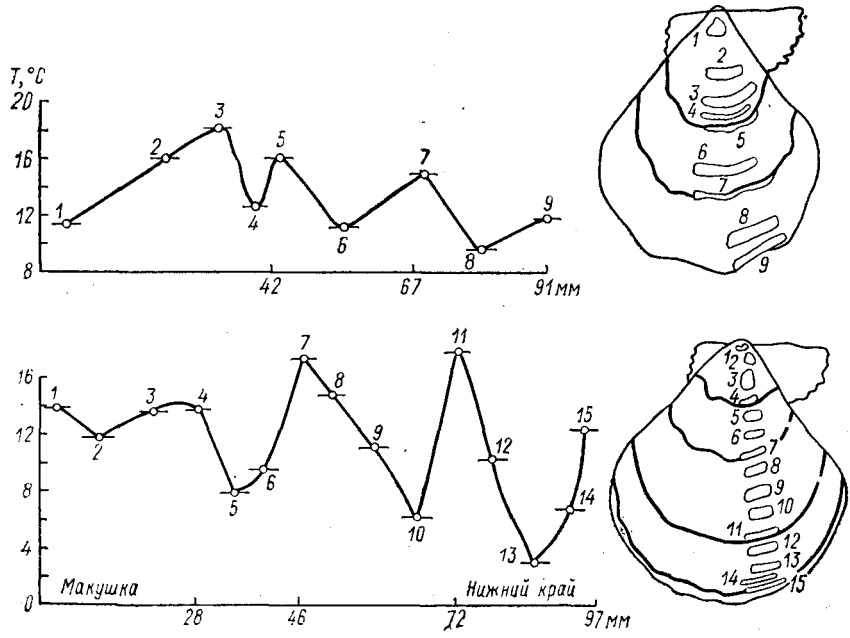


Рис. 45. Сезонные температуры роста раковин гребешков *Chlamys* (по Р. В. Тейс, Д. П. Найдину [1973 г.]).

1—15 — номера проб для определения содержания ^{18}O.

ростра белемнитов последовательно от центра к периферии или последовательно из разных слоев нарастания раковин некоторых моллюсков, наращивающих раковину круглогодично, можно выявить колебания температур, очевидно связанные с сезонными изменениями (рис. 45). Например, по юрским и нижнемеловым белемнитам Евразии эти колебания морских вод достигали 3—7° С.

Как считают специалисты [13, 149], использование данных о палеотемпературах при палеогеографических реконструкциях может быть эффективным только при условии значительного расширения исследований и получения массовых определений древних температур. Очевидно, что материал при этом необходимо отбирать как послойно (для получения данных о колебаниях температур в конкретных районах во времени), так и по максимально обширной площади из определенных горизонтов (чтобы получить сведения об изменении температур в пространстве). Используемые органические остатки должны быть точно определены, надежно стратиграфически привязаны и верно истолкованы палеоэкологически. В дальнейшем необходимо совершенствовать изотопный метод определения палеотемператур, в частности разработать методы их выявления по отношению $^{18}O/^{16}O$ в фосфатных и силикатных минералах, совершенствовать методику установления палеотемператур по карбонатам, образовавшимся в опресненных и осолоненных бассейнах.

ХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР

Т. С. Берлин и А. В. Хабаков разработали метод оценки температур среды обитания беспозвоночных на основе определения отношения кальция и магния в их карбонатных скелетах [7—9, 106, 141]. Метод основан на давно подмеченной закономерности, состоящей в увеличении в более теплых морях доли магния в кальцитовых скелетах различных групп беспозвоночных. Древние температуры морей определяют на основе серийных анализов карбонатного вещества скелетов определенных групп беспозвоночных животных, постоянно обитавших в море. При этом используют результаты экспресс-анализов на кальций и магний небольших проб карбонатного вещества раковин моллюсков, фораминифер, ростров белемноидей и др., а также писчего мела и меловых мергелей посредством титрования с трилоном Б после разложения карбоната 2%-ной соляной кислотой.

Специально проведенные Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым исследования показали общую согласованность оценок палеотемператур этим методом и изотопным, хотя определения по отношению кальция к магнию обычно и превышают на 0,5—2,5° С цифры, получаемые по отношению $^{18}O/^{16}O$.

Следует иметь в виду, что использование химического метода ограничивается многими причинами, принципиально сходными

с указанными для изотопного, но касающимися распределения магния, а не ^{18}O. Более того, некоторые ограничения, вероятно, даже усугубляются. Так, высокая подвижность иона магния может нарушать первоначальное его содержание даже на разных стадиях диагенеза. Температура воды может сказываться на концентрации магния в меньшей степени, чем скорость наращивания $CaCO_3$. В связи с указанным при отборе материала для определения степени его магнезиальности с целью выяснения палеотемператур необходимо: а) использовать карбонатный материал только скелетов типичных морских групп беспозвоночных хорошей сохранности, состоящих из чистого кальцита и не измененных вторичными процессами, которые могли нарушить первоначальное содержание магния; б) отбирать остатки из разрезов, хорошо стратиграфически изученных, а определять ископаемые формы до вида.

Однако, несмотря на многие ограничивающие факторы, химический метод определения палеотемператур привлекает своей простотой, доступностью и возможностью проводить массовые анализы. Можно полагать, что этому методу принадлежит большое будущее, конечно, если его результаты будут контролироваться данными изотопного анализа. Нельзя не отметить, что в случае проведения массовых анализов некоторые слабые стороны этого метода определения палеотемператур могут иметь большое палеогеографическое значение в других аспектах. Так, на основе изменения магнезиальности в пределах территории, для которой предполагаются постоянство температур вод и отсутствие катагенетических изменений карбонатного материала, можно реконструировать изменения солености вод в водоеме, а тем самым расположение рек, характер связи с другими бассейнами. Надо иметь в виду, что большинство изменений каких-либо параметров по площади и разрезу, если они основаны на достаточно массовых определениях, могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях, особенно с учетом других данных.

НЕКОТОРЫЕ ЧАСТНЫЕ ПРИЕМЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ДРЕВНЕГО КЛИМАТА

В некоторых случаях, например у раковин мидий, наблюдаются кальцитовый призматический внешний слой, арагонитовый перламутровый и кальцитовый призматический внутренний. У некоторых видов моллюсков соотношение кальцитового призматического внутреннего и арагонитового перламутрового слоя, по данным Ж. Р. Додда [149], зависит от температуры: арагонитовый слой с повышением ее развивается интенсивнее, а кальцитовый сокращается вплоть до исчезновения. По этому принципу можно иногда определять палеотемпературы и по темпу роста раковины, так как клинья перламутрового слоя образу-

ются годично, а скорость роста прямо пропорциональна средней температуре среды обитания моллюсков. Определения температур на основе изучения структуры раковин возможны и при измененном химическом и минералогическом составе раковин.

Для некоторых видов моллюсков можно получить данные о древних температурах, используя отношение в раковинах арагонита к кальциту, содержания которых определяются рентгенометрически, однако этот способ может быть применен лишь к немногим видам [149].

О сезонности древних климатов можно судить по годичной горизонтальной слоистости в отложениях (например, в так называемых ленточных глинах, некоторых лагунных отложениях, возможно во многих джеспилитах, а также в многократно чередующихся слойках, обогащенных и обедненных остатками планктонных организмов, и т. п. [43, 117, 125]).

Особенности климатической обстановки сказываются на характере распределения в глинистом веществе осадочных пород ряда редких элементов, что также может использоваться при палеоклиматических реконструкциях. Так, по данным некоторых исследователей [36], в глинистом материале континентальных гумидных отложений Ферганы, Южного Мангышлака и Устюрта наблюдаются повышенные концентрации никеля и в меньшей мере бария и ванадия, пониженные содержания бора и стронция. Отношение содержаний стронция к барию менее 1, а стронция к меди 1,3—5,0. Характерны повышенные (больше 90—120%) коэффициенты вариаций содержаний марганца при небольших их значениях для других элементов (до 60—70%).

Континентальные отложения в тех же районах, формировавшиеся в аридных условиях, характеризуются по сравнению с образовавшимися в гумидных пониженными содержаниями в глинистом веществе бора и повышенными бария и марганца, причем коэффициенты вариации последнего небольшие (до 60%).

В глинистом веществе отложений морского генезиса, образовавшихся в аридных климатических обстановках, отмечаются повышенные количества бора и стронция, близкие к кларковым содержания бария и марганца и пониженные ванадия, никеля и меди. Для глинистого же вещества отложений, возникших в опресненных лагунах, характерны повышенные содержания марганца.

Имеются данные [71] о том, что условия прошлого сказываются и на типе фоссилизации костного материала различных позвоночных, т. е. на особенностях замещения первоначального минерального костного вещества компонентами, привнесенными извне. Поэтому наметилась возможность использовать особенности геохимии костных остатков для выяснения ряда палеогеографических вопросов. При этом первоначально полученные данные позволили сделать вывод о том, что наибольший науч-

ный интерес представляют результаты определения в костном фосфате таких обычных для него редких элементов, как иттрий, церий, лантан, бериллий и свинец.

Массовые количественные спектральные анализы костных остатков ископаемых черепах [53] из разновозрастных отложений и различных районов позволили выяснить, что обогащение костного материала редкими элементами происходит в основном во время диагенеза вмещающих осадков. Поскольку геохимические параметры диагенеза в значительной мере определяются климатической обстановкой, существует определенная связь относительных содержаний ряда элементов, обнаруживаемых в ископаемых костях, с особенностями палеоклиматов. Так, обычно в обстановке гумидного климата увеличивается содержание в костных остатках марганца, свинца, скандия, бериллия, а в обстановках аридного климата — иттербия, иттрия, ванадия, лантана, хрома.

Существует еще значительное количество приемов для решения тех или иных палеоклиматических вопросов [64, 117, 136, 181, 182, 192, 208, 213, 230], однако одни из них могут быть использованы лишь квалифицированными специалистами (палеонтологами, химиками и т. п.), другие—требуют применения сложной, иногда уникальной аппаратуры. Кроме того, возможности применения ряда приемов для достоверных палеоклиматических реконструкций вообще еще не ясны.

ВАЖНОСТЬ УЧЕТА ВОЗМОЖНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ МИКРОКЛИМАТОВ

При палеоклиматических реконструкциях надо иметь в виду возможность существования микроклиматов, которые в значительной мере могут нарушать общую стройную картину распределения и характера как органических остатков, так и некоторых осадочных образований. Микроклиматические изменения часто связаны с увлажняющим воздействием обширных водоемов на их прибрежную зону. Такое воздействие проявляется в настоящее время даже по берегам искусственных водохранилищ. Например, на побережьях Волгоградского и Цимлянского водохранилищ влажность воздуха может быть на 7—8 мбар больше, чем в районах, удаленных от уреза воды. Однако наиболее резко климатические изменения проявляются при определенном сочетании водоемов и направлений господствующих ветров, примером чему могут служить климатические закономерности, наблюдаемые в настоящее время в котловине оз. Иссык-Куль.

В Иссык-Кульской котловине господствуют западные ветры, которые приходят к озеру максимально обезвоженными. Поэтому в западной части озера, в районе г. Рыбачьего, за год выпадает около 20—100 мм осадков, а иногда их вообще не бывает в течение года. Однако, проходя над озером, воздушные

массы постепенно насыщаются испаряющейся с поверхности его влагой, что приводит к образованию осадков. При этом чем восточнее расположен район, тем больше количество осадков. Так, в восточной части котловины за год выпадает их до 1800—2000 мм, т. е. почти в 100 раз больше, чем в районе г. Рыбачьего. Показательно, что это наиболее влажный район во всей Средней Азии.

Сходное увлажняющее влияние на некоторые прибрежные участки суши оказывал в меловом периоде бассейн, располагавшийся в Ферганской межгорной впадине. Несмотря на то что вся Ферганская седиментационная область располагалась в зоне отчетливо аридного климата, на этих участках существовали относительно влажные микроклиматические условия, способствовавшие развитию растительности и животного мира [24]. Кратко остановимся на некоторых данных, позволяющих сделать такое заключение.

Как следует из литологических и палинологических данных, в течение всего мелового периода Ферганская впадина и ее водосборы располагались в зоне ярко выраженного аридного климата [24, 25]. Вместе с тем есть основания считать, что в пределах ее существовали районы, отличавшиеся достаточной увлажненностью. Об этом, например, свидетельствуют обнаруженные в низах меловой толщи Северо-Восточной Ферганы многочисленные отпечатки растений.

В своем заключении по определению этих растительных остатков А. И. Турутанова-Кетова указала следующее. «Ископаемые растения представлены здесь обычно крупными объектами, свидетельствующими о их росте вблизи водоема, в котором шло накопление осадков... Несмотря на сравнительную ограниченность видового разнообразия и бедность экземпляров растительных форм, можно отметить количественное преобладание в комплексе сагообразных. Последнее обстоятельство свидетельствует, что эти теплолюбивые растения находили благоприятные условия произрастания на берегах трансгрессирующего моря. Увлажненные почвы с немногими представителями из папоротников имели, по-видимому, более ограниченное распространение на исследуемой территории. Анализ систематического и экологического состава флоры позволил считать, что климат района в рассматриваемый отрезок геологического времени был достаточно жаркий и влажный. Вместе с тем видно, что состав изученной флоры слагается формами, относящимися к различным экологическим группировкам».

В приведенном заключении большой интерес представляет указание, что растительность произрастала вблизи водоема. Таким образом, характер наземной растительности, как и многочисленные другие данные [25], свидетельствует о том, что уже в начале мелового периода в Ферганской впадине существовал обширный водный бассейн. Наличием такого бассейна хорошо

объясняется и отмеченная влажность климата в районе произрастания растительности. Поскольку Ферганская впадина уже с конца юрского периода располагалась в зоне аридного климата, то влажную обстановку в одном из ее районов в начале раннемеловой эпохи можно объяснить своеобразием микроклимата — повышенной влажностью района вследствие увлажняющего воздействия обширного водного бассейна на его прибрежную зону.

Воздействием Ферганского бассейна на микроклимат прибрежной зоны, очевидно, объясняется и то, что изученные растительные остатки, как было отмечено А. И. Турутановой-Кетовой, представлены формами, относящимися к различным экологическим группам (папоротникам, саговниковым, хвойным). Подобное своеобразие микроклимата на некоторых участках прибрежной зоны в какой-то мере, по-видимому, проявлялось в течение всего мелового периода. В этом отношении представляют интерес результаты анализа палинологических данных, проведенного З. И. Вербицкой. По ее мнению, имеющийся материал наводит на мысль, что растительный покров в меловом периоде на территории Ферганской впадины был крайне бедным и занимал лишь весьма небольшие участки суши, распространяясь, вероятно, узкими полосками вдоль водоемов и немногочисленных водотоков и (частично) на предгорных участках равнин.

Если обратиться к данным рис. 46, то можно заметить, что значки, указывающие на местонахождения остатков наземной растительности в меловых отложениях Ферганской впадины, наиболее часты вблизи от островных или полуостровных областей сноса, чем у массивов суши, окружавших Ферганскую впадину. Аналогичным образом распределяются и места находок обломков костей позвоночных, принадлежащих преимущественно динозаврам. Последнее также в какой-то мере указывает на то, что на островах и полуостровах растительность в общем была богаче, чем по берегам более обширных массивов суши, а климат — более влажным. Это следует из того, что существование растительноядных динозавров, особенно гигантских зауропод, само по себе указывает на пышность растительного покрова в местах их обитания.

Кроме того, крупные холоднокровные животные могли обитать в жарком климате только в том случае, если имели возможность защититься от жары в тени или у воды [117]. Другими словами, «эти обитатели жарких пустынь жили **не** в условиях аридного микроклимата — точно так же, как современные крокодилы живут в долине Нила, зеленой полосе, разделяющей песчаные пустыни Северной Африки» [117, с. 241].

Таким образом, анализ особенностей распределения органических остатков в меловых отложениях Ферганы приводит к выводу о существовании в меловом периоде на прибрежных участках суши, окружавшей Ферганский бассейн, и особенно на ос-

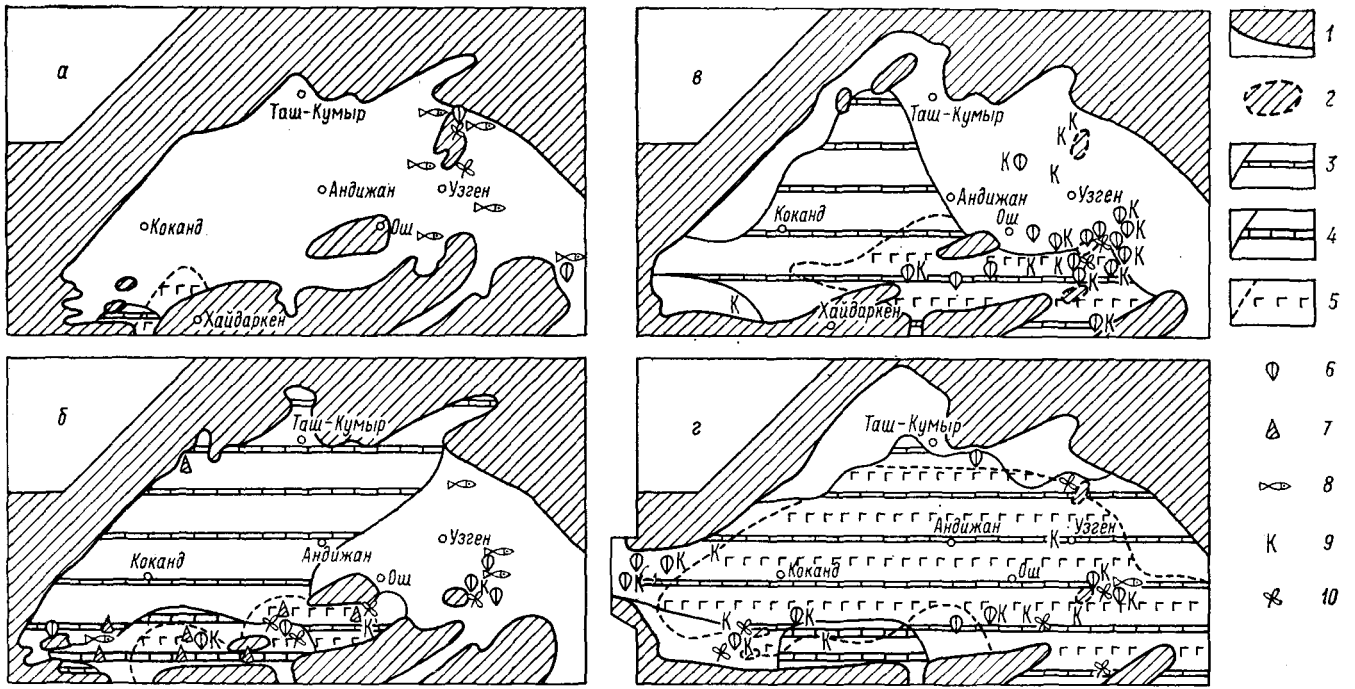


Рис. 46. Схема распространения карбонатных и сульфатных пород и основных находок остатков пресноводной фауны, костей позвоночных и растений в меловых отложениях Ферганской впадины.

а — неоком—апт; *б* — альб; *в* — сеноман; *г* — турон—даний.

1 — минимальные размеры областей сноса; *2* — эпизодически существовавшие островные области сноса; отложения: *3* — содержащие пласты карбонатных пород, *4* — со значительной ролью карбонатных пород, *5* — содержащие сульфатные породы; места находок остатков: *6* — пресноводных пелеципод, *7* — пресноводных гастропод, *8* — рыб, *9* — костей позвоночных, *10* — растений.

тровах, более влажных условий, чем в пределах удаленных от берега водосборов. При этом примечательно, что районы существования богатой растительности и обитания позвоночных до позднего турона (см. рис. 46, *а—в*) приурочивались к восточной части впадины и лишь в конце мелового периода появились в западной (см. рис. 46, *г*). Такая особенность, очевидно, может быть объяснена следующим. Из данных о преобладающем наклоне косых слойков в эоловых песчаниках Северо-Восточной Ферганы можно судить, что в начале мелового периода в Ферганской впадине господствовали в общем западные ветры. Так как в течение мелового периода общий план распределения суши и водных пространств в приферганских районах существенно не менялся, то, вероятно, западные ветры в Фергане преобладали все время (кстати, это наблюдается в Ферганской впадине и сейчас). Естественно, что в таких условиях повышение влажности прибрежной суши должно было проявляться более отчетливо именно в восточной части впадины. В туроне же Ферганская впадина приобрела достаточно тесную связь с Приташкентским бассейном, вследствие чего западные ветры с этого времени могли оказывать увлажняющее воздействие и в западной части впадины, так как приходили в Фергану уже обогащенные влагой. Таким образом, в меловом периоде в Ферганской впадине проявлялись те же климатические закономерности, которые наблюдаются сейчас в Иссык-Кульской котловине.

ГЛАВА 5 ЗНАЧЕНИЕ тектонических движений и использование их особенностей

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Тектонические движения являются одним из основных факторов, обусловливающих многие особенности как современных, так и древних ландшафтов [34, 114, 125]. Именно характер тектонических движений является главной причиной существования на поверхности Земли океанов и морей, гор и низменностей, расчлененного и выровненного рельефа. Тектонические движения через изменение размеров и очертаний крупных форм рельефа земной поверхности, и прежде всего материков и океанов, могут вызывать существенные изменения климатических условий. В свою очередь все значительные изменения в рельефе и климате не могут не привести к существенным, а подчас и коренным изменениям в органическом мире. Тектоническая обстановка обусловливает и тот или иной характер вулканических процессов, и сейсмичность территории.

Тектонические движения иногда в значительной мере нарушают и искажают первоначальное взаимное расположение геологических объектов. Так, по крупным надвигам могут происходить смещения в несколько десятков километров. Еще более значительные перемещения отмечаются по крупным сдвигам. В настоящее время широко популярны представления о громадных по амплитуде горизонтальных перемещениях в течение геологической истории обширных материковых и океанических плит, в результате чего происходило как бы расползание по поверхности Земли даже целых материков, например Южной Америки, Антарктиды, Австралии [101]. Существуют представления и о смещениях относительно оси вращения Земли в результате тектонических процессов всей наружной ее оболочки без значительного изменения взаимного расположения материковых глыб и тем самым сопряженной миграции экватора и климатических поясов относительно материков [41, 125, 143]. В том и в другом случае указанные перемещения, естественно, должны были приводить к изменению во времени на одних и тех же участках современных материков климата, органического мира и в конечном счете особенностей осадконакопления.

О тесной связи разнообразных палеогеографических изменений с общим характером тектонических движений свидетельствуют данные [52] анализа закономерностей осадконакопления в фанерозое на площади, занятой современными материками.

Оказалось, что на протяжении фанерозоя общая интенсивность вулканизма (в метрах накопления его продуктов за миллион лет) испытывает значительные изменения. При этом отмечается совпадение во времени пиков интенсивности вулканизма с максимальными трансгрессиями и увеличением скоростей погружения, т. е. периодичность изменения площадей, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений, совпадающая с тектонической периодичностью. Особенно четко выражены герцинский и альпийский циклы, менее отчетливо — салаирский и киммерийский. Для начала всех циклов характерны повышение скоростей осадконакопления и усиление интенсивности вулканизма, для середины — максимумы трансгрессий, значительный вулканизм и увеличение роли карбонатных осадков, для конца — повышение скоростей осадконакопления и увеличение распространенности обломочных пород. Периодические изменения глобальных климатических условий также несомненно должны были играть определенную роль, но они по мнению авторов [52], не могут влиять на распространенность вулканитов и в свою очередь, очевидно, согласуются с вариациями глобальной тектонической обстановки и в какой-то мере зависят от последней.

Была выявлена и определенная направленность отмеченных изменений в течение фанерозоя, нашедшая отражение в общем уменьшении в пределах современных материков площадей, покрытых морем, увеличении объемов отложений, а также средних скоростей погружений как для платформ, так и для геосинклиналей, что свидетельствует о глобальности тектонических процессов, лежащих в основе этих изменений.

КОРЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ ЛАНДШАФТОВ В ОБЛАСТЯХ С РАЗЛИЧНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Ландшафты и особенности осадконакопления, как правило, значительно различаются в зависимости от тектонической обстановки. Для платформенных условий характерно распространение относительно выровненной пологой равнины на суше (часто с корой выветривания) и мелководных водоемов. Из-за небольших уклонов региональных склонов уже незначительные изменения уровня вод водоемов приводят к большим смещениям береговой линии и к очень сильным изменениям ее конфигурации. Береговая линия очень извилиста. Вследствие большой мелководности прибрежные участки водоемов в обстановках влажного климата часто испытывают опреснение, а в засушливом климате (при отсутствии притока с суши в значительном количестве речных вод), наоборот, осолонение. Граница области сноса и осадконакопления (за исключением мест впадения в бассейны крупных рек) в каждый конкретный момент геологической истории в общем совпадает с границей суши и водоема. Для

формирующихся осадков характерны небольшие и выдержанные мощности и значительная роль химико-биогенных образований.

Для геосинклинальных условий с их значительными скоростями, амплитудой и дифференцированностью вертикальных движений характерна расчлененность суши и дна водоемов. Часто зоны погружений и поднятий вытянуты примерно параллельно друг другу, причем поднятия нередко представлены цепочкой островов или вулканическими архипелагами. В геосинклинальных обстановках значительные по площади области сноса обычно отсутствуют. В условиях теплого климата часто широко распространены барьерные рифы или рифовые острова. Дифференцированностью тектонических движений обусловливаются существенные различия в глубинах моря (которые местами могут быть значительными), в составе осадков и их мощности. Часто возникают благоприятные условия для образования застойных придонных вод. Роль вулканогенного материала может быть очень значительна. Хемогенно-биогенные отложения по сравнению с обломочными обычно имеют подчиненное значение, причем часто велика роль грубообломочных осадков. Вследствие значительных уклонов региональных склонов границы областей сноса и осадконакопления характеризуются относительной стабильностью положения и слабой изрезанностью очертаний, так как в общем обусловлены расположением длительно действующих разломов. Соленость вод из-за существования уже у берега сравнительно значительных глубин обычно везде нормальная. Наземные отложения, хотя постоянно и возникают на суше в больших объемах, в геологический разрез, как правило, не входят.

Для переходных тектонических обстановок (передовые прогибы, межгорные впадины) характерны интенсивные воздымание суши и погружение прилежащей к ней области осадконакопления. Вследствие энергичного поднятия в областях сноса здесь, как и в геосинклиналях, коры выветривания почти не образуются. Однако в отличие от геосинклинальных условий дифференцированность движений меньше, поэтому область сноса часто имеет громадные размеры. В связи с этим из нее выносится очень большое количество обломочного материала, обилие которого нередко приводит не только к возникновению обширных мелководных и лагунных обстановок, но и к образованию подчас громадных аллювиальных или аллювиально-озерных равнин, а иногда и пояса подгорно-веерных отложений. Для переходных обстановок обычно характерны резко выраженное несовпадение границ между областью сноса и осадконакопления и между сушей и водным бассейном, значительная изменчивость положения береговой линии во времени, обилие песчано-глинистых осадков, отсутствие вулканогенных толщ, большие и выдержанные по площади мощности отложений. Характер оса-

дочных толщ в переходных областях вследствие обычно широкого распространения континентальных и лагунных отложений сильно зависит от климата. В обстановке аридного климата часто возникают красноцветные и соленосные толщи, а в обстановке гумидного — угленосные.

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Для устойчивого накопления осадков необходимо действие двух факторов: тектонических движений и движений воды, приносящей и отлагающей осадочный материал (перенос и отложение материала могут осуществляться также ветром и льдом, однако роль этих агентов в общем незначительна). При этом скорость накопления осадков регулируется преимущественно темпом приноса осадочного материала, мощности же отложений зависят главным образом от интенсивности тектонического погружения. Как правило, географическое распределение осадков определяется тектоническими движениями: положительные стимулируют преобладание процессов разрушения более древних пород и осадков, а отрицательные — накопления. Реже на изменения площади отложения осадков влияют колебания климата, приводящие, например, к понижению или повышению уровня воды в водоемах.

В зависимости от того, происходит ли полная, недостаточная или избыточная компенсация погружения осадконакоплением, сохраняются или меняются ландшафты области осадконакопления. Гипсометрический уровень образования осадков при недостаточной компенсации понижается (т. е. в водных условиях возрастают глубины), при избыточной повышается, при полной остается постоянным. Однако гипсометрическое положение поверхности осадка определяется не только скоростью приноса осадочного материала и погружением зоны осадконакопления, но и подвижным равновесием между скоростью приноса и осаждения материала, скоростями его перемывания, перераспределения и частичного уничтожения и прогибания земной коры. При этом в значительной мере на возможность перемывания и перераспределения осадков, а следовательно, и на положение их поверхности влияет сама ландшафтная обстановка осадконакопления. Так, устойчивое накопление осадков в водоемах возможно лишь ниже базиса действия волн, предельные глубины которого обычно не превосходят 40—60 м. Роль приливно-отливных течений в компенсации прогибания осадконакоплением очень велика лишь по периферии океана; даже во внутренних морях, таких обширных, как Средиземное, они крайне незначительны или отсутствуют. Постоянные течения в океанах и открытых океанических морях местами могут переносить мелкий и тонкий материал на глубинах даже более 1 км, однако в замкнутых и полузамкнутых морях их скорость очень мала и

существенного влияния на осадки дна эти течения не оказывают. Очень существенным фактором в компенсации погружения осадконакоплением являются колебания береговых линий водоема, поскольку при понижении уровня вод вышедшие на дневную поверхность осадки очень легко переотлагаются. При значительных уклонах морского дна мощным фактором перемещения осадочного материала на глубины вплоть до абиссальных являются подводные оползни и мутьевые потоки [34].

Характер тектонических движений иногда сказывается и на особенностях состава отложений. Так, в обстановках интенсивных тектонических движений (особенно часто проявляющихся в геосинклинальных регионах) из-за быстрой мобилизации осадочного вещества в области сноса (и как следствие подавленности химического выветривания) и быстрого захоронения его в области осадконакопления часто возникают полимиктовые толщи с широким распространением граувакк и аркозов независимо от климатических условий. Напротив, кварцевые песчаники, коры выветривания и продукты их переотложения, каолинитовые или монтмориллонитовые глинистые толщи типичны для областей вялого тектонического режима. Различается иногда и ритмичность отложений: для геосинклинальных обстановок часто характерна мелкая ритмичность, наиболее ярко выраженная во флише, отражающая как бы дрожание земной коры; для платформенных же и переходных — значительно более крупная.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДНЯТИЙ И ОПУСКАНИЙ

Характер тектонических движений, и особенно их знак, обладает большой устойчивостью во времени. Это обусловливает не только значительную стабильность расположения на поверхности Земли областей сноса и осадконакопления, но и частую унаследованность существования даже относительно мелких структур в пределах зон осадконакопления [34, 68, 114, 125]. При этом оказывается, что и небольшие конседиментационные структуры влияют на формирование особенностей фациального, гранулометрического и минерального состава отложений [58, 59].

В тех случаях, когда крупные элементы современных структур (что наиболее часто отмечается для складчатых областей) обособились еще в стадию осадконакопления в виде возвышенностей (подводных, а иногда и наземных) и впадин, они в той или иной мере воздействовали на изменение особенностей условий осадконакопления. Поэтому если для соответствующих объектов есть признаки влияния дифференциальных тектонических движений на осадконакопление (см. гл. 2), то можно полагать, что в пределах одноименных элементов каждой структуры осадконакопление характеризовалось определенной общностью и в какой-то мере отличалось по условиям формирования осад-

ков в пределах других элементов. Так, если вкрест простирания антиклинория имеется несколько разрезов, на основании которых можно считать, что в осевой зоне развиты более мелководные отложения изучаемого горизонта по сравнению с распространенными на крыльях его, то можно предполагать образование сходных отложений и в пределах смежных участков одноименных структурных элементов этого антиклинория. Наиболее глубоководные отложения в осевой части смежного синклинория дают основание для заключения о распространении сходных отложений во всей осевой части этой структуры. Следует учитывать и то, что внутри геосинклинальные опускания и поднятия, как правило, ориентированы вдоль простирания всей геосинклинальной системы. Соответственно должны были быть вытянуты в прошлом располагавшиеся в пределах геосинклиналей острова, вулканические архипелаги, рифовые постройки и крупные подводные возвышенности.

Устойчивое существование обширных областей сноса возможно только при условии стабильного воздымания соответствующей территории вследствие положительных тектонических движений. В таких условиях расположение крупных речных систем (а иногда и мест существования крупных временных потоков) также достаточно устойчиво. Поэтому если для каких-то моментов этапа геологической истории региона, в течение которого не происходило его тектонической перестройки, выявлено расположение речных систем, то аналогичное их положение можно предполагать и для всего этого этапа. Это правило хорошо подтверждается весьма давним существованием многих современных крупных речных систем. Конечно, надо иметь в виду, что постоянство положения касается только нижних частей рек, расположенных еще в зоне области сноса. Миграция же нижних частей дельт и изменение положения верховьев и притоков могут достигать значительных размеров.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ВЫЯСНЕНИЕ УСЛОВИЙ ОТЛОЖЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Возникновение вулканических построек может в значительной мере сказаться на характере ландшафтов. Более того, достаточно крупные вулканы, особенно их цепочки, образовавшиеся на дне моря, могут даже изменять направление течений и способствовать или препятствовать расселению организмов. Однако наиболее значительное воздействие вулканические процессы оказывают на особенности осадконакопления. Это воздействие столь велико, что принято выделять эффузивно-осадочный тип литогенеза — породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под определяющим влиянием эффузивного процесса [143].

При палеогеографических реконструкциях необходимо учитывать то, что для вулканогенного материала характерны эпизодичность и огромная быстрота его выноса, часто в тысячи и миллионы раз превосходящая обычную скорость поступления осадочного материала. Лавы, игнимбриты и пирокластические отложения всегда образуются одновременно с вулканической деятельностью. Даже примесь пирокластического материала является надежным показателем того, что одновременно с его отложением происходил вулканический процесс. Иногда пирокластический материал можно спутать с материалом, возникшим за счет разрушения более древних вулканогенных пород. Различие заключается в том, что обломочные частицы, сопутствующие извержению, не несут на себе следов поверхностного выветривания.

Эффузивно-осадочные образования очень разнообразны по составу и условиям отложения; генезис многих из них еще недостаточно выяснен, что сильно затрудняет палеогеографическое использование этих отложений [12, 68]. При палеогеографических реконструкциях особенностей древнего вулканизма очень важно выяснить вопрос, в каких условиях происходили извержения: в наземных или подводных.

При наземных извержениях газообразные выделения рассеиваются в атмосфере, а гидротермы стекают в реки и моря и практически не принимают участия в осадкообразовании в районах извержений. По существу, накапливаются лишь твердые продукты извержений: лапилли, пеплы, лавы. Относительно крупные обломки отлагаются вблизи от мест извержений, не испытывая существенной сортировки. Накапливающиеся образования часто почти не обладают признаками типичных осадочных пород.

При подводных извержениях или извержениях среди моря обломочный вулканогенный материал в водной среде подвергается в той или иной мере хорошей сортировке (по крайней мере начиная с песчаной размерности и мельче). С удалением от центра извержения к вулканогенному материалу все в большей степени подмешивается обычный терригенный, который при еще большем удалении постепенно начинает преобладать в осадке, а затем и нацело слагать его. В результате возникает эффузивно-осадочная линза, размеры, конфигурация и мощность которой определяются как напряженностью вулканического процесса, так и разнообразными физико-географическими причинами (рельефом дна, особенностями гидродинамики, воздушными и водными течениями и т. п.).

При подводных извержениях газообразные выделения и гидротермы поступают в водную среду и в значительной мере улавливаются ею, а следовательно, принимают участие в процессах осадкообразования. В результате часто происходит накопление больших масс кремнезема, приводящее к образованию толщ

яшм и кремнистых сланцев, иногда формируются рудные скопления железа и марганца. Нередко существенно меняется и физико-химическая обстановка осадконакопления. Так, при значительном содержании углекислого газа, а иногда хлористого и фтористого водорода и некоторых других соединений понижается щелочной резерв и pH вод, что тормозит или полностью подавляет накопление в осадках $CaCO_3$. Исчезновение в водах кислорода и понижение окислительно-восстановительного потенциала могут способствовать садке силикатов и карбонатов железа и марганца прямо из воды. При значительном же содержании сероводорода идет садка из воды сульфидов железа, свинца, цинка и др.

Для подводных лав иногда характерны: а) шаровые текстуры; б) лучшая выраженность по сравнению с наземными корочки закалки на поверхности лавовых покровов и, наоборот, более слабовыраженные следы обжига в подстилающих породах; в) более ровная подошва, чем у продуктов наземных излияний; г) карбонатные включения в шарово-подушечных лавах. Однако наиболее достоверным признаком накопления эффузивно-осадочных образований на дне водоемов является присутствие в них остатков соответствующей фауны.

Как правило, центры вулканических извержений редко удается наблюдать среди древних эффузивно-осадочных образований, поэтому положение их приходится реконструировать, используя следующие особенности [125].

При приближении к центрам извержений обычно закономерно увеличиваются роль и мощность эффузивных образований, общее количество пирокластического материала в толще, размер пирокластических обломков.

По мере удаления от мест извержений улучшается отсортированность пирокластических частиц. Иногда состав лав и пирокластов, извергаемых разными вулканами или их группами, неодинаков. Поэтому проведение своеобразного минералого-петрографического картирования иногда позволяет выделять площади, находившиеся под воздействием разных вулканов.

Иногда о направлении движения лавовых потоков можно судить по характеру преобладающей ориентировки некоторых их текстурных элементов. Так, реликты газовых пузырьков (или миндалины), а также вкрапленники обычно (если они удлинены) имеют предпочтительную ориентировку длинных осей параллельно движению лавового потока. Напротив, морщины и складки на поверхности покровов, как правило, располагаются поперек направления течения. Изредка наблюдающиеся в лавах текстуры, напоминающие косую слойчатость, имеют наклон элементов в сторону былого движения потока. Иногда отдельные «подушки» шаровых лав частично как бы стекают по поверхности подстилающих их неровностей. Такое «стекание» происходит в направлении движения лавового потока.

Следует иметь в виду, что центры извержений чаще всего располагаются на положительных формах рельефа, а потоки лав двигаются вниз по уклону местности и тяготеют к ее понижениям. Поэтому при выявлении расположения центров древних извержений очень важно изучить погребенный под эффузивно-осадочными толщами рельеф.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

В геологической литературе все чаще высказываются мнения о большом влиянии на процессы осадконакопления толчков древних землетрясений [1, 18, 20, 33, 34, 60, 90, 92, 125, 143, 151, 163, 197, 200, 201, 210, 215, 218, 224]. Об этом влиянии обычно судят по наличию в осадочных породах характерных текстурных особенностей.

Чаще всего с древними землетрясениями связывают возникновение разнообразных подводных оползаний осадков и даже считают, что «подводнооползневые деформации являются сейсмическими индикаторами тектонического процесса» [92]. Взаимосвязь этих явлений подтверждается обычной их сопряженностью в современную эпоху.

Следы оползаний могут быть чрезвычайно разнообразными. Наиболее распространены и легче всего выявляются следы оползания пластичного осадка в пределах отдельных пластов или маломощных пачек. Также широко распространены и следы оползаний осадков, проявившиеся в разнообразных микротекстурных особенностях пород, которые обнаруживаются при изучении шлифов. Достаточно многообразны следы оползания осадков, захватывающие значительные по мощности пачки и иногда приводящие к нарушению стратиграфической последовательности слоев или к образованию мощных толщ глыбовых конгломератов и брекчий. Сейсмические толчки в ряде случаев рассматриваются и как причина грандиозных обвалов. Часто с толчками при землетрясениях связывают образование нептунических даек и мутьевых потоков. Причем некоторые исследователи, отмечая нередкую генетическую связь мутьевых потоков с подводными оползаниями, считают, что последние можно рассматривать как недоразвившиеся мутьевые потоки [114].

Однако изучение и современных осадков, и древних осадочных толщ показывает, что вышеуказанные явления иногда могут происходить и при отсутствии землетрясений. В связи с этим возникает проблема выработки критериев, позволяющих выявлять существование в прошлом в конкретных районах обстановок повышенной сейсмической активности.

Принято считать, что для возникновения подводного оползания осадков необходим относительно значительный уклон дна водоема. Достаточный угол наклона, при котором возможно

оползание, обычно равен 1—2° [1]. Такие углы в общем не являются редкостью, однако подводнооползневые деформации распространены несравненно реже. Помимо этого, экспериментальные данные показывают, что предельный угол склона дна, при котором еще возможно накопление глинистых осадков без оползания, может достигать 27—30°. Большой угол естественного откоса и у песчаного материала. Вот почему можно полагать, что для широкого развития подводнооползневых процессов и мутьевых потоков (если последние образуются вследствие мобилизации осадочного материала при оползневых явлениях) необходимы не только заметные уклоны дна, но и повышенная сейсмичность. Именно при сотрясениях дна водоемов с участков, обладающих достаточными уклонами, как бы стряхивается наиболее подвижная, насыщенная водой часть ранее отложенных осадков или происходит сползание целых пластин уже в какой-то мере уплотненных осадков. При отсутствии же значительных уклонов дна повышенная сейсмичность приводит к возникновению нептунических даек, перераспределению осадка, дроблению его. Поскольку различные уклоны дна обладают постепенными переходами, разные типы следов древних землетрясений тесно связаны друг с другом и иногда переходят один в другой.

Итак, следы древних землетрясений могут быть чрезвычайно разнообразны (рис. 47, 48). Среди них можно указать: следы оползания пластичного осадка в пределах отдельных прослоев, пластов или пачек между пластами без нарушений; оползания осадков, захватывающие значительные по мощности пачки, приводящие к нарушению нормальной последовательности слоев [18] и возникновению области оползания с недостаточным числом слоев и области отложения избыточного числа слоев; следы перераспределения внутри пластичного осадка; следы дробления осадков; следы смещений осадков, секущие поверхности напластования; следы обвалов, одновременных с осадконакоплением, в частности приводящие к возникновению мощных горизонтов с включениями и к захоронению экзотических глыб; нептунические дайки; широкое распространение в определенных стратиграфических горизонтах на значительной площади отложений мутьевых потоков. При этом надо иметь в виду, что хотя одним из главных результатов и доказательств отложения осадочного материала мутьевыми потоками считается наличие отчетливой градационной (асимметричной) слоистости, нередко этот признак у осадков такого генезиса может и отсутствовать, но есть и иные характерные особенности [20, 117, 210]. Например, в пластах песчаников или песчано-гравийных пород наблюдаются включения глины, следы деформаций илистых осадков под влиянием нагрузки быстро отложенного песчаного или песчано-гравийного материала, худшая сортировка терригенного материала в более удаленных от области сноса разрезах, чем

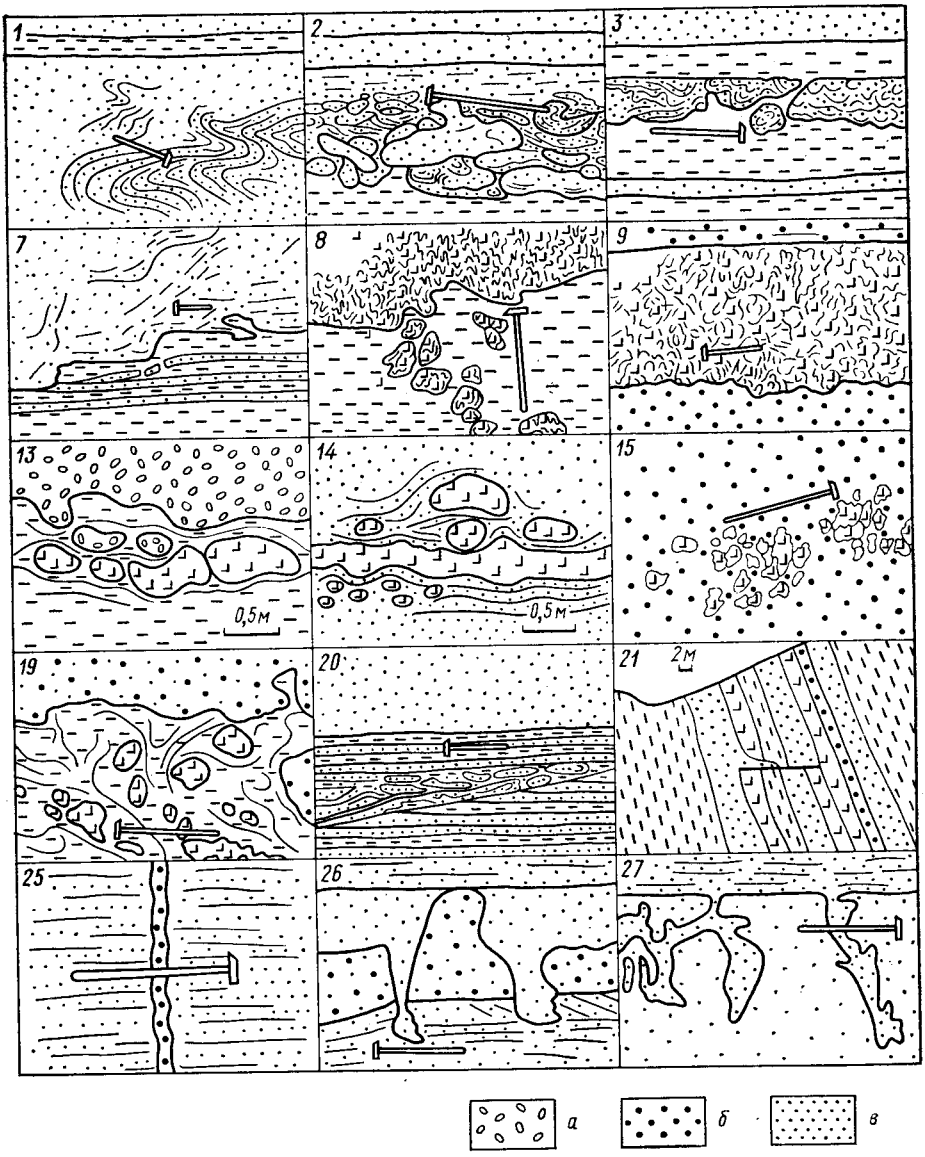
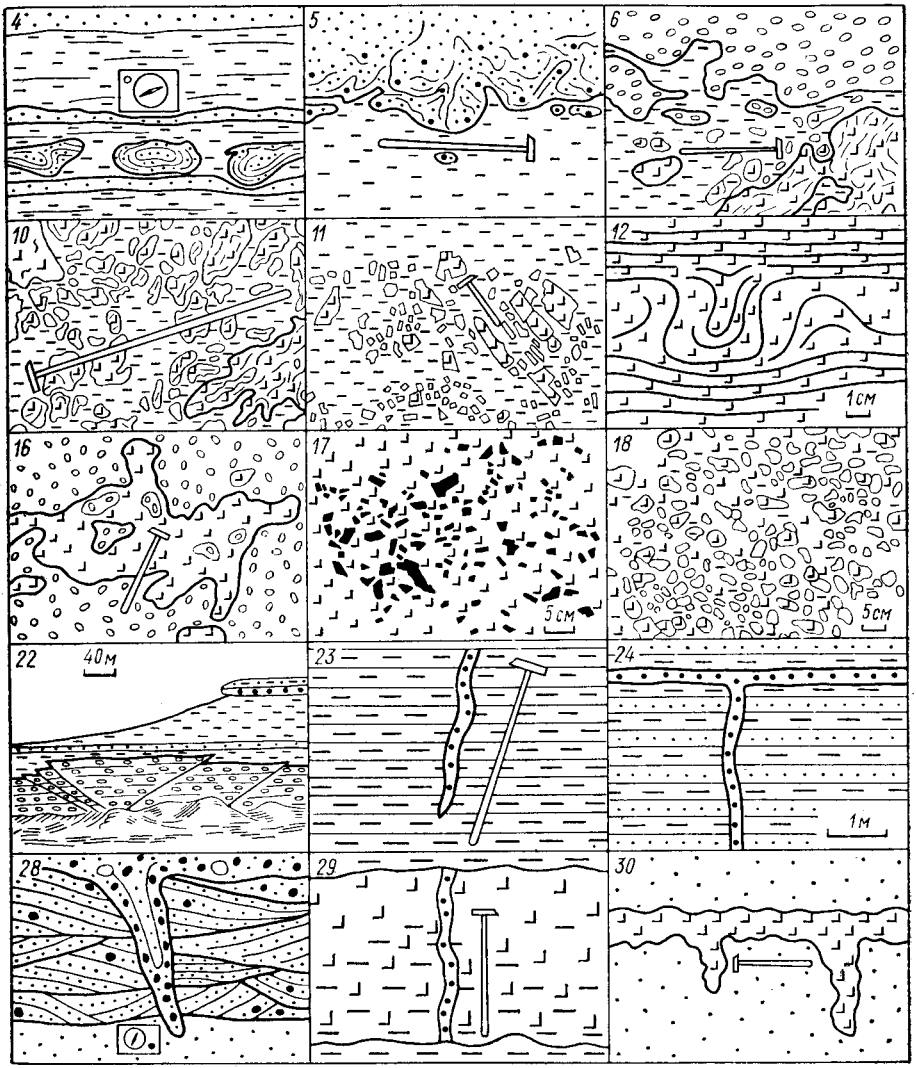


Рис. 47. Основные разновидности следов древних

Примеры следов оползания пластичного осадка в пределах отдельных пластов или мало осадков *(17—19)*, смещений осадков, секущих поверхности напластования *(20—22)*, нептуни *а* — конгломераты; *б* — гравелиты; *в* — песчаники или алевролиты; *г* — глины; *д* — карбонат



землетрясений в меловых отложениях Ферганской впадины.

мощных пачек (*1—12*), перераспределения внутри пластичного осадка *(13—16)*, дробления ческих даек (*23—30*).

ные породы; *е* — участки темного цвета.

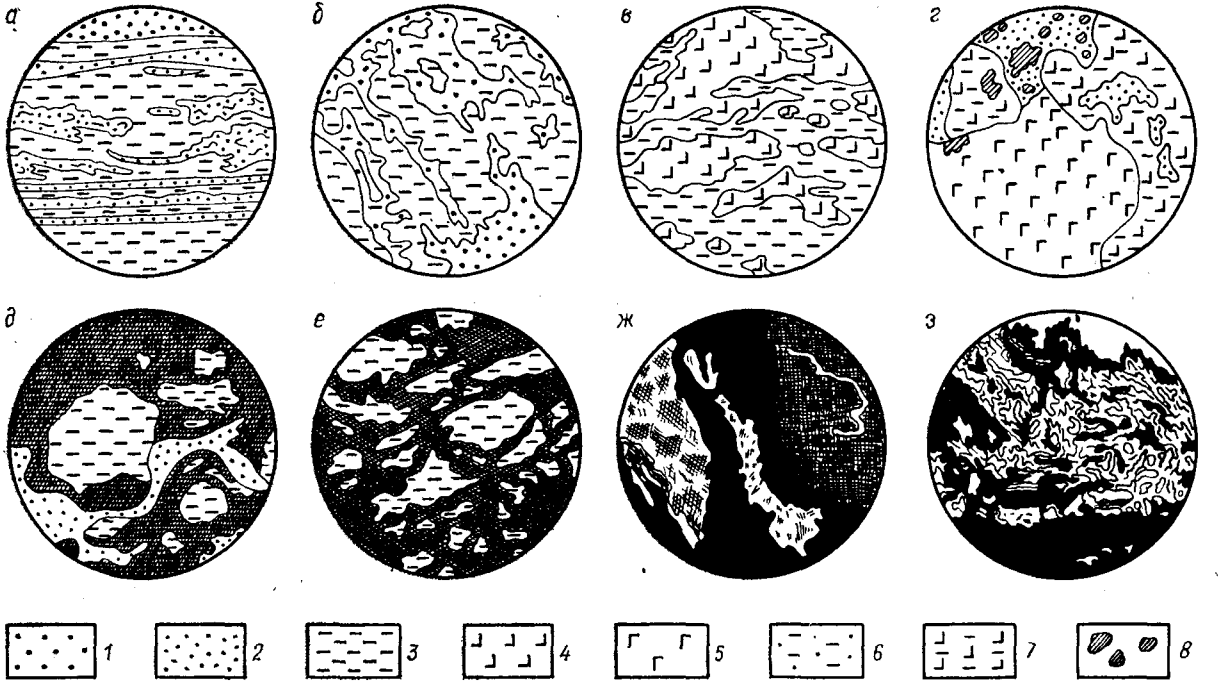


Рис. 48. Схематическое изображение следов оползаний осадков в меловых отложениях Ферганы, проявившихся в микротекстурных особенностях пород.

а—г — разнородный состав пород; *д—з* — особенности текстуры пород, сложенных однородным глинистым или карбонатным материалом.

Преобладающий материал: *1* — песчаный, *2* — алевролитовый, *3* — глинистый, *4* — карбонатный, *5* — ангидритовый, *6* — песчано-глинистый, *7* — карбонато-глинистый; *8* — контуры отдельных гравийных зерен.

в близких к ней, распространение некоторых смешанных пород, в частности промежуточных по составу между обломочными и карбонатными.

Однако все перечисленные особенности отнюдь не всегда могут быть связаны с толчками при древних землетрясениях — их могут вызывать и иные причины. Так, причины возникновения мутьевых потоков, как показывают данные по современному осадконакоплению, могут быть очень разнообразными. Поэтому повышенную сейсмичность во время образования того или иного осадочного комплекса можно предполагать лишь при достаточно широком распространении в этом комплексе следов древних землетрясений. О существовании повышенной сейсмичности наиболее надежно свидетельствуют следующие особенности проявления вышеуказанных следов.

1. Определенная стратиграфическая приуроченность и тем более распространенность в отложениях, формировавшихся в условиях относительного выравнивания как прилежащих областей сноса, так и дна бассейна осадконакопления (последнее свидетельствует о том, что основной причиной возникновения рассматриваемых следов были не уклоны дна водоема, а повышенная сейсмичность).

2. Распространенность в различных породах одного и того же стратиграфического уровня, поскольку, если бы их возникновение было связано лишь со значительными уклонами дна, должна была бы проявляться прежде всего их фациальная приуроченность, а не стратиграфическая.

3. Распространенность на больших территориях при сохранении определенной стратиграфической возрастной приуроченности.

4. Пространственная и временная взаимосвязь различных форм подводнооползневых явлений с нептуническими дайками, следами обвалов, перераспределения и дробления осадков, отложения осадков из мутьевых потоков и т. п., свидетельствующая об общей причине их возникновения. Такой причиной, скорее всего, должна была быть повышенная сейсмичность района, которая в зависимости от наклона дна приводила либо к возникновению разнообразных подводнооползневых явлений (на относительно крутых участках дна), либо к образованию нептунических даек, перераспределению осадка, дроблению его (при отсутствии достаточных для возникновения оползаний уклонов дна).

Изучение следов землетрясений в древних осадочных толщах позволяет делать некоторые выводы о палеогеографической обстановке накопления осадков.

1. Широкое распространение в отложениях определенного возраста и региона следов подводнооползневых деформаций, нептунических даек, а в ряде случаев и осадков мутьевых потоков может рассматриваться как показатель повышенной сейс-

мичности территории во время накопления соответствующих осадков.

2. Поскольку этапы возрастания и затухания сейсмической активности в пределах значительной территории должны совпадать во времени, широкое распространение разнообразных следов древних землетрясений в некоторых частях разрезов осадочных толщ смежных районов может свидетельствовать о синхронности отложений, в которых они развиты.

3. Многие следы древних землетрясений служат показателем расчлененности дна бассейна, а пространственное распределение различных их типов в сочетании с характером ориентировки некоторых из них позволяет судить об относительном изменении уклонов дна, о простирании подводных склонов и размерах бассейна осадконакопления.

4. Широкое распространение в древних отложениях следов подводнооползневых деформаций и нептунических даек убедительно доказывает, что соответствующие осадки накапливались в устойчивых бассейновых, но не в наземных условиях. Конечно, некоторые аналогичные образования могли возникнуть и в пределах суши, например в речных долинах, в породах, насыщенных почвенными водами, и т. д. Однако в таких условиях они не имели бы широкого распространения и большого разнообразия и могли быть захоронены и сохраниться в геологическом разрезе лишь в очень редких случаях, причем в отложениях, не выдержанных по площади.

5. Изучение подводнооползневых деформаций и нептунических даек дает возможность выяснить:

1) относительную скорость литификации различных по составу осадков. Так, анализ распространения разновидностей деформаций в переслаивающихся глинах и карбонатных породах мелового возраста в Ферганской впадине [22] позволяет считать, что карбонатные илы обычно литифицируются скорее, чем глинистые. Изучение же нептунических даек показало, что в случае накопления чередующихся глинистых и песчаных осадков скорее литифицировались глинистые;

2) время образования окраски древних отложений или возникновения некоторых аутигенных выделений. Так, характер оползневых текстур и особенности нептунических даек в меловых отложениях Ферганы в ряде случаев несомненно указывают, что красноцветная окраска отложений возникла до подводнооползневых деформаций и образования нептунических даек. Вместе с тем наблюдалось, что в глинах с примесью пирита подводнооползневые деформации произошли уже после его образования. Это позволило сделать заключение, что сероводородное заражение осадка имело место еще в стадию седиментогенеза или в самом начале диагенетической стадии.

6. Данные изучения подводнооползневых деформаций позволяют иногда судить об условиях накопления красноцветных

осадков. Так, широкое развитие подводнооползневых деформаций в первично-красноцветных породах и тем более наличие текстур, свидетельствующих о сползании сероцветных осадков или карбонатных илов в зону накопления красноцветного материала, показывают, что соответствующие красноцветные осадки отлагались или возникли в условиях водной среды на относительно значительных глубинах.

Таким образом, специальное изучение подводнооползневых текстур и нептунических даек может не только дать материал для суждения о палеосейсмичности района, но и помочь в выяснении условий образования осадков и преобразования их в породы.

ГЛАВА 6 ПРИЕМЫ составления и использования палеогеографических карт

ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Одним из главных результатов палеогеографических исследований являются палеогеографические карты. Однако, несмотря на это, еще нет единого мнения не только о том, что и как следует изображать на таких картах, но даже и о том, что следует понимать под названием «палеогеографическая карта». Существует много различных карт, которые в той или иной мере могут быть названы палеогеографическими (палеогеографические, литолого-палеогеографические, литолого-фациальные палеогеографические и т. д.). При этом иногда одним и тем же по содержанию картам дают разные названия и, наоборот, под одним названием фигурируют существенно разные по содержанию карты [45, 84, 89, 94, 114, 118, 125].

Строго говоря, под названием «палеогеографическая» надо понимать карту, на которой изображаются физико-географические условия, существовавшие в определенный отрезок времени прошлого, т. е. расположение древних морей, озер, рек, суши, характер расчлененности суши, глубина водоемов, распределение ветров и течений и т. п. При этом на палеогеографических картах обязательно должны быть показаны физико-географические условия в областях как отложения, так и размыва [125].

Некоторые исследователи полагают, что собственно палеогеографические карты «должны иллюстрировать распределение и характер суши и морей, направления сноса терригенного материала, размещение фаций в бассейнах, литологические типы пород, т. е. весь материал, наиболее полно отражающий распределение ландшафтов» [45, с. 352]. Однако по более широко распространенным представлениям карты, на которых показываются как литологические особенности осадков, так и физико-географические условия прошлого, следует называть литолого-палеогеографическими.

Нет единства мнений о наименовании палеогеографических карт в зависимости от их масштаба и даже о том, чем определяется масштаб карт. Естественно, что масштаб карт должен зависеть от детальности положенного в их основу фактического материала, но численное соотношение между масштабом и густотой точек фактического материала еще не определено. Иногда полагают [72, 114], что для построения карт платформенных территорий необходимо иметь по два-три опорных разреза на

каждый квадратный дециметр карты, независимо от ее масштаба, а при картировании геосинклинальных территорий — по семь-десять разрезов. К сожалению, практически это правило не соблюдается и обычно для значительных территорий не может быть выполнено. Ведь даже на территориях, в пределах которых сохранились породы изучаемого возрастного интервала, обычно доступны для изучения лишь весьма ограниченные их выходы, а скважины, если они есть, также тяготеют лишь к некоторым районам. С территориями же древних областей сноса дело обстоит несравненно хуже. Вот почему чаще всего выбирается наиболее мелкий масштаб, при котором еще можно достаточно наглядно изобразить выявленные особенности физико-географических условий и распределения осадков. Кроме того, часто выбор масштаба карт определяется практическими задачами. В этом случае нередко приходится выбирать масштаб крупнее, чем необходимо для графического изображения полученных результатов, в связи с тем что в дальнейшем на карту будут наноситься все новые и новые данные.

Необходимо подчеркнуть, что слабо освещена в литературе и сама методика составления палеогеографических карт. Наиболее подробно и целенаправленно она изложена в трудах В. И. Попова и др. [114]. Но эта методика, в основу которой положен динамический принцип подразделения фаций, в заметной мере отличается от обычно используемых, в частности от методики, принятой при составлении литолого-палеогеографических карт СССР. Кроме того, в зависимости от целей, для которых составляются палеогеографические карты, могут существенно меняться не только их содержание и методика составления, но даже и весь комплекс работ, предшествующий составлению карт.

Например, для геологов-нефтяников наибольший интерес представляют карты, отражающие возможное распределение нефте-газоматеринских пород и отложений, обладающих различными коллекторскими свойствами. Для работ, связанных с поисками и разведкой россыпных месторождений, основное значение имеют данные о составе древних областей сноса, путях переноса и особенностях отложения обломочного материала, а для выяснения перспективности района в отношении месторождений, связанных с корами выветривания,— данные о погребенном и реконструируемом древнем рельефе, об особенностях климатических условий, о петрографическом составе областей сноса.

ПРИНЦИПЫ И ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Объективные трудности (связанные в основном с неполнотой геологической летописи и частой недоступностью сохранившихся отложений для изучения), возникающие при палеогео-

графических реконструкциях, и нередкая невозможность уверенного выделения строго одновозрастных отложений обусловливают большую сложность составления палеогеографических карт и возможность различной трактовки положенного в их основу фактического материала. Это приводит к тому, что даже исследователи, занимающиеся разработкой методов палеогеографических исследований, иногда весьма скептически оценивают современное состояние палеогеографических реконструкций, выражаемых в виде палеогеографических карт. Так, Б. П. Жижченко делает следующее заключение: «Таким образом, следует признать, что составляемые ныне палеогеографические карты не только далеки от совершенства, но просто не могут отражать ранее существовавшие ландшафты ни в один из промежутков времени» [45, с. 360].

Вполне понятно, что поскольку интерпретация недостаточно многочисленных фактических данных всегда в какой-то мере субъективна, в значительной мере часто субъективны и особенности палеогеографии, показываемые на картах. Для того чтобы палеогеографические карты являлись определенным геологическим документом, а не субъективной иллюстрацией к взглядам и представлениям ее составителей, необходимо на них максимально отражать основные исходные фактические данные.

Этим требованиям в настоящее время наиболее отвечают принципы и методы, разработанные для составления Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [154, 108]. Содержание и методика составления литолого-палеогеографических карт согласно приводимым в этих работах данным сводятся к следующему.

Литолого-палеогеографические карты должны содержать: данные о литологии и мощностях толщ, образовавшихся за время, охватываемое соответствующей картой; данные о палеогеографических условиях, при которых эти толщи образовались, и данные об известных полезных ископаемых. Литологический состав отложений показывается различными штриховыми значками черного цвета, распределение мощностей — изопахитами, палеогеографические условия — красками разного цвета, а полезные ископаемые — особыми цветными значками. Одновременно на картах указываются места расположения как основных естественных разрезов, так и скважин и приводятся мощности отложений.

Литологические данные, приводимые на карте, помимо состава осадочных пород в зонах осадконакопления включают в себя сведения о составе и распределении вулканогенных толщ и предполагаемом составе пород в пределах древних областей сноса. К палеогеографическим данным, показываемым на картах, отнесены особенности физико-географических условий осадконакопления, различная высота суши, сведения о характере фауны и флоры, данные о некоторых аутигенных минералах,

конкрециях, цвете пород, угленосности и о палеомагнитных широтах.

Такая комплексность карт позволяет анализировать связь литологического состава осадков с палеогеографической обстановкой и выяснять литолого-палеогеографические закономерности размещения важнейших типов полезных ископаемых.

Составление карт рекомендуется начинать с подбора или с изучения типичных разрезов. Количество схематических разрезов, наносимых на карту, зависит от ее масштаба. Каждый разрез, как правило, должен располагаться от соседнего не ближе чем в 2 см. Однако при проведении литологических и других границ или изопахит необходимо использовать данные по всем известным разрезам.

На картах изображается первичный состав осадочных пород. Важнейшим типам пород присвоены определенные знаки, сочетание которых позволяет изображать как смешанные породы, так и переслаивающиеся типы. Количественное соотношение пород показывается следующим образом.

1. Порода, составляющая менее 10% общего объема пород в разрезе, как правило, не показывается.

2. Если переслаиваются две породы и одна из них преобладает (больше 60%), то даются две полосы знаков этой породы и одна полоса другой.

3. Если две переслаивающиеся породы распространены примерно одинаково (от 40 до 60%), то дается по одной полосе для каждой из них.

4. При переслаивании пород трех типов удваивается число полос пород, содержание которых больше 40%. Последовательность пород соответствует таковой, отмечаемой при ритмичном чередовании (см. приложение).

Литологические значки наносятся с максимально допустимой степенью интерполяции и экстраполяции на площадях, в пределах которых осадки данного возраста сохранились от размыва и в той или иной мере изучены на основании естественных обнажений и скважин. Такие площади оконтуриваются границей современного распространения соответствующих отложений. Между районами распространения осадков различного состава и различными палеогеографическими и палеобиогеографическими областями для большей наглядности проводятся границы, хотя между ними и могут существовать постепенные переходы. При проведении границ учитываются не только формальные признаки изменения, отмечаемые в смежных разрезах, но и по возможности расположение основных тектонических структур, направления изопахит, а также перемещения осадочного материала.

Рельеф суши, водные бассейны различной солености и глубины изображаются красками, цветами, по возможности сходными с принятыми при составлении современных физико-гео-

графических карт. Аналогично показывается и расположение речных долин, дельт и вулканов. Области развития переслаивающихся прибрежных континентальных и морских отложений показываются как прибрежные равнины, периодически заливавшиеся морем. Чередование физико-географических условий отражается чередованием полос соответствующего цвета. Если позволяет масштаб карт, то оставляется белая полоса между границей современного распространения осадков и границей достоверной области размыва.

На карты наносятся значки, указывающие на места находок определенных экологических групп, сообществ или даже видов фауны или флоры, имеющих палеогеографическое значение, а также данные о динамике среды переноса и накопления осадков (см. прил.).

Принципы и методы, разработанные для Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, могут широко использоваться (с теми или иными коррективами) при составлении литолого-палеогеографических карт различных масштабов. Конечно, в каждом конкретном случае при составлении относительно крупномасштабных карт зачастую целесообразно детализировать, конкретизировать некоторые условные обозначения как для литологических разностей пород или осадков, так и для показа находок органических остатков, аутигенных минералов и т. п. Однако нужно стремиться, чтобы основные принципы условных обозначений сохранялись. Важно, чтобы и на картах, и на прилагаемых к ним фациальных профилях условные обозначения были одинаковыми.

Очень часто по техническим причинам нет возможности показать палеогеографические условия красками. В этом случае приходится вводить какие-то специальные обозначения или совмещать в одном условном обозначении литологические и фациальные данные.

При составлении литолого-палеогеографических карт для разных объектов, различного масштаба или целевой направленности используемые принципы и приемы могут заметно различаться. Например, при однообразии литологического состава изучаемых толщ многие приемы и методы не могут быть использованы. Так, если разрезы сложены исключительно карбонатно-глинистыми породами, то обычно не могут быть применены методы: динамической палеогеографии, выделения терригенно-минералогических провинций и др., в основе которых лежит изучение обломочных пород.

Чтобы проиллюстрировать, какой набор методов и приемов может использоваться при составлении литолого-палеогеографических карт для конкретного объекта, кратко остановимся на основных приемах и принципах, использованных нами при составлении таких карт для Ферганской впадины в меловом периоде. Такое рассмотрение целесообразно потому, что при вос-

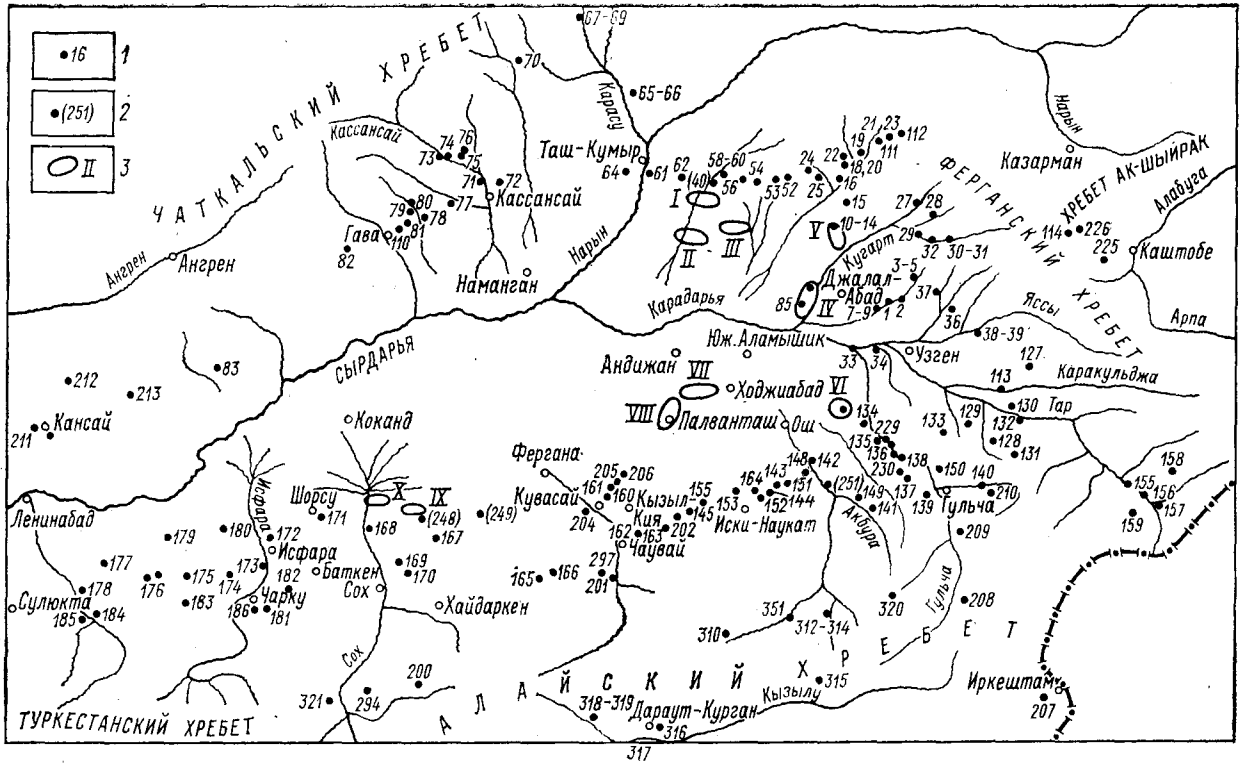


Рис. 49. Схема расположения изученных разрезов меловых отложений Ферганской впадины, использованных при составлении литолого-палеогеографических карт.

1 — местонахождение и номер разреза; *2* — то же, пройденного скважиной; *3* — районы расположения разрезов, составленных по данным бурения.

становлении палеогеографии этого региона возникает ряд проблем, типичных вообще для палеогеографических реконструкций, проводимых для любых крупных районов, в пределах которых существовали области осадконакопления и сноса. Подобные проблемы связаны прежде всего с выяснением былого распространения осадков и условий их образования, местонахождения и характера областей сноса, особенностей климата и характера органического мира. Хотя все перечисленные вопросы тесно связаны между собой и каждый новый шаг в деле разрешения одного из них обычно позволяет в какой-то мере продвинуться и в разрешении других, все же каждый из этих вопросов представляет собой достаточно сложную и самостоятельную проблему.

Реконструкция былого распределения осадков и их характера для большей части Ферганской впадины может быть выполнена достаточно определенно благодаря проведенным описанию и детальному литологическому изучению более 200 разрезов естественных обнажений и скважин (рис. 49). Поэтому в связи с обилием материала, использованного при составлении литолого-палеогеографических карт, значительная часть изображенных на них зон распределения осадков, по существу, представляет собой графическое выражение имеющегося фактического материала. Правда, в связи с неравномерностью расположения доступных для изучения разрезов еще имеются районы, для которых распределение осадков показано (например, для центральной части впадины) на основании предположений и косвенных данных. Поскольку схема расположения изученных разрезов и литолого-палеогеографические карты (рис. 50—52) были составлены в одном масштабе и на них указывалось местонахождение одних и тех же городов, легко определялось, где распределение осадков показано на основе фактического материала, а где на основании предположений и косвенных данных.

При построении литолого-палеогеографических карт для выяснения расположения границ областей осадконакопления и сноса в различные этапы меловой истории Ферганы использовался следующий комплекс данных.

1. Характер фациальных изменений, например отмечаемое иногда погрубение обломочных отложений, появление брекчий, значительно бóльшая изменчивость осадков вдоль границы области сноса в непосредственной близости от нее, чем на некотором удалении. Для получения этих данных специально прослеживались определенные пачки и сопоставлялось строение близрасположенных разрезов. Подобные изменения отложений, свидетельствующие о накоплении их в непосредственной близи к былой области сноса, были отмечены в ряде районов (разрезы 1—5, 68, 73—78, 142, 143, 148, 155—159, 162, 165, 176, 201, 297). Характерно, что эти изменения встречены в отложениях разного возраста, причем не обязательно в базальных образованиях, но

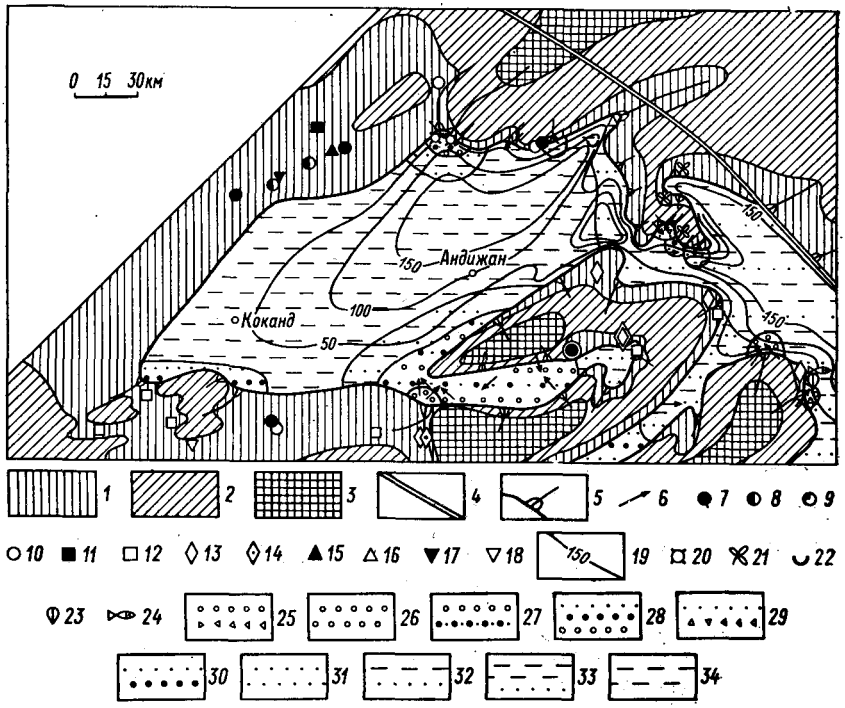


Рис. 50. Литолого-палеогеографическая карта Ферганской впадины и ее обрамления для раннеходжиабадского времени (валанжин?).

Области сноса: *1* — с весьма равнинным рельефом, в пределах которых образовывались коры выветривания, *2* — с относительно равнинным рельефом, в пределах которых преобладали процессы физического выветривания и возникал преимущественно песчаный обломочный материал, *3* — с расчлененным (гористым) рельефом, в пределах которых возникал в основном грубообломочный материал; *4* — Талассо-Ферганский разлом; *5* — предполагаемое расположение рек и мест относительно устойчивого существования крупных временных потоков; *6* — основные направления перемещения обломочного материала по данным изучения ориентировки косых слойков или уплощенных галек (острие стрелок расположено у пункта наблюдений); коры выветривания; *7—10* — монтмориллонитовые (*7* — на эффузивах, *8* — на пирокластических породах, *9* — на гранитах, *10* — на сланцах); *11, 12* — гидрослюдистые почти без изменения минерального состава по их профилю (*11* — на эффузивах, *12* — на сланцах); *13, 14* — практически без изменения минерального состава по их профилю (*13* — на сланцах, *14* — на кремнистых породах); *15—16* — *каолинитовые юрского возраста* (*15* — *на эффузивах*, *16* — *на сланцах*); *17—18* — железистые юрского возраста (*17* — на эффузивах, *18* — на сланцах). Значки с двойным контуром указывают на примесь в верхнем горизонте соответствующей коры выветривания палыгорскита; *19* — линии равных мощностей; *20* — места излияния базальтов; *21* — суша с богатой растительностью; места находок: *22* — морских моллюсков, *23* — пресноводных пелециопод, *24* — остатков рыб или их чешуй; зоны накопления осадков в бассейновых или (реже) в подводно-дельтовых и речных условиях: *25* — галечных и щебневых, *26* — галечных, *27* — галечных, реже гравийных и песчаных, *28* — галечных, гравийных и песчаных, *29* — песчаных и щебневых, *30* — песчаных и гравийных, *31* — песчаных, *32* — глинистых и песчаных, *33* — глинистых, реже песчаных, *34* — глинистых.

иногда и в средних частях разрезов (особенно четко в районе разрезов 162 и 165). Примечательно, что в районе разреза 162 (в полосе меловых отложений, проходящей с севера гор Боорды-Абдилля) значительные фациальные изменения, колебания мощностей, а изредка и выпадение из разреза некоторых горизонтов

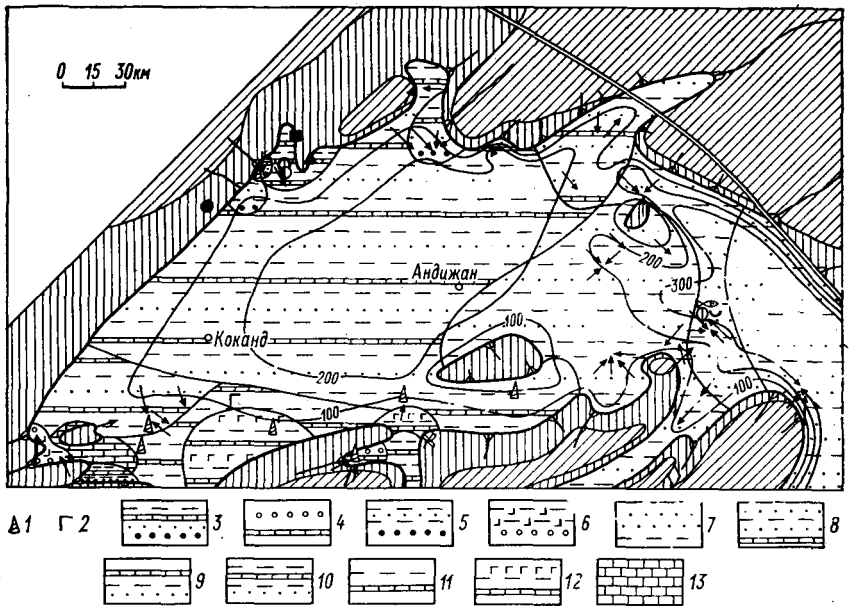


Рис. 51. Литолого-палеогеографическая карта Ферганской впадины и ее обрамления для ходжаосманского времени (первая половина альба).

1 — места находок пресноводных гастропод; *2* — гипсовые осадки; зоны накопления осадков: *3* — глинистых, карбонатных, песчаных и гравийных, *4* — галечных и карбонатных, *5* — глинистых, реже песчаных и гравийных, *6* — карбонатно-глинистых, реже галечных, *7* — песчаных, реже глинистых, *8* — песчаных, реже глинистых и карбонатных; *9* — карбонатных, глинистых и песчаных, *10* — глинистых, реже карбонатных и песчаных; *11* — глинистых и карбонатных, *12* — гипсовых, глинистых и карбонатных, *13* — карбонатных. Остальные обозначения см. на рис. 50.

наблюдаются на расстоянии нескольких километров, а иногда даже сотни метров, захватывая всю нижнемеловую — сеноманскую часть разреза. В этих фациальных изменениях активное участие наряду с грубообломочными, глинистыми и карбонатными породами здесь принимают гипсовые. Подобные факты, очевидно, свидетельствуют не только о том, что в рассматриваемом районе в раннемеловое — сеноманское время осадконакопление происходило постоянно вблизи от области сноса, но и о том, что гипсообразование могло идти в непосредственной близости к суше. Образование вблизи суши сульфатных осадков, не загрязненных обломочным материалом, кроме того, позволяет сделать предположение, что эта суша в соответствующие моменты геологической истории была весьма выровненной и с нее не стекало в рассматриваемый район крупных рек.

Мы привели этот пример, чтобы показать важность при палеогеографических исследованиях проведения детальных полевых работ, в ходе которых прослеживается характер изменений отложений от разреза к разрезу. Хотя эти изменения и не могут

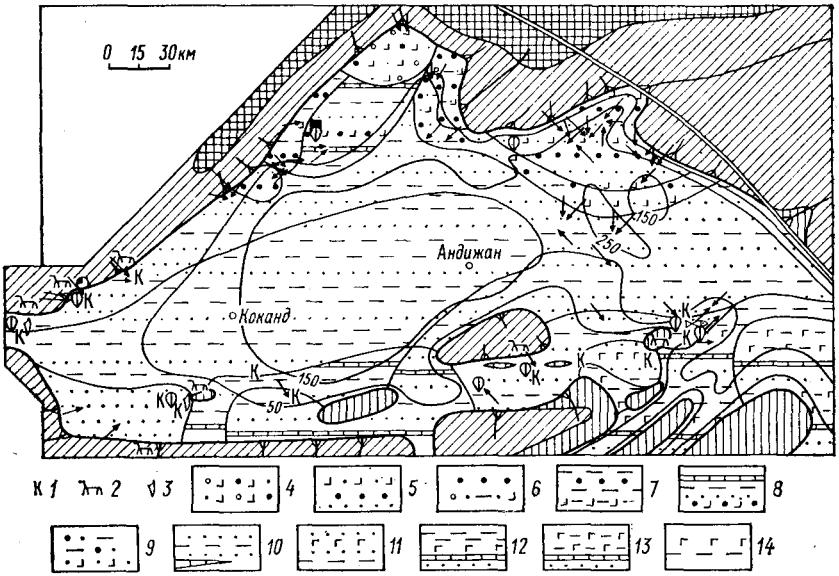


Рис. 52. Литолого-палеогеографическая карта Ферганской впадины и ее обрамления для яловачского времени (поздний турон—ранний сантон).

Места: *1* — находок костей позвоночных, *2* — предполагаемого обитания динозавров, *3* — находок зубов акул; зоны накопления осадков: *4* — галечно-гравие-песко-карбонатных, *5* — песко-карбонатных, гравийных и песчаных, *6* — гравийных, реже галечных, песчаных, глинистых и песко-карбонатных, *7* — глинистых, реже гравийных и карбонатно-глинистых, *8* — песчаных, глинистых, карбонатных и гравие-карбонатных, *9* — гравийных, песчаных и глинистых, реже песко-карбонатных, *10* — песчаных, реже глинистых, иногда карбонатных, *11* — песчаных, реже гипсовых и глинистых, *12* — глинистых, реже гипсовых, карбонатных и песчаных, *13* — глинистых и гипсовых, реже карбонатных и песчаных, *14* — гипсовых и глинистых. Остальные обозначения см. на рис. 50.

быть отражены непосредственно на литолого-палеогеографической карте, они оказывают очень большую помощь при ее составлении, давая дополнительный фактический материал, который может и должен быть учтен при палеогеографических реконструкциях.

2. Уменьшение мощностей одновозрастных отложений и увеличение градиентов их изменений при приближении к области сноса и особенно наличие трансгрессивного залегания. Для использования данных по изменению мощностей также анализировались материалы возможно большего числа разрезов, полученные при детальных полевых работах. Естественно, что все результаты этих наблюдений не могли быть отражены на литолого-палеогеографических картах, так как на них можно было показать лишь изопахиты, построенные на основе осредненных данных. Следует отметить, что использовать изменения мощностей отложений межгорных впадин для выяснения расположения границ областей осадконакопления и сноса следует очень

осторожно, так как часто эти изменения могут быть связаны с существованием конседиментационных структур, целиком располагавшихся в зоне осадконакопления. Подобные случаи особенно четко выявляются при изучении материалов по скважинам. Кроме того, иногда внутри зоны осадконакопления существовали относительно небольшие, нередко неустойчивые во времени, островные области сноса. Следовательно, в данном случае использовать изменения мощностей можно лишь при достаточно густой сети наблюдений и обязательно в комплексе с другими данными. Особенно большое значение при этом имеют поиски фактов, свидетельствующих о трансгрессивном залегании изучаемых комплексов, и выявление соседних разрезов, в одних из которых еще присутствует горизонт, для которого составляется литолого-палеогеографическая карта, а в других — уже отсутствует. Естественно, что если отсутствие рассматриваемого горизонта в ряде разрезов является первичным, то былая граница области сноса и осадконакопления должна располагаться между этими разрезами и обнажениями, где соответствующие отложения присутствуют.

Например, в Северо-Восточной Фергане по р. Чангет прекрасно обнажена на протяжении нескольких километров значительная часть нижнемеловых отложений. В ряде последовательно расположенных разрезов наблюдается отчетливое постепенное уменьшение мощностей неоком-аптского комплекса в направлении с юго-запада на северо-восток. Наряду с уменьшением мощностей отмечается некоторое погрубение отложений. Все данные свидетельствовали о том, что область сноса должна была быть где-то северо-восточнее от этого района, но на каком расстоянии от него — не позволяли судить. Поэтому было предпринято изучение прилежащих районов выходов палеозойских отложений с целью поисков в пределах их останцов меловых отложений. Такие останцы были обнаружены в верховьях р. Чангет (разрезы 3—5). Особенный интерес из них представлял разрез 4, схема строения которого приведена на рис. 16. Этот разрез вполне определенно позволил утверждать, что граница области сноса и осадконакопления в районе современной р. Чангет в неокоме-апте проходила между разрезами 7, 1, 2 и 3—5.

3. Присутствие кор выветривания мелового возраста на палеозойских породах, перекрытых разными горизонтами меловых и низов палеогеновых отложений. Коры выветривания, развитые на палеозойских породах и захороненные под меловыми отложениями или низами палеогеновых, позволяют вполне однозначно выявлять области древней суши, существовавшие в этап, непосредственно предшествовавший отложению перекрывающих коры выветривания осадков. При этом исключено, что в соответствующих районах сначала отлагались, а затем были размыты осадки несколько древнее залегающих на корах выветривания

пород, так как при таком последующем размыве должны были бы уничтожиться и неустойчивые к эрозии коры выветривания.

4. Данные о направлении переноса обломочного материала, полученные на основе массовых определений преобладающего наклона уплощенных галек в конгломератах и косых слойков в гравийных и песчаных породах. Как уже указывалось, перемещение обломочного осадочного материала происходит в общем вниз по палеосклону, причем в среднем в направлении, совпадающем с его наибольшим уклоном. Это перемещение, как было неоднократно показано рядом исследователей и особенно подробно и убедительно В. И. Поповым, представляет собой одну из основных закономерностей осадкообразования, заключающуюся в существовании «общего поступательного движения всей массы земных осадков, организуемого и направляемого силой их тяжести — энергией рельефа» [114, с. 47].

Движение обломочного материала вниз по уклонам дна бассейнов от берегов вглубь в ряде случаев может осложняться воздействием течений, которые обычно переносят материал параллельно берегам. Однако при наблюдениях в большом количестве пунктов существование подобной разнонаправленности переноса материала даже помогает реконструировать расположение границ древних областей сноса и осадконакопления. При этом следует подчеркнуть, что продольный относительно берега перенос осадочного материала отражается, по существу, лишь на текстурах песчаных осадков, наклон же уплощенных галек в прибрежных участках бассейнов практически всегда определяется положением береговой линии. Отмеченное лишний раз показывает, насколько важно при палеогеографических работах проводить комплексные исследования текстурных особенностей пород, а не ограничиваться, как нередко имеет место, изучением только косослоистых текстур песчаников, оставляя без внимания особенности ориентировки галек в переслаивающихся с песчаниками грубообломочных породах.

5. Особенности состава галек конгломератов и их сходство или отличие от состава пород той или иной из возможных областей сноса, характер изменчивости состава галек от разреза к разрезу и присутствие среди них обломков механически непрочных пород. Использование данных по составу галек конгломератов для суждения о расположении древних областей сноса представляет большой интерес в связи с тем, что позволяет получать достаточно достоверные материалы уже в процессе полевых работ. При этом большое внимание приходится уделять выявлению особенностей петрографического состава пород древних толщ, могущих размываться во время формирования изучаемых отложений. Особенно важно выяснить петрографический состав древних пород, непосредственно залегающих под изучаемым или смежным осадочным комплексом. Именно эти данные при трансгрессивном характере изучаемых отложе-

ний дают более надежный материал о составе петрографических комплексов, слагавших былые области сноса. Используя эти данные и учитывая геологическое строение региона и основные черты его позднейшей геологической истории, можно получить представления о вероятных различиях петрографии тех или иных районов древних водосборов. Зная же эти различия и состав галек для достаточного количества пунктов, можно судить о расположении древних областей сноса и одновременно восстановить пути разноса грубообломочного материала.

Комплексное использование вышеуказанных данных и приемов позволило не только реконструировать границы окружавших в меловом периоде Ферганскую впадину областей сноса, но и выявить существовавшие внутри единой области осадконакопления островные и полуостровные неустойчивые во времени области сноса (см. рис. 50—52).

Прежде чем перейти к указанию основных приемов, использованных при реконструкции условий образования осадков, необходимо подчеркнуть следующее.

Как известно, выяснение условий образования осадков неразрывно связано с литологическим изучением пород и осуществляется на всех стадиях — от полевых наблюдений до проведения специальных анализов, направленных на определение тех или иных сторон состава и строения осадочных пород. Однако выяснение условий образования древних осадков должно базироваться не только на собственно литологических исследованиях, но и на использовании палеогеографических методов.

В этом отношении особенно большое значение имеют использование методов динамической палеогеографии, на что неоднократно указывалось А. В. Хабаковым [84, 160, 161], а также анализ практически любых изменений первичных особенностей осадочных пород в пространстве. В этой связи даже сам процесс составления и анализа литолого-палеогеографических карт также дает много для выяснения условий накопления осадков, так как позволяет использовать для решения этого вопроса закономерности пространственного распределения и смены тех или иных разновидностей осадков.

Таким образом, если изображению собственно палеогеографических данных должно предшествовать выяснение условий образования осадков [125], то при составлении литолого-палеогеографических карт (на стадии выяснения распределения древних осадков по площади) может быть еще получено значительное количество данных относительно условий накопления древних осадков. Поскольку литологические и палеогеографические приемы выяснения генезиса древних осадков тесно переплетаются между собой и, по существу, представляют собой единый комплекс, следует, очевидно, говорить о единых литолого-палеогеографических методах реконструкции условий образования осадков.

Однако решение генетических вопросов древнего осадконакопления не прекращается и после составления литолого-палеогеографических карт, так как отдельные стороны условий осадконакопления выясняются и при анализе ряда закономерностей литогенеза, выявляемых с наибольшей достоверностью только при условии учета общей палеогеографической ситуации.

В связи с отмеченным ниже укажем главнейшие использованные для выяснения условий образования осадков литолого-палеогеографические приемы и их результаты. Эти приемы можно подразделить на четыре группы.

1. Различные полевые наблюдения, направленные на выявление и изучение особенностей строения осадочного комплекса и выяснение характера распространения определенных литологических разностей пород. Они позволили выявить следующие особенности строения меловой толщи Ферганы:

1) почти полное отсутствие внутри толщи следов наземных размывов;

2) выдержанность литологических комплексов (несмотря на частое резкое изменение мощностей стратиграфических подразделений) по простиранию;

3) присутствие выдержанных маркирующих горизонтов, в том числе даже весьма маломощных, как, например, прослоя с онколитами или тонкослоистых «голубых пачек»;

4) присутствие горизонтов чистых карбонатных и сульфатных пород, закономерно появляющихся в некоторых секциях разрезов и приуроченных к определенным районам впадины;

5) частое залегание базальных слоев меловых отложений на непрочных, легко размываемых, но сохранившихся от размыва и захороненных под меловыми осадками корах выветривания палеозойских пород.

2. Тщательные поиски органических остатков в горизонтах, ранее считавшихся немыми, генезис которых разными исследователями трактовался различно, с последующим использованием заключений специалистов-палеонтологов для генетических целей. При находке органических остатков породы, их содержащие, подвергались литологическому изучению с тем, чтобы выводы об условиях их образования по литологическим признакам можно было распространить на аналогичные породы.

Обнаружение ряда выдержанных горизонтов с остатками озерной фауны и выявленное общее широкое распространение пород, аналогичных породам, содержащим эту фауну, позволили получить данные о большом распространении среди меловых отложений Ферганы осадков крупных бассейнов. Изучение З. И. Вербицкой спор и пыльцы из отобранных нами образцов показало, что в Ферганской впадине и ее обрамлении в течение всего мелового периода существовал засушливый климат.

3. Изучение различных текстурных и структурных особенностей пород, которое позволило выявить:

1) широкое развитие в породах следов подводного оползания осадков, нептунических даек и следов отложения осадков из мутьевых или селемутьевых потоков;

2) нередкое присутствие в грубообломочных и песчаных отложениях псевдогравийных зерен — сгустков тонкозернистого карбонатного материала, захват, перенос и отложение которых происходят в водной среде при еще не затвердевшем состоянии карбонатного материала;

3) принос обломочного материала в ряде случаев в один и тот же участок зоны осадконакопления с разных, в том числе и противоположных, сторон, что характерно для накопления осадков в обстановке водоемов, но не в реках или наземных условиях (см. гл. 3);

4) причудливые очертания изолиний средних значений медианы, коэффициента сортировки и асимметрии для алевритопесчаных пород, возникновение которых легче всего объяснить отложением осадков в едином водном бассейне с береговой линией, примерно соответствующей границам области сноса и осадконакопления;

5) даже для тех алевритo-песчаных отложений, для которых наземный или речной генезис предположить было бы легче, чем для других (меловые отложения Северной Ферганы), точки, отражающие особенности их гранулометрического состава, располагаются (не считая попавших в поле недостоверности) в основном в поле донных песков генетической диаграммы Л. Б. Рухина.

4. Интерпретация общих закономерностей изменения вещественного или минерального состава отложений по площади зоны осадконакопления. Эти вопросы были подробно рассмотрены в работе [25], потому укажем лишь основные результаты анализа выявленных закономерностей, представляющие интерес для рассматриваемого вопроса:

1) характер изменения состава галек в конгломератах по площади с учетом расположения границ древних областей сноса и осадконакопления и направления переноса материала в ряде случаев указывает на бассейновый генезис конгломератов;

2) состав породообразующих обломочных компонентов алевритo-песчаных пород обладает тенденцией к увеличению содержания обломков полевых шпатов при удалении от былой области сноса;

3) важнейшие акцессорные (тяжелые) обломочные и аутигенные минералы фракции 0,1—0,16 мм обычно характеризуются более быстрым изменением содержания в направлении удаления от областей сноса, чем вдоль них;

4) распространение гидрослюд среди глинистых минералов обычно имеет тенденцию увеличиваться при удалении от древней области сноса, а монтмориллонита, наоборот, уменьшаться;

5) соотношение между распространенностью различных по химическому составу карбонатных пород отчетливо изменяется при удалении от былых областей сноса.

Основываясь на всей совокупности вышеупомянутых результатов использованных приемов выяснения генезиса отложений, а также других данных, можно предполагать, что в меловом периоде на территории современной Ферганской впадины почти не происходило устойчивого наземного осадконакопления. Кроме того, можно утверждать, что сохранившиеся и доступные для изучения отложения, особенно в Южной Фергане, как правило, представлены осадками единого водного бассейна. В связи с отмеченным на составленных литолого-палеогеографических картах нами не показаны зоны накопления наземных или речных отложений, тем более что какие-либо факты, на основании которых можно было бы наметить их распространение, в настоящее время отсутствуют.

Перейдем к рассмотрению проблемы выяснения характера древних областей сноса. Эта задача может быть решена значительно менее определенно и в более общем виде. В пределах былой суши на литолого-палеогеографических картах показаны три категории рельефа исходя из представления о преобладающей относительной его расчлененности. Выделены предполагаемые районы существования весьма равнинного рельефа, в пределах которых образовывались площадные коры выветривания и практически не формировался алеврито-песчаный и тем более грубообломочный материал. Показаны районы с относительно равнинным рельефом, для которых были характерны преобладание процессов физического разрушения и продуцирование в основном алеврито-песчаного материала, и, наконец, районы с расчлененным (гористым) рельефом, в пределах которых, вероятно, возникал преимущественно грубообломочный материал. Эти районы были выделены на основе характера отлагавшихся за счет их размыва осадков, учета преемственности развития крупных форм рельефа во времени и характера контакта между меловым и более древними комплексами.

Изучение характера контакта с подстилающими комплексами включало как поиски данных о наличии или отсутствии захороненных древних кор выветривания и следов размывов, предшествовавших началу осадконакопления, так и выявление погребенного древнего рельефа.

Погребенный древний рельеф суши был выявлен в различных местах Ферганской впадины, причем изучение его позволило судить о существовавшем ранее характере ее расчлененности и относительных превышениях. При плохой обнаженности контакта относительные превышения оценивались по приращению мощности отложений, залегающих в понижениях древнего рельефа, при хорошей — непосредственно определением амплитуд неровностей погребенного рельефа (см. рис. 16).

Максимальные относительные превышения древнего погребенного рельефа были встречены до 50—60 м (разрезы 155, 159, 297). Однако подобные случаи очень редки. Чаще неровности не превышают 10 м, а более обычен, особенно при хорошо выраженных признаках древнего выветривания палеозойских пород, весьма ровный контакт, обладающий лишь слабой волнистостью поверхности. Останцы подобных древних поверхностей выравнивания предмелового и мелового возраста в настоящее время иногда встречаются на значительном протяжении, будучи в той или иной мере отпрепарированными современной эрозией от перекрывающих их отложений (см. рис. 15).

В случае погребенного, в какой-то мере расчлененного древнего рельефа отмечается либо притыкание меловых пород к древним (см. рис. 16, 17), либо (реже) первичный наклон пластов у поверхности древних склонов. Последний случай обнаружен лишь у грубообломочных меловых пород (см. рис. 18, 19), в то время как у других типов отложений встречено только притыкание.

Расположение рек и мест относительно устойчивого возникновения крупных временных потоков реконструировалось исходя из фациальных изменений отложений, изменчивости состава галек в конгломератах и обломочных компонентов в песчаных породах, а также данных по преобладающему наклону косых слойков в гравийно-песчаных породах и ориентировке уплощенных галек.

Заканчивая рассмотрение основных приемов, использованных при составлении литолого-палеогеографических карт, необходимо еще указать, что линии равных мощностей отложений проведены на них с учетом средних данных для некоторых близко расположенных естественных разрезов и для всех разрезов скважин отдельных антиклиналей. Кроме того, надо иметь в виду, что естественные обнажения часто, а скважины всегда тяготеют к сводам антиклинальных структур, которые в большинстве случаев начали формироваться уже во время осадконакопления. Поэтому в таких разрезах мощности могут быть несколько заниженными по сравнению с реальными средними значениями, которые не могут быть выявлены, так как данные по осевым частям синклинальных структур еще не известны.

Все это наряду с существованием значительных районов, для которых отсутствуют данные о мощности меловых отложений, вызывает известную условность приводимых на картах данных по мощностям отложений. Эти данные отражают лишь основную тенденцию в изменении мощностей, реальные же колебания их значений более сложные и резкие. Следует иметь в виду, что подобные особенности могут быть характерными и для многих других объектов.

Необходимо подчеркнуть, что любые изменения по площади каких-либо параметров осадочных пород или их составляющих, включая незначительные примеси, если они возникли во время седиментогенеза или диагенеза, могут быть в той или иной мере использованы при палеогеографических реконструкциях. Поэтому наиболее показательные и отчетливые изменения при возможности следует показывать на литолого-палеогеографических картах. Это могут быть определенные гранулометрические коэффициенты, распределение той или иной составляющей осадочных пород, какого-то типа осадков, определенного материала; изменение по площади отношений компонентов, минералов, элементов и т. п.

В связи с тем что большинство изменений в распространенности тех или иных компонентов осадочных пород по площади и разрезу может быть истолковано в палеогеографическом аспекте, особое значение при исследованиях приобретает использование классификаций пород, наиболее просто и однозначно отражающих изменения для всех породообразующих компонентов. При этом особое значение приобретает выделение группы смешанных пород, промежуточной между основными типами не только по составу, но часто и по происхождению.

К смешанным следует относить такие породы, у которых содержание каждой составной части не превышает 60%. При этом смешанные породы могут быть как двух-, так и трех- или более компонентными (рис. 53, 54).

Смешанные породы характеризуются заметно иными свойствами и генетическим содержанием по сравнению с «чистыми» породами в связи с тем, что примерно в одинаковой мере отражают особенности строения, состава и происхождения соответствующих «чистых» пород.

Возьмем в качестве примера породу, состоящую примерно из одинакового количества известкового и песчаного материала. Такая порода, естественно, одинаково близка как к известнякам, так и к песчаникам и одинаково далека от них, так что относить ее к одному из этих типов лишь на основании того, что какой-то компонент незначительно преобладает, нельзя.

Состоит ли порода на 45% из карбонатного материала и на 55% из песчаного или, наоборот, на 55% из карбонатного и 45% песчаного, не столь уж важно, так как сущность остается та же — это смешанная порода, одинаково отличная как от типичного известняка, так и от типичного песчаника. Более того, в поле часто невозможно определить, какой из компонентов преобладает в смешанной породе в том или ином случае. Даже соответствующие анализы или изучение шлифов пород не всегда позволяют уточнить это, так как смешанные породы нередко

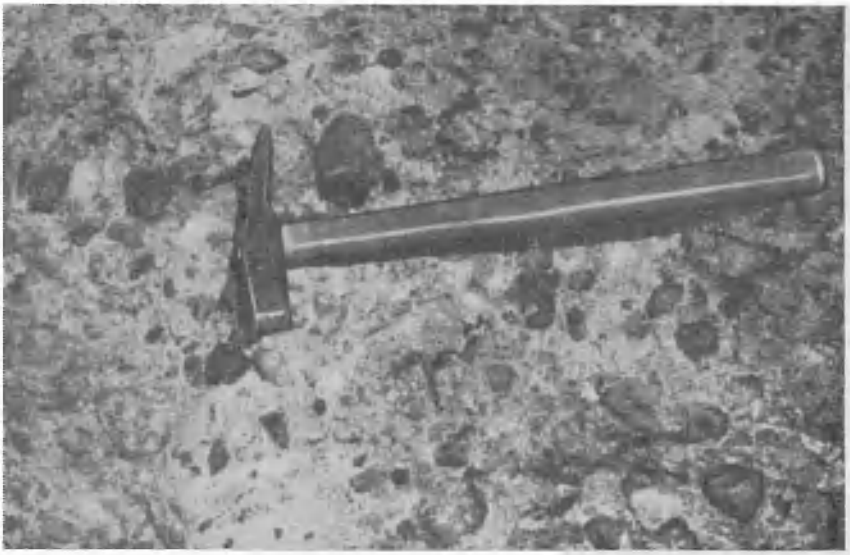


Рис. 53. Смешанная порода, состоящая из галечного и карбонатного материалов, содержащихся примерно в одинаковом количестве (конгломерато - известняк). Верхнемеловые отложения Ферганской впадины.

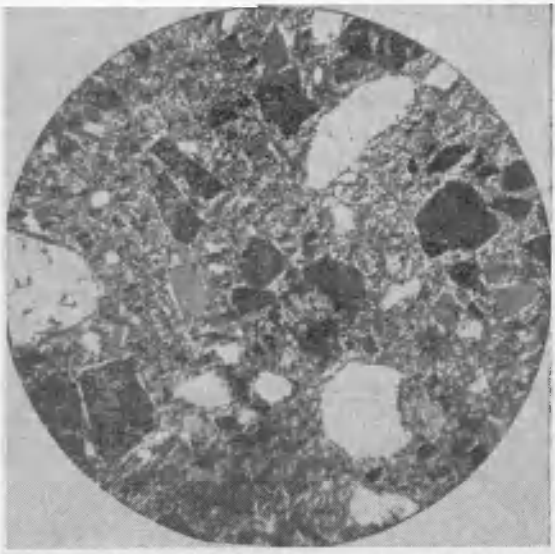


Рис. 54. Участок гравийной песко-глины. Глина мелкочешуйчатая, монтмориллонит-палыгорски - товая. Верхнемеловые отложения Ферганской впадины. При двух николях, ×27.

характеризуются большой изменчивостью соотношения слагающих их компонентов.

Если принять положение, по которому к типам пород (известняки, песчаники, глины и т. п.) следует относить все отложения, содержащие более 50, а не более 60% соответствующего компонента, то в ряде случаев оказывается, что одна часть шлифов, сделанных из одного и того же, относительно однородного куска смешанной породы, указывает на принадлежность ее к одному типу пород, а другая часть — к другому. Аналогичные результаты иногда получаются при анализе одной и той же породы. Указанные трудности в известной мере не проявляются при выделении самостоятельной группы смешанных пород, так как в этом случае колебания соотношения компонентов в некоторых пределах никак не сказываются на названии той или иной породы. Таким образом, выделение группы смешанных пород оправдано и практическими соображениями.

Особенно же большое значение имеет выделение смешанных пород при палеогеографических исследованиях в связи с их особым генетическим положением, поскольку одновременное отложение в примерно одинаковом количестве двух или более видов осадочного материала должно происходить в условиях, отличных от условий отложения более или менее однородного осадка. Именно с этой генетической точки зрения относительно своеобразия смешанных пород и можно подойти частично к обоснованию границы между ними и прочими группами пород по процентному содержанию основной части породы.

Если, например, порода состоит из обломочного и карбонатного материала, причем первый, хотя и преобладает, но не достигает содержания 60% от всей породы, то с достаточным основанием, исходя лишь из валового состава ее, можно утверждать, что карбонатный материал отлагался совместно с обломочным, а не образовался путем вторичного заполнения пор. Это следует из того, что средняя пористость агрегатов, состоящих даже из одинаковых по размеру шаров при случайной их упаковке, немного меньше 40%. Реальные обломочные отложения вследствие своей худшей отсортированности тем более не могут обладать пористостью более 40%. В частности, многочисленные данные показывают, что в 1 м^3 сухого естественного песка может впитаться лишь до 400 л жидкости.

Таким образом, содержание обломочного материала для типично обломочной породы должно быть по крайней мере не менее 60%. Если же в породе, в которой обломочные частицы преобладают, содержится хотя бы суммарно более 40% материала необломочного происхождения, то такую породу надо относить уже к смешанным. По аналогии с обломочными логично вообще к любым «чистым» породам (известнякам, глинам, солям и др.) относить лишь отложения, содержащие соответствующий компонент в количестве более 60%.

В связи с отмеченным нельзя признать целесообразным использование классификаций смешанных осадочных пород, игнорирующих связь соотношения основных компонентов, их слагающих, с условиями образования осадков. Так, нельзя согласиться с тем, что все породы, содержащие глинистые частицы в количестве более 30%, нужно относить к глинам, как предлагается в одной из последних классификаций смешанных песчано-алевритово-глинистых пород [76]. Согласно этой классификации получается, что если в породе глинистого материала содержится 31, а песчаного 69%, то такую породу уже надо называть глиной, а в случае ее сцементированности — аргиллитом. Несоблюдение принципа равноправности в классификационном отношении разных породообразующих компонентов приводит к тому, что основного компонента, определяющего наименование породы, согласно этой классификации может быть меньше, чем второстепенного, и меньше 50%. Так, если в породе содержится более 30% глинистого материала и алевритовые частицы преобладают над песчаными, то ее называют алевритовой глиной (алевритовым аргиллитом), а если содержание глинистой фракции то же, но песчаный материал преобладает над алевритовым, то породу именуют просто глиной (аргиллитом).

Вполне понятно, что при содержании глинистого материала в алевритовой и тем более в песчаной породе в количествах примерно менее 40% этот материал мог быть не отложен совместно с алеврито-песчаным, а либо вмыт в последний позже, либо даже образован в самой породе за счет разрушения некоторых обломочных зерен. Естественно, что в таких случаях глинистый материал никакого отношения не имеет к обстановке отложения осадка. Поэтому название «глина» или «алевритовая глина» в подобных случаях будет применяться к породам, образовавшимся из осадков, первоначально не содержащих глинистого материала. Вообще при палеогеографических реконструкциях и при составлении литолого-палеогеографических карт в частности необходимо, чтобы осадки или породы назывались по преобладающему в них компоненту, а не по второстепенному. Ибо именно преобладающий компонент несет наиболее важную генетическую информацию. Кроме того, если каким-то осадкам или породам будет даваться основное название не по преобладающему в них компоненту, а по второстепенному, то литологические значки на колонках, профилях, картах в ряде случаев не будут соответствовать названиям осадков или пород. Например, при преобладании алеврито-песчаного материала над глинистым по общепринятым правилам на графике значков, соответствующих обломочному материалу, должно быть больше или столько же, сколько значков, обозначающих глины (последнее при незначительном преобладании). Естественно, что называть места распространения таких осадков зонами распространения глинистых илов или глинистых осадков нельзя.

В связи с отмеченным при палеогеографических исследованиях целесообразно пользоваться классификациями осадочных пород, в которых соблюдается принцип равноправности в классификационном отношении основных компонентов, слагающих породу, а наименование дается в первую очередь по названию преобладающего или преобладающих (при содержании их примерно в одинаковом количестве) компонентов.

Не останавливаясь подробно на классификации смешанных пород, которой считаем целесообразным пользоваться при палеогеографических исследованиях, что было сделано в другой работе [19], приведем лишь ее схему для некоторых трехкомпонентных пород (рис. 55, табл. 3) и укажем основные принципы, положенные в основу этой классификации.

Рекомендуемые классификация и номенклатура смешанных осадочных пород основаны на единообразии принципов, используемых для различных по составу осадков и пород, и равноправности в классификационном отношении компонентов, слагающих их. Для всех случаев предлагается при содержании в смешанной породе каждого из компонентов менее 60 и суммарном любых двух менее 80% название осадков или пород образовывать из названий всех компонентов, присутствующих в количестве более 20%, которые располагаются в порядке их увеличения (например, алевро-глино-песчаник, глино-карбонато-гипсовая порода и т. п.). При этом, если в таких породах отмечается более 5 и до 20% примеси, то к названию прибавляют прилагательное или прилагательные в порядке возрастания

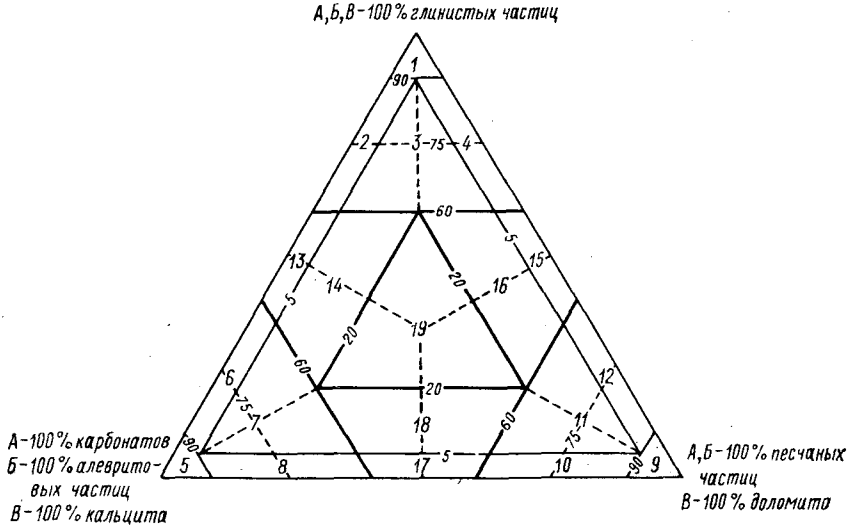


Рис. 55. Схема классификации глинисто-песчано-карбонатных, глинисто-песчано-алевритовых и глинисто-карбонатных пород.

Таблица 3. КЛАССИФИКАЦИЯ
глинисто-песчано-карбонатных, глинисто-песчано-алевритовых и глинисто-карбонатных пород (расположение полей см. на рис. 55)

А. Система глина—песок — карбонат	Б. Система глина—песок—алеврит	В. Система глина—доломит—кальцит
Типы пород (одного из компонентов 60% и более)		
Глины (*1*), карбонатные глины (*2*), карбонатно-песчаные глины (*3*), песчаные глины (*4*)	Глины (*1*), алевритовые глины (*2*), алеврито-песчаные глины (*3*), песчаные глины (*4*)	Глины (*1*), известковые глины (*2*), известково-доломитовые глины (*3*), доломитовые глины (*4*)
Карбонатные породы (*5*), глинистые карбонаты (*6*), глинисто-песчаные карбонаты (*7*), песчаные карбонаты (*8*)	Алевролиты (*5*), глинистые алевролиты (*6*), глинисто-песчаные алевролиты (*7*), песчаные алевролиты (*8*)	Известняки (*5*), глинистые известняки (*6*), глинисто-доломитовые известняки (*7*), доломитовые известняки (*8*).
Песчаники (*9*), карбонатные песчаники (*10*), карбонатно-глинистые песчаники (*11*), глинистые песчаники (*12*)	Песчаники (*9*), алевритовые песчаники (*10*), алеврито-глинистые песчаники (*11*), глинистые песчаники (*12*)	Доломиты (*9*), известковые доломиты (*10*), известково-глинистые доломиты (*11*), глинистые доломиты (*12*)
Смешанные породы (любого компонента меньше 60 и двух главных суммарно 80% и более)		
Глино-карбонаты (*13*), песчаные глино-карбонаты (*14*), глино-песчаники (*15*), карбонатные глино-песчаники (*16*), карбонато-песчаники (*17*), глинистые карбонато-песчаники (*18*)	Глино-алевролиты (*13*), песчаные глино-алевролиты (*14*), глино-песчаники (*15*), алевритовые глино-песчаники (*16*), алевро-песчаники (*17*), глинистые алевро-песчаники (*18*)	Глино-известняки (*13*), доломитовые глино-известняки (*14*), глино-доломиты (*15*), известковые глино-доломиты (*16*), известко-доломиты (*17*), глинистые известко-доломиты (*18*)
Ультрасмешанные породы (каждого компонента меньше 60 и любых двух суммарно менее 80%)		
Глино-песко-карбонаты (*19*)	Глино-песко-алевролиты (*19*)	Глино-доломито-известняки (*19*)

содержания примесей (например, гравийно-карбонатный алевро-глино-песчаник, песчано-алевритовая глино-карбонато-гипсовая порода и т. п.).

При содержании в смешанной породе каждого из компонентов менее 60 (при этом двух главных суммарно 80% и более) и всех второстепенных компонентов в отдельности 5% и менее название дается из двух слов с постановкой на второе место преобладающего компонента (например, алевро-песок, алевро-

глина, песко-известняк и т. п.). Если в такой породе содержится примесь второстепенных компонентов более 5% каждого, то к наименованию породы прибавляют еще их названия в виде прилагательных, причем при наличии примеси нескольких компонентов названия располагают в порядке возрастания содержаний (например, глинисто-карбонатный алевро-песок, гравийно-песчаная алевро-глина, глауконито-глинистый песко-известняк и т. п.).

При содержании в осадке или породе одного из компонентов в количестве 60% и более выделяют соответствующие типы пород (пески или песчаники, глинистые илы или глины и т. п.); при содержании этого компонента 90% и более породу именуют названием этого компонента. При наличии примеси одного или нескольких компонентов в количестве более 5% каждого (при содержании главного компонента менее 90%, до 60% включительно) к основному названию прибавляют названия этих примесей (в форме прилагательного) и располагают в порядке увеличения содержания примесей.

Следует указать, что для удобства обобщения материала и более наглядного графического отображения изменения особенностей осадков по площади целесообразно иногда объединять некоторые компоненты пород, принадлежащие по генезису к одному из основных типов (например, обломочные, карбонатные и т. п.). Так, в некоторых случаях целесообразно объединять песчаный и алевритовый материал, присваивая ему в целом, как предлагает Н. Д. Шминке [174], название «кластитовый материал». В наименованиях соответственно могут быть тогда использованы названия типа «известково-глинистые кластиты», «кластито-известко-глина» и т. п.

В рассматриваемой классификации для показа сцементированности или рыхлости породы соответственно изменяют лишь последнее слово в ее названии, т. е. название преобладающего в ней компонента. Аналогично изменяется название для осадков или илов, распространение которых показывается на палеогеографических картах. Например, можно говорить о глино-алевритовых, глино-доломито-известняковых и т. п. осадках.

Представляется целесообразным пользоваться классификацией алеврито-песчаных пород по составу обломочного материала, в которой также использован принцип равноправности породообразующих компонентов в классификационном отношении [21], т. е. тождественной вышеупомянутой классификации смешанных осадочных пород. Ее применение облегчает выявление изменчивости состава обломочной части пород по площади, так как в этой классификации однотипные названия всегда отражают одинаковые количественные соотношения компонентов.

Схема классификации пород, обломки которых сложены кварцем, полевым шпатом и обломками кремнистых пород, приведена на рис. 56. Для других компонентов принципы классифи-

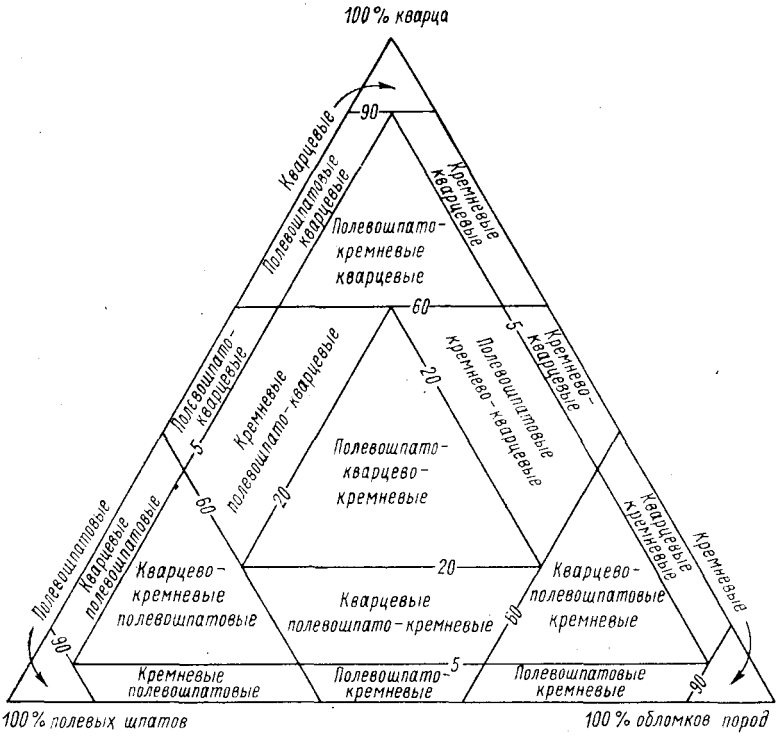


Рис. 56. Схема классификации алеврито-песчаных пород по составу обломочного материала.

кации те же. В приведенной схеме при необходимости могут употребляться термины и «граувакка» и «литит», а также их производные. В таких случаях при содержании среди обломочной части породы обломков соответствующих пород в 90% и более будем иметь чистую граувакку или чистый литит (грауваковый песчаник, лититовый песчаник). При меньшем же содержании этого материала название пород будет образовываться по общим правилам. Например, можно выделять полевошпато-кварцевые граувакки, граувакко-кварцевые и грауваковые кварцевые песчаники.

ВРЕМЕННЫЕ ИНТЕРВАЛЫ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ И ЭТАПЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

При составлении палеогеографических карт мира, материков и крупных регионов обычно принято брать для каждой карты большой отрезок времени (период, эпоху, век) и строить их последовательно для всех отрезков времени без пробелов в пре-

делах всего выбранного возрастного этапа. Чем детальнее карта, тем, как правило, меньше берется отрезок времени, для которого она составляется. Это приводит к тому, что при детальных палеогеографических работах часто целесообразно, а иногда и необходимо строить карты не для всех геологических моментов истории определенного этапа развития изучаемого региона, а лишь для некоторых из них. В одних случаях выбор таких этапов обусловливается определенными практическими потребностями — целесообразностью составления карт для горизонтов, с которыми связаны или могут быть связаны месторождения полезных ископаемых. В других же случаях наибольший интерес представляет составление карт для определенных переломных моментов геологической истории. Считается, что наиболее целесообразно составлять в таком случае карты для моментов максимального развития трансгрессий и регрессий (или моментов максимального увеличения размеров областей осадконакопления или сноса). При таком подходе на палеогеографических картах как бы отражаются существовавшие крайние колебания палеогеографической обстановки, в частности, фиксируются крайние положения береговой линии. Кроме того, при составлении карт для моментов максимального развития трансгрессий в известной мере облегчается выделение одновозрастных отложений для палеогеографического картирования, поскольку в каждом разрезе трансгрессивному этапу будут отвечать относительно более глубоководные и более удаленные от берега во время образования отложения.

По мнению Л. Б. Рухина [125], выбор этапов наибольших трансгрессий и регрессий для составления палеогеографических карт важен еще и потому, что он дает возможность составлять единые сводные карты для обширных территорий, поскольку обычно во всех районах, охваченных данной трансгрессией, максимальное ее развитие происходит в одно и то же время.

Иногда целесообразно составлять литолого-палеогеографические карты для моментов максимальной и минимальной расчлененности областей сноса. Правда, поскольку обычно этим моментам соответствуют этапы максимумов регрессий и трансгрессий, такая необходимость возникает относительно редко.

Независимо от масштаба и детальности карты рекомендуется составлять последовательно для смежных отрезков времени от современной эпохи к более древним или от более молодых этапов к более древним, т. е. идти от известного или более известного к менее известному. Кроме того, при последовательном составлении карт осуществляется не только взаимный контроль проводимых реконструкций, но и в максимальной мере может быть использовано проявление унаследованности в развитии палеогеографических обстановок.

В общем случае составление палеогеографических карт распадается на следующие этапы [125]:

1) выделение одновозрастных отложений, для которых будет составляться каждая карта, среди изучаемого осадочного комплекса;

2) определение первоначальной области распространения этих отложений и выяснение особенностей их состава и строения;

3) физико-географическая характеристика древней суши и разнообразных водных бассейнов.

Однако хотя эти этапы в определенной мере сменяют один другой, в то же время все они обычно тесно связаны между собой и работа в плане каждого из них в какой-то мере должна проводиться в течение всего времени проведения палеогеографических исследований. Так, часто считают, что относительно детальные палеогеографические карты, так же как и геологические, должны по возможности составляться преимущественно в поле, по крайней мере их предварительный макет. В камеральных же условиях должны проводиться лишь уточнения, детализация, обоснование полученных в полевых условиях данных.

В процессе составления палеогеографических карт нередко получаются данные, заставляющие пересмотреть не только первоначальные представления об условиях образования тех или иных отложений, но иногда и проведенные сопоставления разрезов, оценку возраста тех или иных частей их. Это заставляет вновь возвращаться к вопросам, казалось бы, уже решенным, предлагать новый вариант их решения, а соответственно затем и исправлять саму карту. При этом такой процесс может повторяться.

ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Палеогеографические карты обычно строятся на современной географической основе. Однако в областях развития складчатых отложений, сформировавшихся в условиях тектонических перемещений на большие расстояния, при палеогеографических реконструкциях приходится использовать иную географическую основу, учитывающую вероятное расположение осадочных толщ до эпохи соответствующих деформаций. Такие реконструкции требуют проведения детальных специальных работ и использования сложной методики, в основе которой лежат тектонические приемы [124]. Однако в ряде случаев выявлять и оценивать масштаб горизонтальных перемещений, имевших место уже после образования осадочных толщ определенного возраста, можно и нужно с помощью чисто палеогеографических приемов. Без проведения таких реконструкций часто не могут быть составлены палеогеографические карты, правильно отражающие былое распределение физико-географических обстановок и зон осадконакопления.

Проиллюстрируем это одним примером. В мезозойско-кайнозойских толщах, развитых непосредственно к северо-востоку от Ферганского хребта, обычно если и присутствуют образования мелового возраста, то по составу и строению они отличаются от меловых отложений Восточной Ферганы (рис. 57, разрез IV). Лишь в одном месте близ Талассо-Ферганского разлома, у западного окончания хр. Ак-Шыйрак, встречена пачка отложений, залегающая на палеозойских породах, по строению тождественная нижнемеловым отложениям некоторых районов Ферганской впадины. В одном наиболее полном из изученных разрезов (рис. 57, разрез III) она имеет следующее строение (снизу вверх).

1. Плохо обнаженные конгломераты, в основном красноцветные, неотсортированные, с валунами — 15—20 м.
2. Также плохо обнаженные розовые и красные песчаники со светло-серыми гравелитами и, возможно, с красными глинами — около 60 м.
3. Красные глины с карбонатными желваками и редкими прослоями красных и желтых песчаников — около 30 м.
4. Белый фарфоровидный, тонкозернистый известняк — 5 м.
5. Ярко-красные глины с обилием карбонатных желваков — 5 м.
6. Желто-серые гравелиты — 1,5 м.
7. Серые и белые фарфоровидные тонкозернистые известняки с реликтами хар и мелких раковинок — 4 м.
8. Ярко-красные глины, внизу перемешанные с карбонатными желваками, а вверху с их примесью — около 5 м. Выше не обнажено.

В Восточной Фергане имеют очень сходное строение лишь нижнемеловые отложения Оттуз-Артской депрессии, что проявилось и в распространении пачки фарфоровидных известняков (см. рис. 57). Известняки Оттуз-Арта и Ак-Шыйрака тождественны как макроскопически, так и микроскопически, и для них характерно нередкое присутствие реликтов хар — черта, присущая альбским известнякам из других районов Ферганы. Подобное сходство отложений дает основание считать, что соответствующие районы в раннем мелу принадлежали к одной зоне однотипного осадконакопления. Современную разорванность ареалов распространения отложений этой зоны можно объяснить либо существованием обширной области осадконакопления, соединявшей эти районы, либо послераннемеловым сдвигом по Талассо-Ферганскому разлому.

Соединение рассматриваемых участков однотипного осадконакопления через Восточную Фергану не могло иметь места, так как меловые породы, располагающиеся юго-восточнее междуречья Караунгур—Кугарт, отличаются по составу и строению разреза. Резко отличен тут и состав галек в конгломератах, да и направление сноса обломочного материала говорит не в пользу такого предположения (см. рис. 57).

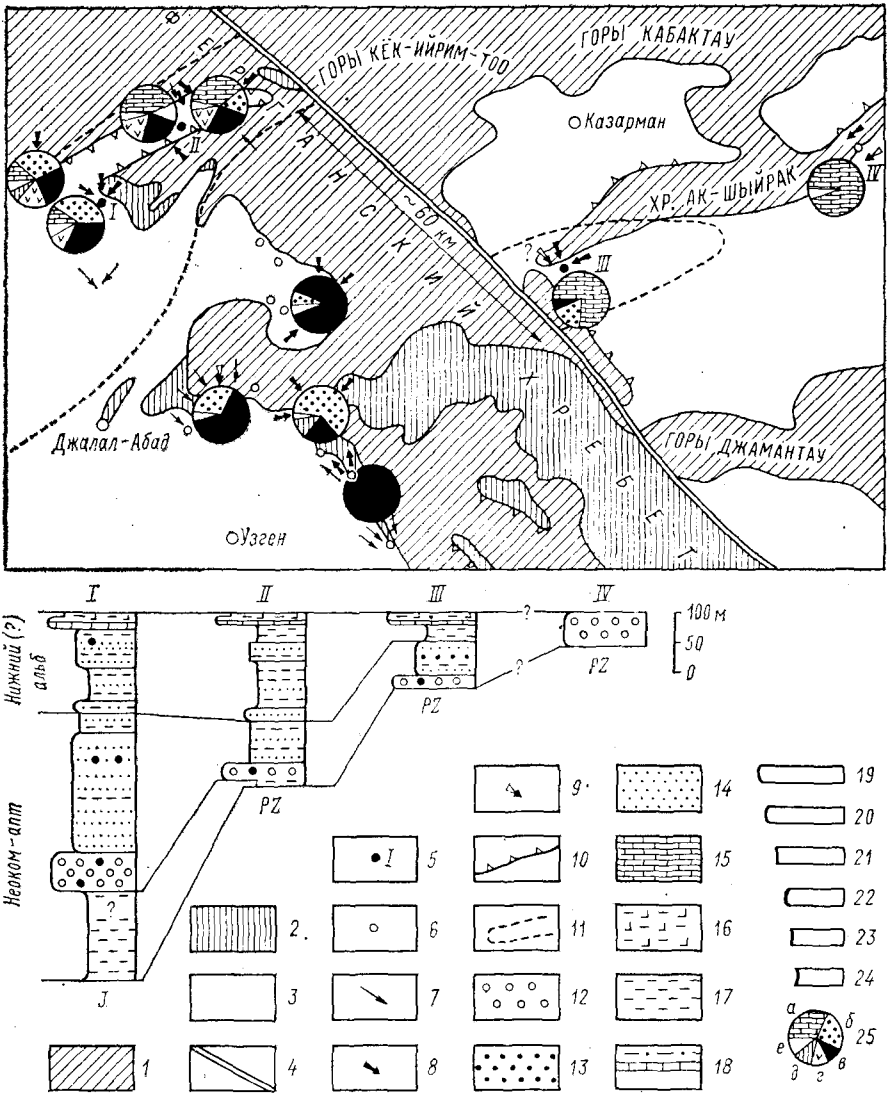


Рис. 57. Схема геологического строения Северо-Восточной Ферганы и Нарынской впадины вблизи Таласско-Ферганского разлома.

Современное распространение отложений: *1* — палеозойских, *2* — юрских, *3* — меловых и более молодых; *4* — Таласско-Ферганский разлом; *5* — местонахождение изученных разрезов, содержащих пачку фарфоровидных известняков, и их номер, соответствующий порядковому номеру приводимых колонок; *6* — местонахождение разрезов, в которых отсутствует пачка известняков; направление приноса обломочного материала: *7* — по косой слоистости, *8* — по ориентировке галек речных или дельтовых конгломератов, *9* — по ориентировке галек бассейновых конгломератов; *10* — основные тектонические границы мезозойско-кайнозойских впадин; *11* — граница предполагаемой зоны распространения пачки фарфоровидных известняков; *12* — конгломераты; *13* — гравелиты; *14* — песчаники; *15* — известняки; *16* — смесь карбонатных желваков и глины; *17* — глины; *18* — переслаивание соответствующих пород; преобладание при переслаивании; *19* — извест-

Малоправдоподобной представляется возможность соединения рассматриваемых районов и к северо-востоку от Талассо-Ферганского разлома по следующим соображениям. Как правило, все крупные элементы современного рельефа Тянь-Шаня в течение мезозоя — кайнозоя развивались унаследованно. Поэтому трудно предположить, что в раннем мелу территория западной части современных гор Кёк-Йирим-Тоо представляла собой область устойчивого осадконакопления, а позже произошла инверсия структуры, приведшая к возникновению на той же территории устойчивой области сноса. Кроме того, вряд ли полностью уничтожились бы меловые осадки на этой территории при обычно хорошей сохранности выветрелой поверхности более древнего пенеплена и общей тенденции к трансгрессивному залеганию все более молодых отложений. Последнее, скорее, заставляет предполагать, что меловые осадки отлагались лишь на территориях приосевой части Нарынской впадины.

Ориентировка галек в меловых отложениях западной оконечности хр. Ак-Шыйрак свидетельствует о наклоне палеосклона в этом районе в общем к югу. Состав галек в конгломератах также указывает на принос их из северных районов. Гальки известняков нередко по своим особенностям (окремненности, присутствию мшанок или фораминифер) сходны с встречающимися в одновозрастных отложениях Оттуз-Артской депрессии, что позволяет предполагать образование их за счет разрушения одной и той же области сноса. Изучение известняковых галек из меловых отложений Оттуз-Артской депрессии позволило З. Н. Поярковой и Б. В. Пояркову прийти к выводу о приносе их из района современных гор Кёк-Йирим-Тоо. Возможно, оттуда же приносились обломки известняков в район западной части современного хр. Ак-Шыйрак.

Таким образом, горы Кёк-Йирим-Тоо как положительная форма рельефа, очевидно, существовали уже в раннем мелу. В таком случае вряд ли эта антиклинальная структура служила продолжением синклинальной — Оттуз-Артской. Более вероятным будет предположение, что Оттуз-Артская депрессия в раннем мелу имела продолжение на северо-восток — западную часть современной Нарынской впадины. Принадлежностью к единой структуре, замыкающейся к северо-востоку и погружающейся к юго-западу вплоть до соединения с Ферганской впадиной, вероятно, объясняются и сильная изменчивость отложений в отрогах хр. Ак-Шыйрак, и закономерное увеличение мощностей разрезов в юго-западном направлении (см. рис. 57).

няков, *20* — конгломератов, *21* — смеси карбонатных желваков и глины, *22* — песчаников, *23* — песчаников и глин, *24* — глин; *25* — состав мелких (3—4 см) галек в нижней части конгломератовой пачки (центр кружков в месте расположения соответствующего разреза, исключая разрезы с номерами, для которых кружок стоит рядом): *а* — известняки, *б* — песчаники и кварциты, *в* — кремни и кварц, *г* — эффузивы, *д* — сланцы, *е* — прочие породы.

Разобщение этой единой структуры и одновременно зоны тождественного осадконакопления до современного положения легче всего объяснить послераннемеловым сдвигом по Талассо-Ферганскому разлому с амплитудой около 60 км. Скорее всего, этот сдвиг начал проявляться уже на рубеже раннего и позднего мела, вызвав разобщение Оттуз-Артской и Нарынской депрессий, что сказалось в отсутствии к северо-востоку от Талассо-Ферганского разлома отложений, сходных с верхнемеловыми осадками Ферганы. Изложенное представление получило свое отражение на литолого-палеогеографических картах (см. рис. 50, 51), причем правильность его в свою очередь нашла подтверждение в процессе составления карт.

ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЕ СХЕМЫ К ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМ КАРТАМ

Очень часто большое количество фактических данных не может быть показано на палеогеографических картах. В то же время при составлении карт, а часто и при дальнейшем анализе их использование этих данных может быть не только целесообразным, но и необходимым. Вот почему в таких случаях следует имеющийся материал обобщить путем составления вспомогательных схем [125]. Такие схемы при большом количестве данных могут быть самостоятельными, при малом — объединенными. При наличии соответствующих данных составляются:

1) схема расположения использованных естественных разрезов и разрезов по скважинам и распространения пород соответствующего возраста. Это как бы схема фактического материала. При изменчивом петрографическом составе отложений по разрезу удобно вблизи от точек расположения изученных разрезов давать схематические колонки;

2) схема расположения тектонических структур, существовавших во время, для которого составляется карта;

3) схема изменения осадков во время окаменения и метаморфизма, составляемая для выяснения первоначального характера отложений в случае значительного проявления процессов метаморфизма;

4) палеодинамическая схема, характеризующая особенности движения среды отложения осадочного материала. На ней приводятся данные о преобладающем наклоне слойков в косослойчатых текстурах и уплощенных галек, об ориентировке удлиненных органических остатков, осей галек, знаков ряби, промоин, о направлении движения мутьевых потоков и оползаний осадков, об изменении состава грубообломочного и песчаного материала, позволяющие судить о направлении сноса и транспортировки осадочного материала;

5) биогеографическая схема, обобщающая данные, имеющие палеогеографическое значение, полученные при изучении

присутствующих в рассматриваемых отложениях органических остатков;

6) схемы особенностей изменения по площади распространения некоторых обломочных и аутигенных (рис. 58) минералов, химических компонентов пород, химических элементов или их отношений; терригенно-минералогических и терригенно-петрографических провинций;

7) схемы изменения по площади песчанистости отложений, гранулометрических параметров, окатанности обломков и зерен и др. (составляются при достаточно большом количестве фактических данных).

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Возможности использования литолого-палеогеографических карт в практическом и научном отношении очень велики и разнообразны. Н. М. Страхов еще на V Всесоюзном литологическом совещании в 1961 г. подчеркивал: «Для литолога и геохимика литолого-фациальная карта (в современном понимании литолого-палеогеографическая — *Н. В.*) не конец работы и не самоцель, а только средство начать теоретическое исследование, позволяющее решать вопросы о закономерностях хода литогенеза и размещения полезных ископаемых в данной конкретной физико-географической обстановке. В руках литолога литолого-фациальная карта, по существу, должна быть документом для начала работы» [89, с. 5]. Прошедшие после этого годы полностью подтвердили указанное положение.

Нет необходимости останавливаться на важности составления литолого-палеогеографических карт разных масштабов для выяснения закономерностей формирования осадочных полезных ископаемых, научного прогноза поисков их месторождений, более рациональной разведки и эксплуатации месторождений. Вполне очевидно, что и климатическая обстановка, и петрографический состав областей сноса, и характер расчлененности областей сноса, и детали условий осадконакопления, и многие другие особенности палеогеографии, отражаемые на палеогеографических картах, имеют первостепенное значение при решении указанных практических вопросов.

Литолого-палеогеографические карты могут быть широко использованы, как было показано в многочисленных работах А. Б. Ронова с соавторами, для решения разнообразных общих вопросов геохимии, литогенеза и эволюции литогенеза в ходе геологической истории Земли. Убедительным примером возможности применения палеогеографических карт для решения общетеоретических вопросов геологии является работа А. Л. Яншина [180], в которой на основании анализа палеогеографических атласов, опубликованных за последние 15 лет, доказывается

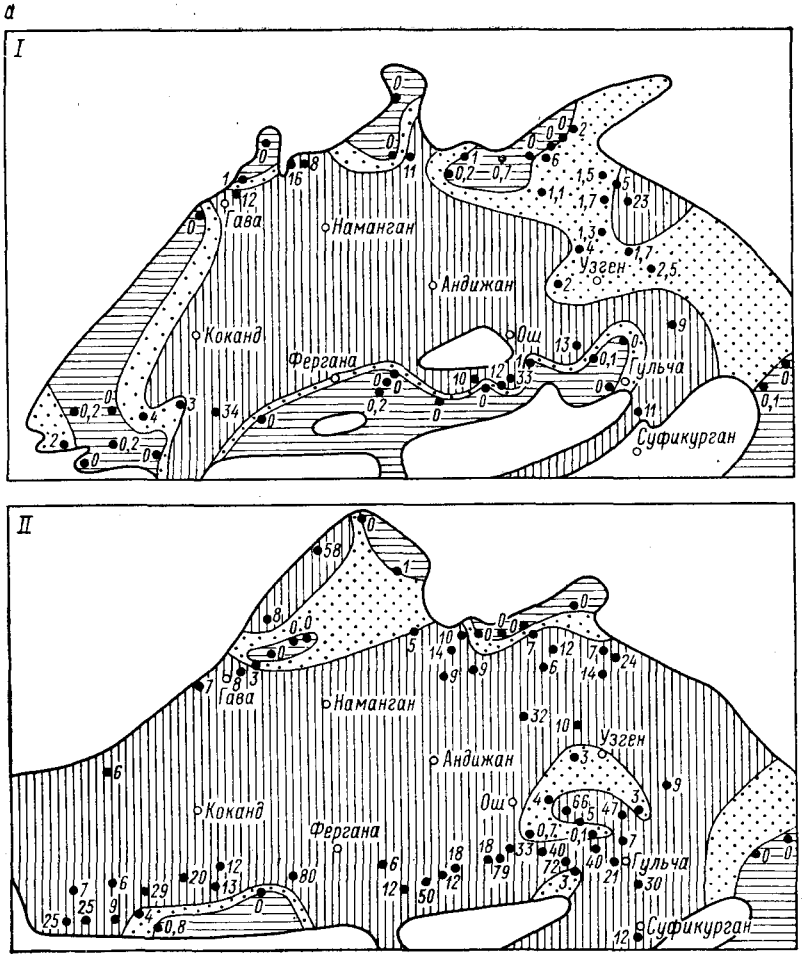


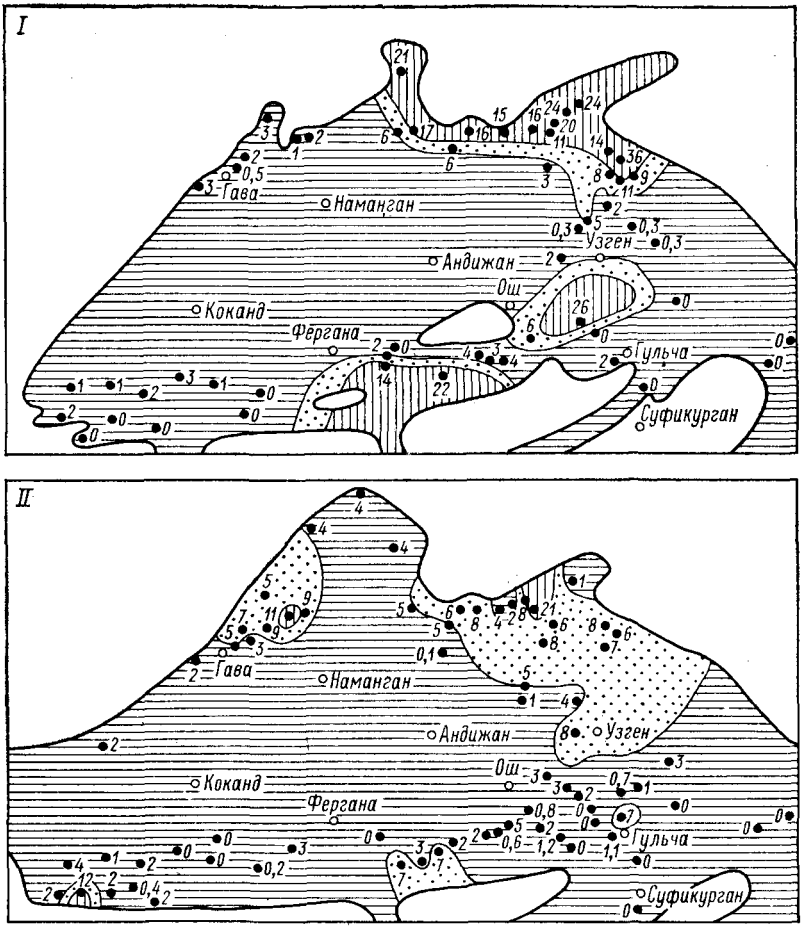
Рис. 58. Пример схемы распространения эпидота *(а)* и фосфатных мине-

Условные обозначения см. на рис. 6.

ошибочность широко распространенного представления об одновременности крупных трансгрессий и регрессий в пределах всей Земли. С помощью палеогеографических карт можно выяснить характер и историю тектонических движений земной коры, выявить существование конседиментационных структур и др.

В том случае, если палеогеографические карты действительно отвечают требованиям, к ним предъявляемым, т. е. базируются на синтезе всех имеющихся геологических данных и с максимальной полнотой отражают фактический материал, они явля-

б



ралов (*б*) в нижнемеловых (*I*) и верхнемеловых (*II*) отложениях Ферганской впадины.

ются важными геологическими документами, позволяющими научно обосновывать поиски полезных ископаемых. Такие карты по мере получения новых данных должны постоянно корректироваться, детализироваться, т. е. быть не только результатом какого-то этапа исследований, но и постоянно одной из форм, одним из механизмов проводимых палеогеографических работ.

ГЛАВА 7 НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ изменения физико-географических условий осадконакопления в связи с эволюцией биосферы

ЕДИНСТВО РАЗВИТИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Как уже отмечалось ранее, единственный объективный источник данных для палеогеографических реконструкций — доступные для изучения горные породы и содержащиеся в них органические остатки. Поэтому палеогеографические построения возможны лишь для геологического этапа развития Земли, от которого в той или иной мере сохранились эти документы. В то же время в последние годы все большее признание приобретают два фундаментальных представления, касающиеся докембрийской геологической истории Земли и непосредственно связанные с проблемами палеогеографии.

Одно из них состоит в том, что даже самые древние породы континентов нередко заключают в себе следы осаждения слагающего их материала в воде. Следовательно, гидросфера древнее, чем самые древние из известных горных пород [183].

Другое представление, развиваемое А. В. Сидоренко и возглавляемым им большим коллективом исследователей докембрия, заключается в признании как принципиального единства геологических образований архея, протерозоя и фанерозоя, так и того, что развитие земной коры на протяжении всей геологической истории было единым, но эволюционно и необратимо усложняющимся.

По мнению А. В. Сидоренко [132], в настоящее время можно считать достаточно обоснованным представление о широком развитии в докембрии, начиная с раннего архея, первично-осадочных пород, порожденных экзогенными процессами. А. В. Сидоренко утверждает, что практически все типы осадочных пород, известные в фанерозое, отмечаются в докембрии в виде метаморфических эквивалентов. Так, на всех известных щитах, на всех стратиграфических уровнях и в архее, и в нижнем протерозое, не говоря уже о верхнем протерозое, бесспорно присутствуют все типы метаморфизованных кластогенных пород, представленные сейчас метаконгломератами, кварцитами, кислыми гнейсами, парагранитами и парагранулитами. Широко развиты метаморфизованные высокоглиноземистые породы: кианитовые, силлиманитовые, андалузитовые сланцы, диаспориты, корундиты, наждаки. Это все метаморфические аналоги каолинитовых, монтмориллонитовых, бокситоносных и глинисто-карбонатных пород, превратившихся в параамфиболиты, основные кристаллосланцы, кальцифиры, мраморы. Встречаются и апати-

тоносные породы, образовавшиеся при метаморфизме из фосфоритов, а также метаэвапориты, гондиты и другие хемогенные породы [132].

При этом существенны не только факт широкого распространения в докембрии земной коры различных типов метаморфизованных осадочных горных пород, но и то, что эти породы слагают главную часть щитов, образуя структурную основу полей развития докембрийских толщ. Так, проведенные подсчеты распространения метаморфических пород и перевод их в соответствующие осадочные эквиваленты показали, что в пределах щитов докембрийские толщи не менее чем на $^3/_4$ сложены первично-осадочными или (в меньшей степени) вулканогенно-осадочными породами, подвергшимися метаморфизму или гранитизации.

Основываясь же на распространенности осадочных пород в докембрии, А. В. Сидоренко [132] делает важный принципиальный вывод о том, что земная кора в докембрии, как и осадочный чехол в фанерозое, в основном была сложена первично-осадочными породами, но впоследствии метаморфизованными. Причем количественные соотношения между осадочными и магматическими породами в однотипных геоструктурных обстановках платформ или подвижных зон как в докембрии, так и в фанерозое были близки. Последнее свидетельствует о том, что и для архея, и для протерозоя характерна преимущественно та же закономерность в соотношении экзогенных и эндогенных процессов, которая проявлялась в фанерозое. Вот почему правомочен вывод: «Ныне идея «исключительности» геологических и геохимических процессов в докембрии пришла в противоречие с тем огромным фактическим материалом, который накоплен по осадочной геологии докембрия и свидетельствует о принципиальном единстве геологических образований архея, протерозоя и фанерозоя. Это позволило по-новому взглянуть на ранние этапы геологического развития нашей планеты и привело к выводу о том, что развитие земной коры на протяжении всей геологической истории было в принципе единым, но эволюционно и необратимо усложняющимся. Исходя из этого определяющие факторы геохимии гипергенеза в раннем докембрии были в основном те же, что и в более поздние эпохи» [134, с. 9].

Если придерживаться этих представлений, то нужно считать, что в течение всей геологической истории Земли развитие палеогеографических обстановок также было единым и эволюционно усложняющимся. Кроме того, из указанных представлений следует, что в течение всей геологической истории Земли мы не можем наметить какого-нибудь физического рубежа, до которого жизнь не могла существовать. Жизнь возможна лишь при наличии воды в жидкой фазе. Поскольку такая вода уже существовала, когда образовывались даже самые древние из известных пород, следовательно, уже в то время физическое состояние

воды не могло препятствовать существованию жизни. Принципиальное единство геологических процессов в архее (т. е. в этап, начиная с которого мы только и располагаем геологическими документами в виде пород) с таковыми более поздних этапов развития Земли также не дает оснований считать, что в течение геологической истории отмечались факторы, препятствовавшие существованию жизни.

Более того, работы последних лет [131—134] показали, что осадочные породы докембрия, начиная с нижнеархейских, заключают в себе ряд прямых и косвенных признаков былого существования живого вещества.*

Следы живого вещества согласно данным новейших исследований [132, 133] в виде мощных толщ углисто-графитистых сланцев, черных сланцев, графитовой пигментации, шунгитов, кухолитов и других пород встречаются в самых древних образованиях начиная с раннего архея. При этом углеродистые и углеродсодержащие породы представляют собой широко распространенную и неотъемлемую часть осадочно-метаморфических толщ как архейского, так и протерозойского возраста в пределах практически всех известных докембрийских регионов. Во многих метапородах, возраст которых превышает 3 млрд. лет, уже встречается биогенный углерод, что бесспорно доказывается литологическими, минералогическими, геохимическими, битуминологическими и биохимическими методами. Изотопный состав углерода углеродистых проявлений осадочно-метаморфических пород докембрия также свидетельствует о том, что эти проявления представляют собой производные «биологических систем».

Во всех случаях графитовое или углистое вещество распространено и распределено в осадочно-метаморфических породах в соответствии с геологическими и литологическими особенностями строения и характера пород и толщ. Оно проявляется в виде мелкого точечного распределения, закономерно подчиняясь слоистости, микрослоистости, ритмичности. Все это рассматривается как *неопровержимое доказательство* не только седиментогенной природы графитового и углистого вещества в целом, но и седиментогенного, синхронного попадания первоначально органогенного материала в заключающее вещество. При этом распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространенностью органического углерода в основных типах осадочных горных пород фанерозоя и в современных пелагических осадках. Исходя из этого считают [133], что «жизненная активность», «биохимическая активность» в докембрийское время были, по-видимому, не такими уж малыми. Более того, поскольку средние содержания органи-

---

* Под живым веществом понимается, согласно В. И. Вернадскому, совокупность всех живых организмов Земли.

ческого углерода в различных типах докембрийских пород сопоставимы со средними содержаниями его в аналогичных неметаморфизованных породах фанерозоя, можно утверждать, что в докембрии было накоплено и метаморфизовано органического вещества больше, чем в фанерозое [132].

Таким образом, есть основания считать, что жизнь существовала на Земле уже во время образования самых древних из известных сейчас пород и биосфера является ровесницей земной коры. Причина такого совпадения заключается, очевидно, в том, что «геологическая история земной коры началась с того момента, когда в первых осадочных породах зародилась жизнь и началось эволюционное развитие осадочных процессов благодаря великой преобразующей роли живого вещества» [131, с. 13].

Недавно Б. С. Соколов [137] подчеркнул, что историческая последовательность событий пронизывает все геологическое и биологическое прошлое Земли и представление о необратимости геобиологических процессов едва ли не самое фундаментальное в науке о развитии природы нашей планеты. Причем плодотворность этого представления связана в основном с тем, что все былые биосферы Земли оставили свой след в истории развития ее коры, а стратисфера — самая уникальная и примечательная особенность Земли — представляет собой прямой продукт развития биосферы.

Следует напомнить, что мнение о существовании жизни на Земле во время образования самых древних из известных пород не ново. Еще в 1926 г. В. И. Вернадский писал: «Никогда в течение всего геологического времени не наблюдались азойные (т. е. лишенные жизни) геологические эпохи» [27, с. 19]. Однако только в последние годы такие представления получили достаточное обоснование.

Таким образом, получается, что уже в самые ранние этапы геологической истории Земли, для которых принципиально возможны палеогеографические реконструкции, существовала биосфера — сложная наружная оболочка Земли, населенная организмами. Конечно, всем сейчас хорошо известна громадная геологическая роль живых организмов, проявляющаяся, в частности, в изменении состава атмосферы и образовании разнообразных органогенных осадочных пород. Известны и основные этапы эволюции жизни на нашей планете. Однако при палеогеографических реконструкциях часто не учитывается, что физико-географические условия существенно изменялись параллельно с эволюцией биосферы. Например, иногда можно встретить указания на развитие в тех или иных районах Земли в мезозое или даже в палеозое саванных ландшафтов. Но такие ландшафты в то время не могли существовать, так как известно, что травы распространились значительно позже. Поэтому представляется целесообразным кратко остановиться на основных этапах изменения физико-географических условий осадкообразования, обус-

ловленных эволюцией биосферы. Конечно, некоторые положения, затрагиваемые ниже, хорошо известны, другие — еще требуют обоснования. Однако остановиться на этой проблеме необходимо, чтобы привлечь к ней внимание палеогеографов и геологов.

РАЗВИТИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ЗЕМЛЕ ДО ПОЯВЛЕНИЯ ЖИЗНИ

В настоящее время принято считать, что Солнце и планеты Солнечной системы конденсировались почти одновременно около 4,6 млрд. лет назад из обширного газо-пылевого облака. При этом достаточно надежное представление о химическом составе материнского облака получено частично из данных спектрального анализа солнечного излучения, а частично путем химических анализов метеоритов и земных минералов [39].

Отсутствие на Земле благородных газов, помимо тех, которые являются продуктами радиоактивного распада, указывает на то, что Земля возникла путем аккрекции твердых частиц, поэтому благородные газы не могли находиться в твердой фазе из-за низких ее температур, т. е. можно предполагать, что эти газы не вошли в состав Земли при ее формировании. Правда, может быть принят и другой вариант, заключающийся в том, что после формирования планеты вся атмосфера была потеряна. В том и другом случае приходится считать, что современная атмосфера Земли не является остатком первичного солнечного облака. Она — результат выделения газов из минералов, слагающих твердую часть планеты, т. е. результат дегазации земной коры — процесса, который продолжается, вероятно, и в настоящее время [39, 65].

Если придерживаться представлений А. П. Виноградова [28], то можно следующим образом охарактеризовать заключительный этап астрономической стадии развития Земли. Во время своего образования Земля, как уже указывалось, вероятно, представляла собой холодное тело, близкое по составу к метеоритам и характеризовавшееся однородностью вещества. Вследствие выделения тепла при гравитационном сжатии и особенно при радиоактивном распаде, недра Земли стали постепенно разогреваться. Однако из-за постоянной потери тепла через поверхность и недостаточности радиогенного тепла полного расплавления Земли не произошло. Плавление происходило лишь в некоторых участках внутри Земли и приводило к возникновению процессов зонной плавки. В результате длительного действия этих процессов произошла дифференциация вещества планеты, приведшая к образованию оболочек Земли и к дегазации вещества, обусловившей возникновение гидросферы и атмосферы. Вполне понятно, что по мере такого разделения вещества Земли на ядро, мантию, базальтовый слой и вследствие этого

постепенной концентрации радиоактивных элементов в периферийной зоне планеты, а также суммарного уменьшения их количества описанные процессы должны были затухать.

В начальные моменты интенсивного развития процессов зонной плавки вещества Земли процессы выплавления и дегазации, очевидно, охватывали всю ее поверхность, которая была относительно ровной, очень однообразной, абсолютно голой и слагалась лишь материалом излившихся базальтов и первичным, еще не дифференцированным веществом планеты. Однообразие и монотонность ландшафтов нарушались лишь бесчисленным количеством действующих вулканов да беспрепятственно достигавшими земной поверхности солнечными лучами. Только Солнце вносило какое-то разнообразие в однородные темно-серые цвета поверхности, создавая при косом падении лучей (в утренние и вечерние часы) чередование ярко освещенных участков и пятен глубокой черной тени. Вулканы же даже во мраке ночи не оживляли ландшафта, так как их раскаленные выбросы были не заметны, ведь тогда не было еще свободного кислорода, а следовательно, и процессов горения и окисления.

Проходили тысячелетия и миллионы лет. И по мере того как шло время, постепенно менялся облик планеты: формировались гидросфера и атмосфера. В результате зонного выплавления на поверхность Земли помимо базальтового вещества постоянно выносились вода и разнообразные газы. В наибольшем количестве поступала на поверхность вода, содержание которой, вероятно, достигало 7 вес. % всего выносившегося на поверхность Земли базальтового материала. За счет этой воды и начала формироваться гидросфера, масса которой с течением времени росла, а соответственно увеличивалась и площадь поверхности планеты, занятая водными пространствами.

При этом появившиеся вначале небольшие изолированные озера, вероятно, с геологической точки зрения достаточно быстро разрослись, в большей части соединились между собой и образовали громадные водные пространства с чрезвычайно изрезанной береговой линией. И быстрый рост водоемов, и изрезанность их берегов определялись существовавшим в то время очень ровным рельефом поверхности Земли. Поэтому даже незначительные колебания уровня воды в водоемах приводили к резким изменениям их очертаний и величины. Соответственно сами водоемы, несмотря на свои большие размеры, характеризовались относительно незначительной глубиной.

Параллельно с увеличением площадей, покрытых водой, все меньше оставалось наземных вулканов и все больше увеличивалось число подводных извержений или вулканических построек в виде очень пологих островов, поднимающихся над зеркалом вод. Помимо воды, выделявшейся в виде паров и в жидком состоянии, из недр Земли одновременно поступали разнообразные газы и дымы: CH_4, CO_2, CO, NH_3, S, H_2S, HCl, HF, HBr

и др. Одни из них растворялись сразу в водах гидросферы и участвовали тем самым в формировании ее солевого состава, другие же, которые практически не растворялись в воде или растворялись в ней не полностью, образовывали атмосферу.

Очень велика была роль кислых дымов, особенно HCl и HF, которые, растворяясь в воде, интенсивно воздействовали на твердое вещество Земли, извлекая из него эквивалентное количество щелочных и щелочноземельных элементов. Этому способствовало наличие в водах растворенного углекислого газа. Шли одновременно и процессы гидролиза. Хорошая растворимость образующихся солей приводила к тому, что древний океан сразу возник как соленый бассейн. Поскольку параллельно с выносом все новых масс воды из недр Земли происходил пропорциональный вынос и кислых дымов, и углекислого газа, можно полагать, что быстро установилось динамическое равновесие между растворенными соединениями гидросферы и породами литосферы, т. е. что соленость океана была относительно стабильной и, вероятно, общая концентрация солей мало отличалась от наблюдаемой в настоящее время.

Одновременно с образованием гидросферы происходило формирование атмосферы. Основным компонентом ее были водяные пары, главными из второстепенных — метан, углекислый газ, окись углерода, аммиак, азот, т. е. состав атмосферы примерно отвечал составу современных вулканических газов, за вычетом тех веществ, которые способны были эффективно переходить в гидросферу и взаимодействовать с литосферой и в конечном итоге тем самым переходить в раствор или входить в состав образующегося осадочного материала.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

С какого-то момента, когда содержание паров воды и газов в атмосфере достигло определенного уровня и воды гидросферы разлились по значительной части поверхности Земли, очевидно, стали существовать условия, благоприятствовавшие возникновению жизни.

Проблема возникновения (появления) жизни на Земле еще не может считаться решенной. Обычно полагают, что первые организмы были не только анаэробами, но и гетеротрофами и полностью зависели от запаса органических веществ в среде их обитания. Эти же органические вещества возникали в древней атмосфере благодаря пронизывающей ее насквозь космической и ультрафиолетовой радиации Солнца. Но в атмосфере под влиянием коротковолнового излучения они должны были подвергаться и постоянному разрушению. Поэтому предполагают, что образовавшиеся соединения сохранялись лишь в том случае, если они после возникновения попадали в водоемы, в которых верхний слой воды был достаточен (около 10 м), чтобы задер-

жать губительную коротковолновую радиацию. Естественно, что только в таких подводных условиях могли существовать тогда и живые организмы. Это был этап существования жизни еще за занавесом геологической истории.

Очевидно, каким бы путем ни возникла жизнь (или ни появилась) на Земле, можно предполагать, что даже появление в древнем океане одного жизнеспособного организма могло привести практически к мгновенному (в масштабе геологического времени) распространению жизни на громадные пространства водной оболочки планеты. Ведь у первых организмов не было никаких соперников, они были одни на планете, а пищи в виде разнообразных органических и неорганических веществ в океане был еще непочатый край. Так что первые организмы находились в наивыгоднейших условиях, которые уже, очевидно, в дальнейшем ни разу не повторялись. В этой связи можно полагать, что возникновение жизни на Земле и образование биосферы — с геологической точки зрения явления синхронные.

Созидательная роль живого вещества, а тем самым и геологическая, стала проявляться позже, лишь с возникновением фотосинтезирующих растений, которые за счет лучистой энергии Солнца стали осуществлять в своем теле синтез органических веществ, сопровождавшийся разложением воды и выделением свободного кислорода. Это событие, происшедшее, вероятно, около 3,5 млрд. лет назад (а судя по данным изотопных отношений $^{12}C/^{13}C$ даже между 4,0—3,5 млрд. лет [137]), ознаменовало величайшую революцию в развитии жизни, биосферы и всей Земли, поскольку именно фотосинтез является двигателем всех органических и биохимических процессов. Если раньше роль живого вещества была лишь негативная — оно только «поедало» органическое вещество, созданное чисто физико-химическими процессами,— то с этого момента живое вещество стало само создавать органические соединения из неорганических веществ и превратилось в могущественную силу, преобразующую лик Земли за счет используемой им лучистой энергии Солнца. Вот почему, вероятно, именно с этого момента и началась геологическая стадия развития Земли.

Автотрофные организмы, очевидно, как в свое время и первые гетеротрофные, практически мгновенно (в смысле геологического времени) распространились на все пространство возможного обитания. У них не было недостатка в минеральном питании, выделяемый же кислород был смертоносным оружием в борьбе с первичными гетеротрофными организмами. Ограничивающими факторами были, вероятно, лишь коротковолновое солнечное излучение, которое не только не давало выйти организмам на сушу, но и делало непригодной для обитания самую поверхностную часть гидросферы, и недостаток солнечного света в воде на глубинах, превышающих несколько десятков метров.

Геологическая роль фотосинтезирующих растений уже на самых ранних этапах их развития была очень значительной. Основными результатами их жизнедеятельности являлись постоянное поглощение из гидросферы и атмосферы углекислого газа и выделение громадных масс свободного кислорода. При этом на ранних этапах эволюции живое вещество поставляло в биосферу значительно больше свободного кислорода, чем на более поздних. Ведь тогда в атмосфере и гидросфере практически не было свободного кислорода, а следовательно, органическое вещество, постоянно поступавшее при отмирании организмов на дно водоемов, вряд ли в заметной мере могло окисляться. Поэтому захоронение органического вещества должно было идти весьма интенсивно. Количество же свободного кислорода, поступающего в атмосферу за счет жизнедеятельности живого вещества, определяется в конечном счете лишь массой захоронняющейся (т. е. выпадающей из биологического круговорота кислорода) органики.

Содержание свободного кислорода в атмосфере долгое время заметно не увеличивалось, поскольку, поступая в атмосферу, он прежде всего шел на окисление одних из основных ее компонентов: аммиака, метана, окиси углерода. В результате за счет аммиака образовывался свободный азот, а при окислении метана и окиси углерода — углекислый газ. Шло окисление также H_2S и SO_2, находящихся в водах океана и частично в атмосфере, что приводило к образованию в гидросфере сульфатов и тем самым к изменению состава вод океана. Одновременно кислород окислял и газы, выделявшиеся при подводном и наземном вулканизме, т. е. аммиак, метан и окись углерода, а также серу, двухвалентные железо и марганец.

Процессы окисления свободным кислородом углеродсодержащих веществ (главным образом метана и окиси углерода) приводили к постоянному образованию в атмосфере все новых порций углекислого газа. Однако еще большие количества его непрерывно извлекались из атмосферы фотосинтезирующими организмами, в результате чего углерод входил в состав органических соединений и при захоронении последних выпадал из круговорота. Из схематической реакции процесса фотосинтеза следует, что количество кислорода, выделяемое при ней, эквивалентно, количеству углерода, связанного в органические вещества. Поскольку же освобождающийся свободный кислород шел на окисление не только углеродсодержащих веществ, но и ряда других, и особенно в большом количестве на окисление аммиака, то, естественно, содержание углекислого газа в атмосфере должно было постепенно уменьшаться.

Существует большое количество оценок вероятного состава древнейшей атмосферы и общих черт ее изменения во времени. Однако такие оценки основаны на различных косвенных данных и потому чрезвычайно противоречивы. Правда, о характере

эволюции атмосферы разногласий меньше, и большинство исследователей полагают, что к концу протерозоя атмосфера нашей планеты уже мало отличалась от современной [116]. Однако наряду с этим имеются и иные точки зрения, например, что только в конце мезозоя — начале кайнозоя атмосфера Земли приобрела современный облик как по значениям атмосферного давления, так и по концентрации азота и кислорода, концентрация же углекислого газа даже в это время могла еще продолжать заметно отличаться от современной [100].

В последнее время был разработан метод, позволяющий более объективно судить об изменении в далеком прошлом Земли состава ее атмосферы. Он основан на изучении газовых фаз мельчайших включений, содержащихся иногда в кремнистых породах. Фактически определяется, правда, не собственно состав древней атмосферы, а состав газов, растворенных в придонных водах древних водоемов, на дне которых образовывались соответствующие кремнистые породы. Однако поскольку состав газов, растворенных в воде гидросферы, тесно связан с составом атмосферы, по этим данным в определенной мере можно судить и об изменениях, происходивших в атмосфере.

В настоящее время благодаря специальным исследованиям Ю. П. Казанского, В. Н. Катаевой и Н. А. Шугуровой [56] имеются данные о составе газовой фазы в воде древних океанов (табл. 4). Конечно, эти данные еще недостаточно полны, чтобы судить о детальных изменениях состава газов Земли, не велика еще иногда и точность определений, но, несмотря на это, они впервые дают объективную информацию не только о качественных, но и в какой-то мере о количественных изменениях, происходивших в атмосфере нашей планеты даже на ранних стадиях ее становления.

Таблица 4. СРЕДНИЙ СОСТАВ газовой фазы в современной морской воде и во включениях древних кремнистых пород (по Ю. П. Казанскому и др.)

Возраст	Количество определений	Концентрация, об. %			
		H_2S, HCl, HF, NH_3, SO_2	CO_2	O_2	N_2 и редкие газы
Современный океан	—	—	3,2	34,1	62,7
Поздний мел	3	—	4,9	20,1	75,0
Средний девон	2	—	7,6	18,0	74,4
Силур	3	—	31,8	13,6	54,6
Поздний протерозой	2	—	37,1	12,6	50,3
То же	11	—	34,5	13,7	51,8
Средний протерозой	3	—	31,8	11,9	56,3
Архей (?) — ранний протерозой	1	31,3	44,2	5,5	19,0
Архей	7	35,1	61,1	—	3,8

По имеющимся данным экспериментальных исследований [55, 56] для первой половины архея были характерны резкое преобладание в воде океана и в атмосфере углекислого газа, значительное количество аммиака, а также, вероятно, присутствие метана и паров соляной, фтористой и серной кислот. В небольшом количестве содержался свободный азот, являющийся показателем того, что уже в раннем архее фотосинтезирующие растения были достаточно широко распространены и смогли окислить заметную часть аммиака атмосферы, правда, часть азота могла поступать и из недр Земли при дегазации. То, что окись углерода не обнаружена среди ископаемых газов, объясняется, вероятно, окислением ее до углекислого газа растениями и (или) атомарным кислородом, образовывавшимся в атмосфере в результате фотодиссоциации водяного пара под действием солнечного ультрафиолетового излучения.

Во вторую половину архея и в раннем протерозое в воде гидросферы и в атмосфере уже присутствовал свободный кислород, значительно увеличилось содержание азота и заметно уменьшилось углекислого газа. Однако кислорода еще было недостаточно для окисления восстановленных компонентов, которые (главным образом аммиак) еще составляли значительную часть природных газов. Поскольку количество этих компонентов примерно в 6 раз превосходило содержание свободного кислорода, то можно ожидать, что и атмосфера и гидросфера в этот этап были еще восстановительными и в геохимическом отношении практически не отличались от раннеархейских.

Следующий этап развития газовой оболочки Земли, начавшийся около 2 млрд. лет назад, качественно отличался от предшествовавших ему и характеризовался полным отсутствием аммиака и сопутствовавших ему других восстановленных компонентов, преобладанием свободного азота, значительным содержанием свободного кислорода. Роль углекислого газа заметно уменьшилась, и он перестал быть преобладающим компонентом. В этот этап атмосфера уже имела качественный состав, аналогичный современному. Этап длился, вероятно, до девона, причем в течение его существенных изменений в соотношении газов не отмечалось (см. табл. 4).

Весьма примечательно, что именно примерно к концу раннего и началу среднего протерозоя, т. е. ко времени предполагаемого перехода восстановительной атмосферы к окислительной, приурочивается смена обширного распространения богатейших докембрийских урановых месторождений широким развитием месторождений полосчатых железных руд типа знаменитых железистых толщ Курской магнитной аномалии, Кривого Рога. Поскольку в этих урановых месторождениях значительно распространены минералы, которые в окислительной обстановке не могли сохраниться, то наличие их рассматривают как показатель существования в то время восстановительной атмос-

феры. Возраст таких месторождений, как правило, 2,6—2,2 млрд. лет [86].

Напротив, к более молодым докембрийским отложениям приурочены значительные месторождения окисленных железных руд. Одновременно с ними, т. е. примерно 2,2 млрд. лет назад, появились и красноцветные толщи. Те и другие образования обычно рассматриваются как надежные показатели существования во время их формирования окислительных условий.

Существенно, что полосчатые окисленные железные руды образовывались в основном в интервале около 2,2—1,7 млрд. лет, в более же молодых докембрийских отложениях они редки, а в фанерозое и вовсе отсутствуют [86]. Это показывает, что образование руд каким-то образом связано с определенным этапом развития биосферы. Возможно, что отложение соединений железа было обусловлено в основном деятельностью железобактерий для существования которых было необходимо хотя бы в небольших количествах присутствие в воде свободного кислорода. Кроме того, поступление в зону железистого осадконакопления в больших количествах железа легче всего могло осуществляться в закисной форме, т. е. в условиях, когда среда еще не была резко окислительной. Все это, возможно, и обусловило то, что основные из рассматриваемых месторождений тяготеют как раз к переходному этапу между резко восстановительной и резко окислительной атмосферой и к самому началу существования резко выраженной кислородной атмосферы.

Исчезновение из атмосферы аммиака и других восстановленных компонентов и появление в значительных количествах свободного кислорода существенно изменили ход многих геологических процессов. Прежде всего коренным образом изменилась обстановка выветривания на суше, поскольку вместо исключительно восстановительной она стала окислительной. На суше безраздельно начали господствовать окислительные процессы.

В гидросфере же возникла резкая контрастность сред. Появление кислородсодержащих вод привело к наличию в гидросфере окислительных обстановок, однако процессы разложения органики на дне водоемов нередко создавали восстановительные условия в осадке и в придонных водах. Поэтому в зависимости от сочетания различных факторов и прежде всего от скорости накопления осадков в тех или иных частях водоемов, количества захоронающегося органического вещества, подвижности вод и возникали либо восстановительные, либо окислительные условия осадконакопления.

Возникновение контрастности окислительно-восстановительных обстановок сопровождалось и усилением контрастности кислотно-щелочных условий осадконакопления. Если раньше эти условия определялись присутствием различных кислот и реакциями гидролиза, то теперь главная роль стала принадлежать органическому веществу.

Таким образом, на рассматриваемой стадии развития биосферы благодаря деятельности живого вещества возникла определенная противоположность геохимических обстановок на суше и в гидросфере. На суше стали безраздельно господствовать окислительные условия, а щелочность среды выветривания стала определяться лишь процессами гидролиза выветривавшихся пород, в связи с чем геохимические обстановки характеризовались, вероятно, большим однообразием. В гидросфере же окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные параметры стали, по существу, контролироваться органическим веществом, которое способно было местами создавать очень кислые и очень восстановительные среды, «запрещенные» в условиях суши. Поэтому геохимическая обстановка осадконакопления в водоемах стала очень разнообразной и принципиально близкой к наблюдающейся в настоящее время. Возникшие контрастность и разнообразие сред интенсифицировали течение всех поверхностных геологических процессов и привели к формированию более разнообразных осадочных пород.

Живое вещество докембрия не только изменило состав атмосферы и преобразовало геохимическую обстановку всех стадий образования осадочного материала и осадочных пород, оно участвовало непосредственно и в образовании некоторых широко распространенных горных пород. В докембрии основными породообразующими организмами были водоросли и бактерии. В процессе своей жизнедеятельности эти породообразователи выделяли известь из вод гидросферы, вследствие чего образовывались толщи разнообразных строматолитовых известняков, чрезвычайно характерных для докембрийских пород, или пласты онколитовых известняков.

Строматолиты представляют собой рифоподобные постройки колониальных водорослей (наряду с водорослями в их создании, вероятно, принимали участие и бактерии), иногда достигающие десятков метров в высоту и сотен и даже тысяч метров в ширину. Пласты строматолитов иногда прослеживаются в докембрийских породах на десятки и даже сотни километров. Обычно для них характерно очень тонкое как бы неправильнослоистое строение, отражающее постепенное нарастание пленок извести, выделяемой водорослями. В настоящее время докембрийские строматолитовые породы обычно представлены мраморами, часто очень красивыми благодаря своему строению и чередованию разных окрасок.

Самые древние из известных строматолитов имеют возраст около 3 млрд. лет. Встречаются они и в фанерозойских отложениях разного возраста и даже образуются в настоящее время, например в заливах Северной Австралии, в соленых озерах Америки. Однако широко распространены они лишь в протерозойских толщах. То же можно сказать и об онколитовых известняках, сложенных округлыми известковыми желваками, также

образованными за счет выделения извести пленками колониальных водорослей, но обитавших не на неподвижном субстрате, а на перекатывавшихся по дну водоема обломках.

Широкое распространение в докембрийских, и особенно в протерозойских, толщах карбонатных пород, возникших благодаря жизнедеятельности донных водорослей, свидетельствует о том, что в это время уже существовал не только разнообразный мир планктонных организмов, но и донных. И конечно, значительная, а может быть и основная, часть свободного кислорода, выделенного растениями докембрия, была продуцирована донной растительностью.

Более того, в докембрийских породах иногда встречаются следы существования даже многоклеточных животных. Наиболее древние находки — это так называемые чарнии из Англии и сабеллидиты из Сибири, встреченные в породах древнее 700 млн. лет. Чарнии являлись, вероятно, древними представителями колониальных кишечнополостных животных, отпечатки которых напоминают по форме крупные листья (до первых десятков сантиметров размером) или побеги растений. Сабеллидиты — червеподобные организмы, основная часть которых, возможно, являлась древними погонофорами.

В породах возрастом около 1 млрд. лет в Австралии, не менее 1,2 и около 0,8 млрд. лет на Урале обнаружены несомненные следы каких-то роющих организмов. Весьма интересны своеобразные вытянутые известняковые тельца с тонкой оболочкой, поперечником обычно в несколько миллиметров, иногда слагающие прослои и пласты известняков. Полагают, что эти образования представляют собой массовые скопления экскрементов (копролитов) животных — илоедов, т. е. частички грунта, прошедшие через кишечник червей, обитавших на дне древних водоемов. Копролитовые породы известны в осадочных толщах возрастом 1—1,2 млрд. лет.

Значительно более многочисленные, разнообразные и надежные находки следов древнейших многоклеточных животных известны в докембрийских породах более молодого возраста (около 0,7 млрд. лет). Впервые они были изучены в песчаниках района Эдиакары в Южной Австралии. Общее число находок в указанном районе превышает 1400 экземпляров. Основная часть этих животных состояла из кишечнополостных, в основном медузоподобных, организмов, достигающих иногда в поперечнике даже 40 см, а чаще до единиц сантиметров. Широко распространены также остатки колониальных кишечнополостных, напоминающие отпечатки листьев растений, в частности чарнии. Есть образования, напоминающие членистоногих животных или плоских червей (к последним относятся разнообразные сабеллидиты).

Находки следов организмов, сходных с обнаруженными в районе Эдиакары, известны и в Южной Африке, Англии, евро-

пейской части СССР, Сибири, на Ньюфаундленде. Эти данные показывают, что многие группы многоклеточных животных уже существовали в конце докембрия. Редкая встречаемость остатков животных, вероятно, объясняется не столько малонаселенностью древнейших водоемов, сколько тем, что животные тогда не имели твердых скелетных образований. Поэтому, для того чтобы сохранились какие-либо следы их существования, требовались совершенно исключительные условия.

ЭВОЛЮЦИЯ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА И КЛИМАТ

На этом можно было бы закончить краткое рассмотрение вопросов изменения физико-географических условий осадконакопления в докембрийский этап, если бы не одна проблема, имеющая непосредственное отношение к развитию живого вещества Земли. Мы имеем в виду проблему древнего климата, имеющего непосредственное отношение к развитию живого вещества Земли. Может показаться, что существует лишь одна связь — воздействие климата на органический мир. Однако это не так. Есть и обратная связь — воздействие живого вещества на климат, только оно осуществляется не непосредственно, а через изменения состава атмосферы в результате жизнедеятельности организмов.

Как уже отмечалось ранее, очень большое воздействие на среднегодовые температуры воздуха на Земле оказывает содержание в атмосфере углекислого газа. Углекислый газ свободно пропускает идущие к Земле солнечные лучи видимой части спектра и ультрафиолетовые излучения. Но он поглощает основную часть тепловых (инфракрасных) лучей, идущих от поверхности Земли. Вследствие этого присутствие углекислого газа в атмосфере препятствует охлаждению Земли и повышает общую температуру на ее поверхности. Другими словами, углекислый газ в значительной мере обусловливает так называемый парниковый эффект воздушной оболочки Земли. Подобно стеклам или полиэтиленовым пленкам в оранжереях и парниках, этот газ (как, впрочем, и водяные пары), пропуская солнечные лучи, задерживает тепло, которое излучается поверхностью Земли, нагревающейся под воздействием этих лучей.

Естественно, чем больше углекислого газа в атмосфере, тем больше должен быть оранжерейный эффект. На основании этого существуют представления [15], что современные изменения климата, проявляющиеся в развитии потепления, в значительной мере объясняются незначительным ростом концентрации углекислого газа в атмосфере в связи с промышленной деятельностью человека.

Если основываться на данных табл. 4, то можно полагать, что в раннем архее содержание углекислого газа в водах гидросферы почти в 20 раз было больше современного. Примерно во

столько же раз его должно было быть больше и в раннеархейской атмосфере. Но в таком случае мы приходим к абсурду: температура не только в архее, но и позже (до силура включительно) должна была превышать температуру кипения воды. Объяснить такое несоответствие можно следующим образом.

Во-первых, увеличение среднегодовых температур при возрастании содержания углекислого газа не происходит пропорционально и беспредельно. Во-вторых, в табл. 4 даны концентрации газов в процентах от общего их содержания. Масса же атмосферы в начале архея была, вероятно, несравненно меньше, чем в настоящее время. Поэтому абсолютное содержание углекислого газа на ранних стадиях геологического развития Земли вряд ли могло быть очень значительным. В-третьих, оранжерейным эффектом хотя и в меньшей степени, чем углекислый газ и водяной пар, обладает и озон. Отсутствие его или общее несравненно меньшее содержание в атмосфере начальных этапов развития Земли должно было в какой-то мере понижать общеземные температуры.

Помимо отмеченного необходимо иметь в виду, что в последнее время среди астрономов распространено представление об увеличении со временем значений солнечной постоянной. Так, высказываются мнения, что за время геологической эволюции Земли солнечная постоянная увеличилась примерно на 30%. В связи с этим, согласно К. Я. Кондратьеву [65], расчет «назад» показывает, что менее чем 2,3 млрд. лет назад температура Земли должна была упасть ниже точки замерзания морской воды. То, что этого не было, объясняется усилением в то время парникового эффекта благодаря присутствию в атмосфере аммиака, поскольку даже его небольшое содержание должно было увеличивать оранжерейный эффект. Уменьшение количества аммиака по мере увеличения в атмосфере кислорода, образующегося при фотосинтезе, постепенно обусловило переход к современному парниковому эффекту, контролируемому содержанием водяного пара и углекислого газа.

Таким образом, суммарный оранжерейный эффект атмосферы должен был с ходом геологической истории Земли изменяться не столь уже резко и, конечно, температуры никогда не достигали температуры кипения воды. Однако по мере изменения состава и массы атмосферы среднегодовые температуры поверхности Земли, несомненно, должны были существенно меняться, и, возможно, в архее они значительно превышали современные. Не исключено, что заметно более высокие температуры были и в течение большей части раннего протерозоя. Но, по мнению многих геологов, в отложениях конца раннего протерозоя на территории Северной Америки присутствуют толщи, образовавшиеся в результате существования древнего оледенения в этом районе. Если это так, то тогда уже примерно около 2 млрд. лет назад среднегодовые температуры поверхности Земли должны

были быть близки к современным. Такое заключение хорошо согласуется с отчетливым изменением состава газовой оболочки, где-то на границе раннего и среднего протерозоя (см. табл. 4).

Великие оледенения, аналогичные широко известному четвертичному оледенению Европы и Северной Америки и каменноугольному Южного полушария, были в Северном и Южном полушариях и в среднем протерозое, что также указывает на близость общетемпературных обстановок конца криптозоя таковым, существовавшим в фанерозое. Следовательно, можно полагать, что уже к началу среднего протерозоя благодаря коренному изменению состава атмосферы, вследствие жизнедеятельности организмов, был сформирован общепланетарный температурный режим, принципиально близкий к характерному для более поздних этапов существования Земли.

Иногда в литературе можно встретить утверждения, что в архее климат Земли ничего общего не имел с современным: он был жарким, без дифференциации, однородным по распределению тепла и влаги. Однако с такими представлениями нельзя согласиться.

Как было четко показано Н. М. Страховым еще в 1960 г. [143], и температурные режимы разных климатических зон Земли, и свойственные им балансы влаги в основе своей являются производными от астрономических условий существования Земли, наклона ее оси к эклиптике, обращения вокруг Солнца, вращения вокруг своей оси и получения энергии от Солнца. Отсюда следует, что поскольку значения всех перечисленных параметров в архее существенно не могли отличаться от значений их в последующие стадии развития Земли, включая настоящее время, то, следовательно, и в архее климат Земли не мог быть однородным. Обязательно должны были существовать как влажные, так и засушливые обстановки, как более, так и менее теплые условия.

Действительно, проведенные в последние годы детальные исследования докембрийских толщ показали, что в архейских образованиях иногда присутствуют породы, которые могли возникнуть за счет метаморфизма соляных и карбонатно-глинистых пород, образовавшихся в условиях засушливого климата [131, 132]. В единичных случаях встречены и сохранившиеся доныне ангидриты, гипсы, отпечатки кристаллов каменной соли.

Поскольку в архее уже существовали различия в климатических обстановках на поверхности Земли, то можно предполагать, что они в какой-то мере обусловливали неравномерность распределения в гидросфере живого вещества. Иначе говоря, уже в начале существования живых организмов их распределение по поверхности планеты должно было быть неравномерным. Еще более неравномерной была роль органического вещества, захороняющегося в формировавшихся тогда толщах пород, поскольку от места к месту в последних одновременно могло

существенно меняться количество вулканогенного материала, совсем не содержащего органического вещества.

Изменение очертаний и увеличение размеров суши, а параллельно с последним и возрастание глубин в океанах приводили к увеличению контрастности в количественном распределении живого вещества. На значительных глубинах не могли обитать фотосинтезирующие растения. Поэтому донные их представители, в частности водоросли, образующие строматолитовые или онколитовые постройки, тяготели к прибрежной зоне водоемов. Вблизи от суши, особенно в местах стока с нее наземных вод, бурному развитию жизни способствовали поступающие с суши различные минеральные вещества, содержащие элементы, необходимые для живых организмов, такие, как железо, фосфор и др. В открытом же океане таких веществ могло быть недостаточно, что лимитировало там развитие жизни.

ОСНОВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ФАНЕРОЗОЕ

Начало кембрийского периода ознаменовалось очень важным событием в развитии органического мира. Животный мир стал исключительно разнообразным, впервые появились и сразу широко распространились организмы, обладающие скелетом. При этом организмов с карбонатными, а иногда и фосфатными скелетами было иногда такое обилие, что остатки их нередко слагают основную часть некоторых кембрийских пород.

С чем связано появление на границе докембрия и кембрия организмов с карбонатными и фосфатными скелетами, до сих пор не ясно. Возможно, причин было несколько, но главная, вероятно, заключалась в изменении содержания кислорода в атмосфере. В настоящее время широко признанным является представление Л. В. Беркнера и Л. С. Маршалла [184, 185] о том, что именно к кембрийскому периоду содержание кислорода в атмосфере составило около 1% содержания его в современной атмосфере. Это привело к тому, что жесткое излучение Солнца перестало проникать в верхние слои гидросферы вследствие образовавшегося у поверхности Земли озонового экрана.

Если принять это представление, то тогда можно полагать, что с возникновением озонового экрана животный мир впервые смог проникнуть в крайнее мелководье. Но именно мелководье наиболее благоприятно для образования карбонатных и некоторых фосфатных минералов, поскольку в водах его содержится наименьшее количество углекислого газа (в связи с наименьшим давлением и наилучшей прогретостью вод), резко повышающего растворимость рассматриваемых минералов. С глубиной содержание углекислого газа увеличивается, что может препятствовать не только образованию, но и сохранению этих минералов, т. е. есть какая-то критическая глубина, ниже которой

соответствующие минералы не могут существовать. Это ярко проявляется сейчас на больших глубинах современных океанов, но в настоящее время содержание углекислого газа в атмосфере и гидросфере несравненно ниже, чем в докембрии. Следовательно, тогда критическая глубина должна была располагаться на значительно меньшем расстоянии от поверхности воды.

Поэтому, возможно, в докембрии животные из-за проникновения ультрафиолетового излучения Солнца в верхнюю часть толщи воды могли обитать лишь на глубинах, которые не достигало это губительное для них излучение. На этих же глубинах углекислого газа содержалось такое количество, при котором исключалось существование карбонатных и фосфатных минералов. Водоросли же, вероятно, могли переносить несколько более повышенные дозы облучения и поэтому обитали и часто формировали карбонатные породы на меньших глубинах. Кроме того, водоросли, поглощая при фотосинтезе углекислый газ, тем самым понижали его содержание в воде. Животные же, наоборот, при дыхании увеличивали его количество. Поэтому критическая глубина формирования карбонатных выделений для водорослей и для животных по этой причине также могла несколько различаться.

Итак, живые организмы создали свободный кислород на Земле. Увеличение его количества привело к образованию озонового экрана. Возникновение озонового экрана расширило границы распространения жизни в гидросфере, сделав доступными для нее даже самые верхние слои воды.

Другим существенным результатом перемен, происшедших на границе криптозоя и фанерозоя, было то, что с этого времени появился новый мощный фактор образования осадочных пород — накопление карбонатного материала в результате жизнедеятельности животных. До этого органогенные карбонатные породы образовывались лишь в результате деятельности водорослей и, возможно, бактерий. С начала же кембрия пальма первенства в образовании карбонатных пород перешла от водорослей к животным организмам.

По-видимому, в конце силурийского периода произошло событие первостепенной важности для всего дальнейшего развития биосферы, а именно: появились наземные растения. Оно, вероятно, стало возможным благодаря тому, что уже к этому времени содержание кислорода в атмосфере достигло второго критического уровня — концентрации, равной примерно 10% его содержания в современной атмосфере. При этом, согласно подсчетам Л. В. Беркнера и Л. С. Маршалла [184, 185], образование озона приурочивается уже к большей высоте, в связи с чем озоновый экран стал располагаться не у поверхности Земли, а высоко в атмосфере. Поэтому ультрафиолетовое излучение Солнца перестало оказывать губительное действие на организмы, находящиеся на поверхности суши.

По мнению Л. Ш. Давиташвили [40] и ряда других ученых, первыми на суше появились растения, которые иногда выделяют в особый тип нематофитов, представляющий собой как бы промежуточное звено между водорослями и сосудистыми растениями. Такого же мнения придерживался и А. Н. Криштофович, считавший, что эти растения надо выделить в особый тип, филогенетически связанный с бурыми водорослями.

До сих пор известны лишь остатки стволоподобных частей этих растений диаметром до 1 и высотой несколько более 2 м. Эти остатки состоят из сложного сплетения минерализованных тонких трубочек (диаметром в единицы или первые десятки микрометров). При этом более крупные трубки расположены примерно параллельно стволу, а более мелкие заполняют пространство между крупными. Такое внутреннее строение имеет большое сходство с некоторыми бурыми водорослями, в частности с ламинариями. Поэтому ряд исследователей относят эти образования к бурым водорослям.

Однако поразительна устойчивость трубочек, сохраняющихся в ископаемом состоянии всегда в ненарушенном виде и придающая остаткам внешний вид древесины. Несомненно, что уже при жизни растений клетки, их образующие, должны были иметь прочную, древесинную или хитинозную консистенцию. Для водорослевых же образований характерна нежность стенок клеток, в связи с чем они не могут сохраняться в ископаемом состоянии наподобие нематофитов.

Можно полагать, что нематофиты произрастали при повышенной влажности в непосредственно прилежащей к морю полосе суши. Более того, многие из них, если не все, могли быть растениями полуводными, амфибийными. В пользу такого мнения свидетельствуют факты нахождения «стволов» этих загадочных растений в отложениях, содержащих остатки типичной морской фауны. Очевидно, в таких условиях постепенно выходившие из воды водоросли также постепенно изменялись, приобретая необходимую в новой обстановке прочность своих слоевищ. Остатки нематофитов встречены в отложениях верхнего силура и девона [40].

В верхнесилурийских отложениях известны остатки и древнейших, несомненно сосудистых растений — псилофитов, хотя в основном они были развиты в девонском периоде. Это были очень своеобразные споровые растения в виде невысоких кустарников без листьев. Отсюда и появилось само название растений «псилос» (голый). Так что эти растения не могут быть названы деревьями, а их скопления — лесом. Тем более, что у этих растений тело еще не было дифференцировано не только на листья, но даже на стебель и корень, был лишь многократно ветвящийся вверху и внизу ствол.

Обычно полагают, что псилофитовая растительность произрастала на низменных, очень сырых местах, вокруг морских

и континентальных водоемов и в мелководных прибрежных обстановках. Многие из представителей псилофитов являлись земноводными растениями, причем остатки их иногда встречаются совместно с остатками морских организмов. Такие растения обычно образовывали, подобно современной морской траве, подводные заросли с поднимающимися над поверхностью воды спороносными органами. В то же время наряду с земноводными растениями, по-видимому, в девоне жили некоторые представители, приспособившиеся уже к воздушной среде обитания, о чем можно судить по имеющимся на их стеблях следам устьиц.

Таким образом, псилофитовая флора может рассматриваться как дальнейший шаг (после появления нематофитов) эволюции растений, сопровождавшейся постепенным завоеванием суши. Появившиеся в дальнейшем новые типы споровых наземных растений (плауновые, членистостебельные, папоротники) уже более интенсивно наступали на сушу и постепенно захватывали ее, но этот процесс начался уже позже — в каменноугольном периоде, хотя некоторые представители этих групп и появились еще в девоне.

Широкое развитие в девоне псилофитов было, очевидно, причиной значительного возрастания уже к середине периода количества кислорода в атмосфере. Так, в среднем девоне по сравнению с силуром (см. табл. 4) содержание кислорода резко возросло, в то время как начиная со среднего протерозоя увеличение содержания его не превышало 2%.

Однако уменьшение содержания углекислого газа было значительно большим, чем увеличение кислорода. Так, в среднем девоне его стало примерно в 4 раза меньше, чем в силуре, а содержание кислорода возросло лишь в 1,3 раза. Такое различие, вероятно, объясняется тем, что значительная часть углекислого газа в девоне была извлечена не в процессе фотосинтеза, а в результате отложения карбонатного материала известьвыделяющими организмами. Подтверждение такому предположению можно видеть в том, что животный мир девона характеризовался пышным расцветом брахиопод, большой ролью кораллов, строматопороидей, мшанок. В общем беспозвоночная фауна в девоне достигла наибольшего расцвета, позднее же некоторые их группы (ругозы, табуляты, мшанки, брахиоподы) хотя и продолжали существовать, но стали беднее, однообразнее и менее распространенными.

Значительное увеличение содержания в девоне кислорода и уменьшение углекислого газа благоприятствовали появлению на суше паукообразных, скорпионов, насекомых и, возможно, обусловили появление в среднем девоне кистеперых рыб, способных не только поглощать кислород из воды, но и дышать воздухом. Эти рыбы могли выползать на сушу и, вероятно, были предками земноводных позвоночных, которые появились в конце девона.

Резкое уменьшение содержания углекислого газа в гидросфере должно было привести к значительному увеличению глубины расположения критического уровня возможного карбонатонакопления, вероятно ставшей к концу девона близкой к современной глубине этого уровня. Это событие не только резко увеличило возможную сферу обитания известьвыделяющих организмов, но и чрезвычайно расширило пределы образования карбонатных пород, причем не только органогенных, но и хемогенных. Возможно, именно с этим связано необычно интенсивное накопление карбонатных пород в раннекаменноугольную эпоху.

Другим существенным следствием уменьшения содержания углекислого газа в гидросфере могло быть некоторое увеличение щелочности вод. Это должно было в какой-то мере отразиться и на особенностях процессов осадконакопления. Так, могла уменьшиться миграционная способность в гидросфере алюминия, железа, марганца и некоторых других элементов, в связи с чем они стали в большей мере концентрироваться в прибрежных частях водоемов. Повышение щелочности вод должно было способствовать и более широкому накоплению красноцветных отложений, которые, кстати сказать, очень характерны для осадочных толщ девонского возраста, в более же древних толщах они распространены значительно меньше.

В каменноугольном периоде сравнительно однообразная, преимущественно псилофитовая флора, характерная для девона, сменилась более высокоорганизованными формами, быстро распространившимися на огромные территории. Большие пространства планеты покрылись громадными заболоченными лесами, возникшими преимущественно в низменных, болотистых местностях, примыкавших непосредственно к морским бассейнам. Многократно происходившее наступление на эти заболоченные территории морских вод и отложение в возникавших при этом морских и лагунных обстановках разнообразных осадков приводили к периодическому захоронению под ними древних торфяников. В результате часто образовывались месторождения каменных углей, в которых пласты угля многократно чередуются с породами речного и морского происхождения.

Наземная растительность этого периода в отличие от девонской была уже лесного типа. Крупные древовидные папоротники, плауновые и хвощовые нередко достигали высоты до 40 м и даже более и образовывали густые, труднопроходимые чащи. К концу периода растительный мир стал еще более разнообразным и появились первые хвойные растения.

Наряду с высокоорганизованной флорой в каменноугольном периоде продолжали эволюционировать и завоевывать все новые участки суши низшие организмы — разнообразные бактерии, водоросли, грибы, лишайники. Более того, можно полагать, что именно эти организмы являлись пионерами в заселении все

новых и новых пространств, подготовившими «почву» для высших растений.

В настоящее время хорошо известно, что первоначально обнаженные поверхности горных пород и их неразложенные обломки прежде всего покрываются и «заселяются» разнообразными микроорганизмами, в частности силикатными и другими сходными с ними бактериями и подобными лишайникам симбиозами. Некоторые исследователи даже полагают, что силикатные бактерии были первыми организмами, разрушавшими минералы скальных горных пород на суше еще на заре зарождения наземной жизни. По-видимому, они быстро и широко распространились по поверхности суши, как только возникший озоновый экран стал задерживать губительное для организмов ультрафиолетовое излучение. Сразу же вслед за силикатными бактериями сушу, очевидно, заселили другие микроорганизмы, в связи с чем жизнедеятельность силикатных бактерий усложнилась и значение их, вероятно, существенно уменьшилось наряду с общим увеличением суммарной преобразующей роли микроорганизмов.

Можно полагать, что уже в конце силурийского периода на суше возник разнообразный мир микроорганизмов, в той или иной мере заселивших всю поверхность Земли. Общее воздействие этой громадной армии организмов на породы, за счет разрушения которых они существовали, должно было быть очень велико. По данным ряда исследователей, низкоорганизованные растения могут извлекать некоторые элементы из относительно нерастворимых соединений в значительно большей мере, чем высокоорганизованные, а бактерии, вероятно, извлекают калий даже из микроклина и мусковита, образуя глинистые минералы.

Распространение в конце силурийского периода на суше микроорганизмов должно было значительно интенсифицировать разрушение, особенно химическое, горных пород, слагавших поверхность литосферы, не покрытую водами гидросферы. С этой поры наземное выветривание перестало быть процессом чисто физико-химическим, а стало в основном биохимическим. Усиление разрушения суши должно было привести и к более интенсивному осадконакоплению в водоемах.

Увеличение количества растворенных веществ, поступавших с суши в водоемы, способствовало и более интенсивному развитию органического мира (особенно организмов, имеющих скелетные образования), а также накоплению хемогенных образований. В этой связи можно полагать, что первопричиной резкого уменьшения углекислого газа в гидросфере и атмосфере в конце силура и начале девона было именно усиление выноса с суши растворенных веществ благодаря включению в наземное выветривание громадной армии микроорганизмов. Возросшее поступление в водоемы растворенных кальция и магния способствовало более интенсивному накоплению биогенных

и хемогенных карбонатных пород. Последнее же неминуемо должно было привести к резкому уменьшению содержания углекислого газа.

Хотя роль микроорганизмов в разрушении пород суши с самого начала их появления была весьма значительна, одни микроорганизмы не могли еще создать почву, сколько-нибудь напоминающую современную. Они разрушали прочные породы, постоянно создавая на поверхности последних пленку рыхлого мелкозема. Однако микроорганизмы не могли эффективно закрепить мелкозем. Это могли сделать лишь более высокоорганизованные растения с корневой системой, пронизывающей и надежно закрепляющей рыхлый материал. Без такого закрепляющего воздействия образование развитого почвенного покрова невозможно. Подтверждением такому заключению служит печальный опыт хозяйственной деятельности человека, в процессе которой иногда уничтожение растительного покрова приводило к полному уничтожению почвы на обширных территориях.

Как уже отмечалось ранее, и температурные режимы, и баланс влажности разных климатических зон Земли определяются в первую очередь астрономическими причинами. Поэтому в течение всей геологической истории Земли существовали и выпадение атмосферных осадков, и деятельность текучих вод и ветра. До появления жизни на суше ничто не сдерживало действия ветров и текучих вод на обнаженные горные породы. Поэтому мелкозем, который возникал под действием различных физических и химических процессов на поверхности Земли, в конце концов оказывался на дне водоемов и входил в состав формировавшихся осадочных толщ. На суше же он не обладал устойчивостью, так как ничем не закреплялся.

С заселением суши микроорганизмами резко увеличились скорость разрушения горных пород, слагавших сушу, и вследствие этого скорость образования мелкозема на ее поверхности. Но сами микроорганизмы не могли надежно закрепить мелкозем, в образовании которого они энергично участвовали. Он также перемещался под действием ветра и воды по поверхности суши, пока не попадал в водоемы и не захоронялся. Следовательно, процессы, которые в настоящее время характерны лишь для пустынных областей, полностью лишенных растительного покрова, в то время были типичны для поверхности всей суши.

Обстановка несколько изменилась с появлением в конце силурийского периода наземной растительности. Выход ее на сушу сопровождался одновременным закреплением рыхлого материала и образованием настоящих почв. Однако этот процесс, вероятно, и в конце силура и на протяжении девона был еще слабо выражен, так как основная масса растительности того времени была земноводной. Поэтому происходило главным образом как бы образование лишь подводных почв. Возникали

обстановки, в какой-то мере сходные с современными мангровыми зарослями.

Растительность, произраставшая в крайнем мелководье водоемов и в болотных условиях, не только препятствовала размыванию рыхлого донного материала, так как гасила силу волн и текучей воды, но и улавливала тот тонкий материал, который поступал с суши с поверхностными водами или выносился ветром. Одновременно с тонким илистым материалом происходило и накопление органического вещества. Разложение же его приводило к возникновению восстановительных условий в образующихся осадках и тем самым сильно влияло на миграционные особенности многих элементов. Большое биохимическое влияние на осадок оказывали и возникавшие в нем различные органические соединения, в частности кислоты.

Таким образом, до возникновения наземной растительности мелководья водоемов и русла наземных водотоков под действием движения воды постоянно освобождались от мелкозема вследствие его отмучивания и выноса на большие глубины; накапливавшиеся в этих же обстановках более крупнозернистые осадки формировались в окислительной обстановке. После заселения мелководных участков водоемов и русел рек растительностью в этих условиях смогли накапливаться тонкозернистые осадки, обогащенные органическим веществом, а в самих осадках стали интенсивно идти процессы диагенеза в восстановительных обстановках.

Положение существенно изменилось в каменноугольном периоде в связи с пышным расцветом наземной растительности, далеко продвинувшейся от мелководья в глубь материков. Растительность захватила громадные пространства суши. Ее продвижение, вероятно, ограничивалось лишь климатическими условиями, главным образом влажностью. Возникновение в каменноугольном периоде лесов сопровождалось одновременным образованием почвенной оболочки нашей планеты. И тот и другой процессы были тесно связаны друг с другом и не могли происходить изолированно.

Образование растительного покрова и почвы и дальнейшая их экспансия по поверхности суши имели большие планетарные следствия. Возникли и стали приобретать все большее значение и распространение сложные биологические круговороты веществ вне гидросферы. Поэтому резко увеличилась скорость миграции различных элементов в пределах суши. Резко возросло общее воздействие живого вещества на процессы разрушения пород литосферы, на подвижность химических элементов и их соединений. Суша перестала быть областью безраздельного господства окислительных обстановок и нейтральных или щелочных сред. На ней появились местами благодаря обилию разлагающейся органики и восстановительные условия, и очень кислые среды. Именно с этого времени на суше стала

формироваться контрастность геохимических сред, столь ярко бросающаяся в глаза в современную геологическую эпоху. Наступил этап развития биосферы, в течение которого проявлялись все те стороны геологической роли живого вещества, которые наблюдаются в настоящее время. Возникли все основные элементы современной биосферы, имеющие планетарное значение. В дальнейшем происходили лишь их эволюция и изменение границ распространения.

Весьма существенно, что растительный и почвенный покров с его интенсивными круговоротами веществ явился универсальным естественным экраном, удерживающим в пределах суши разнообразные химические элементы, необходимые для живых организмов, такие, как азот, фосфор, калий и др. Тем самым эти элементы стали в меньшем количестве поступать в Мировой океан. Позднее же, очевидно, не могло не сказаться на некотором уменьшении общей биомассы органического мира гидросферы. Возможно, поэтому последующее постепенное расширение жизни на суше сопровождалось одновременным некоторым уменьшением ее обилия в водах гидросферы.

Весьма существенно, что возникший растительный и почвенный покров на суше, имеющий важное геологическое значение, не только эффективно противодействовал эрозионной деятельности ветра, дождя и текучих наземных вод, но и превратил атмосферные осадки из силы, препятствующей накоплению рыхлых продуктов выветривания горных пород, в силу, способствующую их формированию и сохранению.

Поэтому нельзя не присоединиться к мнению В. П. Петрова [113], считающего, что «образование кор выветривания происходит лишь в результате процессов почвообразования», и утверждению В. И. Бгатова, что «без растительного покрова земли атмосферные осадки не созидатели коры выветривания, а враги, не допускающие возможности ее возникновения даже в эмбриональном виде» [6, с. 8]. В связи с отмеченным представляется заслуживающим внимания и мнение В. И. Бгатова о том, что в докембрийское и более позднее время, вплоть до каменноугольного периода, сколько-либо мощные коры выветривания и тем более бокситоносные не могли образовываться.

В каменноугольной флоре были широко распространены споровые растения, современные формы которых, как плауны, хвощи и папоротники, в большинстве своем влаголюбивы. О влаголюбивости типичных представителей наземной растительности каменноугольного периода свидетельствуют и многие морфологические особенности их остатков, а также условия образования пород, в которых эти остатки были обнаружены. Правда, у некоторых из представителей каменноугольной флоры и обнаруживаются морфологические особенности, которые могли отражать их некоторую приспособленность к засушливым условиям. Однако эти особенности скорее всего были вызваны не недо-

статком влаги, а тем, что влажные почвы были богаты солями, в частности поступавшими из морских вод.

Поэтому для каменноугольного периода вполне применима известная среднеазиатская пословица: «Там, где кончается вода,— кончается жизнь». Отличие от современности заключалось, очевидно, лишь в том, что жизнь кончалась уже не тогда, когда исчезала вода, а значительно раньше — когда воды становилось не очень много. Вероятно, основная тенденция в развитии наземной растительности Земли заключается в постепенном освоении ею все более засушливых обстановок, в появлении представителей растительного мира, могущих обитать в условиях все меньшей и меньшей увлажненности.

В силуре и девоне развивались наземные растения, в основном амфибийные, обитавшие как бы на границе гидросферы и суши. В каменноугольном периоде они распространились широко в пределах суши, но обживали лишь низменные, болотистые пространства, примыкавшие к морям и обширным внутриконтинентальным водоемам и характеризовавшиеся высокой влажностью. В дальнейшем же в ходе длительной эволюции появлялись все новые и новые формы, могущие обитать во все более засушливых условиях. Растительность не покидала обжитых влажных территорий, она и там все время развивалась, причем наиболее бурно. Ведь нигде не встретишь более богатой и мощной растительности, чем во влажных экваториальных и тропических лесах. Однако отдельные ее представители постепенно в той или иной мере заселяли все новые и новые территории. Растительный покров (или как его иногда называют «фитосфера») как бы расползался по поверхности Земли, пока не покрыл ее практически полностью. Но для того чтобы этот процесс завершился, потребовались сотни миллионов лет и возникновение более совершенных групп растительного мира.

Важным событием для развития биосферы и изменения физико-географических условий осадконакопления было широкое распространение во вторую половину мелового периода планктонных фораминифер и нанопланктона. В морях и океанах с этого времени стали интенсивно накапливаться новые типы карбонатных осадков, основная или значительная часть которых возникала за счет накопления раковинок фораминифер. Интенсивное образование таких осадков должно было приводить к возрастанию скорости связывания организмами углекислого газа атмосферы и гидросферы в карбонатные породы. Возможно, что именно этим процессом в значительной мере было вызвано уменьшение углекислого газа в послемеловое время в водах гидросферы и в воздушной оболочке Земли.

Приведенный выше материал показывает, что живое вещество биосферы в течение нескольких миллиардов лет не только до неузнаваемости изменило природные условия на поверхности Земли, но и условия формирования осадочных толщ, состав атмосферы и гидросферы. В связи с бурным техническим прогрессом и общим увеличением численности населения человек сознательно и несознательно начал активно воздействовать на биосферу. Современная же деятельность человека не только локально изменяет физико-географические условия на Земле, но и, нарушая сложившиеся в биосфере в результате длительной ее эволюции равновесия, может привести к их глобальным необратимым изменениям.

Надо всегда помнить, что основные закономерности диалектического материализма — закон развития и закон всеобщей связи явлений — в полной мере проявляются в природных процессах, связанных с существованием на Земле растительного и животного мира. Это вполне понятно, поскольку диалектический материализм—логическое обобщение наиболее общих законов природы, выявленных научной и практической деятельностью человека. Правда, нередко действия этих законов как бы завуалированы и не бросаются в глаза, однако внимательное изучение природных объектов всегда приводит к их обнаружению.

Так, бытует неправильное представление об очень большой роли приспособляемости организмов к среде их обитания, причем организмы в этом случае представляются как объект, пассивно изменяющийся под воздействием изменений внешней среды.

Иные, диаметрально противоположные представления возникают при рассмотрении взаимодействия человека с природой. В этом случае подсознательно принимается, что среда обитания человека, им изменяемая, практически ведет себя пассивно и человек может ее преобразовать, как ему заблагорассудится.

В действительности же в том и другом случае существует неразрывная единая система организм — среда. В этой системе органический мир не только приспосабливается к среде, но и постоянно воздействует на нее и преобразует, тем самым создавая более благоприятные условия для своего существования. Это особенно ярко проявляется при рассмотрении основных этапов эволюции органического мира. В частности, именно эволюция органического мира создала кислород земной атмосферы, без которого невозможно было бы развитие всего многообразия жизни на Земле.

Закон всеобщей связи явлений как бы пронизывает всю природу. И хотя каждый компонент ее, например органический

мир, климат, атмосфера, гидросфера, почва, осадки морей и океанов и т. п., существует и развивается по своим законам, ни один из них не существует и не развивается изолированно от других. Существование и развитие всех природных компонентов от самых мелких до таких наиболее крупных, как литосфера, атмосфера и биосфера, возможны лишь при их постоянном взаимодействии и непрерывном обмене веществом и энергией. Более того, оказывается, что эти сферы Земли теснейшим образом связаны через обмен веществом и энергией с более глубокими зонами Земли и космосом.

Следовательно, закон всеобщей связи явлений не может быть обойден человечеством, как бы могущественно оно ни стало. Человечество не может вырваться из сферы действия этого закона. Поэтому при любом воздействии человека на природу, приводящем к какому-то изменению ее, необходимо заранее попытаться предвидеть все возможные последствия. Это сделать обычно трудно, а иногда и невозможно, поскольку из-за всеобщей связи явлений в природе эти последствия могут быть очень разнообразными, многоэтапными, часто в значительной мере непредвиденными и подчас противоположными ожидаемым результатам. Примеров таких последствий сейчас известно, к сожалению, много. Сюда относятся и случаи истребления хищников, приводящие в конечном итоге к уменьшению численности (вследствие эпидемий и других причин) животных, которых человек хотел защитить от этих хищников, и пагубное воздействие некоторых переселенных человеком растений или животных на местный органический мир и сельскохозяйственные угодья, и вредное действие на все живое пестицидов, используемых для борьбы с вредителями сельского хозяйства, и т. п.

Литосфера, гидросфера и атмосфера представляют собой в пределах распространения органического мира не просто среду его существования, а тесно взаимосвязанные с ним и между собой части неразрывно развивающейся единой системы, которая и рассматривается как специфическая сфера Земли — биосфера.

Мы живем во время небывалого роста научно-технического прогресса, приводящего к непомерному возрастанию воздействия человека на окружающую его природу. Уже сейчас человеческое общество находится не в естественной природной обстановке, а в очень сильно измененной разнообразным воздействием на нее множества людских поколений. Фактически неизмененные (девственные) ландшафты, не несущие на себе заметных следов воздействия деятельности человека, почти, а может быть и полностью, отсутствуют. При этом сила воздействия человека на окружающую природу неуклонно возрастает и несомненно в ближайшем будущем будет продолжать возрастать.

Грандиозность воздействия человека на биосферу проявляется даже в том, что за время своего существования он сократил общий вес живой биомассы Земли, согласно оценкам А. М. Рябчикова [127], примерно на 1/4, и нет пока оснований надеяться, что этот процесс не будет продолжаться. Объем же вещества, ежегодно перемещаемого в ходе производственной деятельности людей (добыча строительных материалов и полезных ископаемых, перепашка полей, выемки под фундаменты зданий и т. п.), составляет не менее 2×10^{13} т, в то время как все экзогенные процессы, вероятно, перемещают на поверхности суши в год от 5×10^{12} до 10^{13} т [11]. Таким образом, деятельность человека уже сейчас эффективнее суммарного действия всех экзогенных рельефообразующих сил.

Не только приведенные цифры, но и повседневный опыт приводят к мысли, что сила воздействия человеческого общества на окружающую природу столь велика, что в конце концов может привести к таким существенным изменениям в биосфере, которые сделают невозможным дальнейшее нормальное существование самого человека. Необходимость рационального использования естественных ресурсов стала уже вполне очевидна, однако часто не ясно, к каким последствиям могут привести те или иные мероприятия. В то же время все более очевидной становится необходимость предвидеть именно эти возможные последствия воздействия человека на биосферу, поскольку их важно знать при планировании всей человеческой деятельности. Большую помощь для таких прогнозов могут оказать палеогеографические исследования как регионального, так и общетеоретического плана, особенно выяснение причин изменения физико-географических обстановок во времени. Таким образом, палеогеографические исследования приобретают все большее значение при решении вопросов, связанных с будущим биосферы и человеческого общества.

ПРИЛОЖЕНИЕ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к палеогеографическим картам

Характерные экологические и систематические группы фауны и флоры

Морские тонкостенные моллюски, брахиоподы

Сверлящие моллюски

Прикрепляющиеся моллюски

Археоциаты

Фузулиниды

Тентакулиты

Филлоподы

Рудисты

Граптолиты

Радиолярии

Фауна наземных позвоночных

Фауна пресноводных рыб

Наземная растительность (вообще)

Тропическая растительность

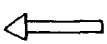
Растительность умеренного пояса

Растительность засушливых областей (степных и др.)

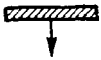
Примечание. Рекомендуется вводить дополнительные знаки групп, типов, родов и видов, характеризующих определенные географические обстановки

Динамика среды переноса и накопления осадка

Главные направления сноса обломочного материала

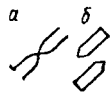

Второстепенные направления сноса обломочного материала

Направление морских течений


Направление потоков (по преобладающим наклонам косых слойков)

Направление наклона плоских галек

Субпараллельная ориентировка знаков ряби

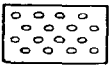


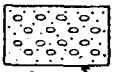
Ориентировка: *а* — растительных остатков, *б* — костей, раковин

Ориентировка гиероглифов

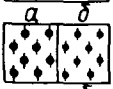
Осадочные породы

Брекчии


Галечники и гравий

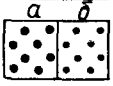

Галечники с песком (10—50%)

Пески:

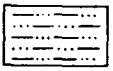


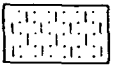
полимиктовые: *а* — крупнозернистые, *б* — мелко- и среднезернистые

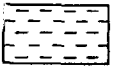
аркозовые: *а* — крупнозернистые, *б* — мелко- и среднезернистые

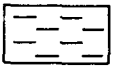


кварцевые: *а* — крупнозернистые, *б* — мелко- и среднезернистые

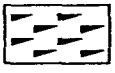

глинистые и песчаные глины


с известковистым цементом (карбоната 10—50%)

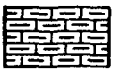

Алевриты

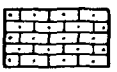

Глины

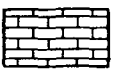
Известковистые глины


Горючие и сильнобитуминозные сланцы

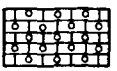
Известняки битуминозные

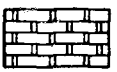

Известняки: глинистые, мергели

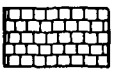

песчанистые (песка 10—50%)

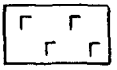

чйстые

доломитистые

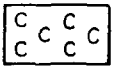

оолитовые


Доломиты

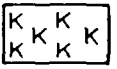

Мел и мелоподобные мергели



Ангидриты и гипсы

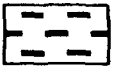


Каменная соль



Калийная соль

Кремнистые породы (фтаниты, диатомиты, опоки, трепел)


Торф и угли

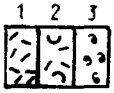
Коры выветривания

Сохранившиеся до настоящего времени

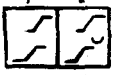
Области вероятного распространения кор выветривания в прошлом

Вулканогенные породы

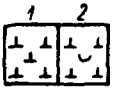
1. Излившиеся, экструзивные и субвулканические
2. Пирокластические
3. Игнимбриты, спекшиеся туфы



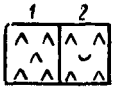
Кислые



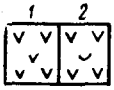
Средние



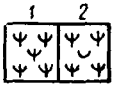
Основные



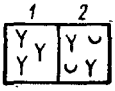
Кислые и средние



Основные



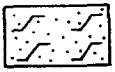
Субщелочные и щелочные

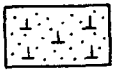


Щелочные и субщелочные, основные и ультраосновные

Вулканогенно-осадочные породы

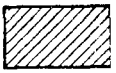
Пирокластический материал кислого состава


Пирокластический материал среднего состава


Пирокластический материал основного состава

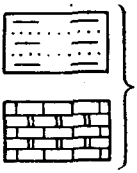
Примесь вулканического пепла к осадочной породе в количестве менее 25%

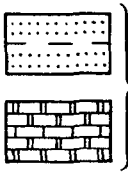
Метаморфические породы


Породы, первичный облик которых неясен

Примеры чередования типов пород

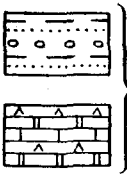
Для двух пород

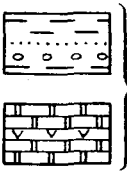

Чередование пород, количество которых в разрезах примерно равно

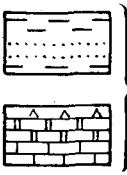

Чередование пород со значительным преобладанием одной из них

Примечание. Породы, содержащиеся в разрезах в количестве менее 10%, на карте не показываются или наносятся в виде крапа на фоне основной штриховки

Для трех пород


Чередование пород, количество которых в разрезе примерно равно

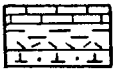

Чередование пород с преобладанием одной из них


Чередование пород с преобладанием двух из них

Для четырех пород

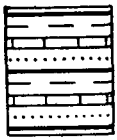
Чередование пород, количество которых в разрезе примерно равно

Чередование пород со значительным преобладанием одной из них



Чередование пород, две из которых преобладают

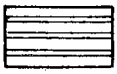
Пример изображения разрезов, сложенных крупными и различными пачками пород



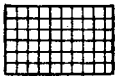
Схематизированный разрез всей рассматриваемой толщи

Типы пород в областях размыва древней суши

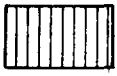
Осадочные обломочные



Осадочные карбонатные

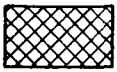


Изверженные, метаморфические и осадочные



Кислые изверженные и метаморфические

Основные изверженные и метаморфические



Состав неизвестен

Примечание. Показываются только в достоверных областях размыва

Знаки аутигенных минералов, конкреций, включений, глиптоморфоз и других показателей палеогеографической среды

Пирит

Сидерит

Глауконит

Фосфорит

Ангидрит и гипс

Каменная соль

Кремневые конкреции

Карбонатные конкреции

Марганцевые конкреции

Оолиты карбонатные

Оолиты окислов железа

Оолиты шамозитовые

Первичная красноцветность всей толщи

Первичная красноцветность отдельных прослоев

Изопахиты, границы, точки опорных разрезов

Изопахиты:

25 — по геологическим данным (в зонах размыва показываются пунктиром)

75 — по сейсмическим данным

Границы:

литологических комплексов

неогеновых и четвертичных размывов

древних размывов

районов, где размыта какая-либо часть разреза

распространения перерывов в основании рассматриваемой части разреза

Разрез:

по обнажениям

по скважине

Мощность:

25 — полная

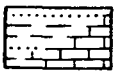
(38) — полученная путем деления нерасчлененной толщи

>15 — неполная за счет отсутствия данных по верхней части

>17 — неполная за счет отсутствия данных по нижней части

C_r/J_2 — Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние

>0 — Точки, для которых мощности неизвестны



распространения отложений рассматриваемой части разреза и отложений отнесенных к ней условно (расчлененных менее детально)

Геохимические модули

Отношение кальция к магнию:

1,3 — в органических остатках, 1,3 — в отложениях

Генетические типы месторождений полезных ископаемых

Экзогенные месторождения

Первично-осадочные месторождения:

образованные химическими процессами (из истинных и коллоидных растворов)

образованные биохимическими процессами

образованные процессами механической дифференциации осадков

Аллювиальные и пролювиальные россыпи

Морские россыпи

Осадочно - диагенетические месторождения

Эпигенетические месторождения

Остаточные месторождения (для областей суши):

древней коры выветривания

элювиальные и делювиальные

Месторождения, связанные с процессами вулканизма (для областей накопления осадков и частично для областей размыва)

Геосинклинальные

Периода консолидации складчатых областей (субаэральные)

Платформенные

Эндогенные месторождения, связанные с процессами глубинного магматизма (для областей суши)

Гидротермальные

Скарновые

Пегматитовые

Магматические

Метаморфогенные месторождения

Метаморфизованные сложного генезиса

Метаморфические

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А. Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1—2, с. 32—80.

2. *Атлас* литолого-палеогеографических карт СССР/Гл. ред. А. П. Виноградов. Т. 1—4. М., 1968—1969. Т. 1. 55 л.; т. 2. 68 л.; т. 3. 77 л.; т. 4. 58 л.

3. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1—2. М., Недра, 1962—1969. Ч. 1. 578 с.; ч. 2. 707 с.

4. *Батурин В. П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, АзОНТИ, 1937. 292 с.

5. *Батурин В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

6. *Гсатов В. И.* Кора выветривания и бокситы.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 6—34.

7. *Берлин Т. С., Хабаков А. В.* Химико-аналитические определения отношений кальция и магния в рострах белемноидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР.— Геохимия, 1966, № 11, с. 1359—1364.

8. *Берлин Т. С., Хабаков А. В.* Магнезиальность раковин и географическая широта обитания некоторых четвертичных и современных морских моллюсков.— Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4, с. 77—91.

9. *Берлин Т. С., Хабаков А. В.* Результаты определений палеотемператур кальций-магниевым методом по карбонатным органическим остаткам и вмещающим породам.— Геохимия, 1974, № 4, с. 594—601.

10. *Билык О. Д.* Определение береговой линии палеобассейна по градиенту мощности морских отложений.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Вып. 6. Львов, 1972, с. 63—66.

11. *Бондарев Л. Г.* Вечное движение. М., Мысль, 1974. 158 с.

12. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974. 318 с.

13. *Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. Л., Недра, 1969. 207 с.

14. *Брукс К.* Климаты прошлого. М., Иностр. лит., 1952. 356 с.

15. *Будыко М. И.* Современное изменение климата. Л., Гидрометеоиздат, 1977. 46 с.

16. *Вассоевич Н. Б.* Крупнообломочные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., 1958, с. 15—76.

17. *Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А.* Метод определения первичной ориентировки наклона косых слойков.— В кн.: Геологический сборник (доклады и статьи). Л., 1951, с. 15—27.

18. *Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т.* К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. М.— Л., ОНТИ НКТП, 1935. 46 с. (Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 52).

19. *Верзилин Н. Н.* К вопросу о классификации смешанных осадочных пород.— Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 310, вып. 12, с. 123—133.

20. *Верзилин Н. Н.* Влияние древних землетрясений и мутьевых потоков в меловом периоде на особенности осадконакопления в прибрежных частях Ферганского бассейна.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963, с. 149—154.

21. *Верзилин Н. Н.* К вопросу о классификации алеврито-песчаных пород по составу обломочного материала.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1971, № 18, с. 54—66.

22. *Верзилин Н. Н.* Использование следов подводно-оползневых деформаций и нептунических даек для решения вопросов литогенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8, с. 119—128.

23. *Верзилин Н. Н.* Особенности захоронения пресноводных моллюсков в меловых отложениях Средней Азии в связи с проблемой ландшафтов красноцветообразования.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1, с. 151—153.

24. *Верзилин Н. Н.* Использование особенностей распределения органических остатков в меловых отложениях Ферганы для палеогеографических реконструкций и выяснения общих условий осадконакопления.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 8, с. 30—38.

25. *Верзилин Н. Н.* Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, с. 144.

26. *Верзилин Н. Н., Основа Н. С.* Эоловые песчаники мелового возраста в Фергане.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5, с. 128—135.

27. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960. 422 с.

28. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 215 с.

29. *Вистелиус А. Б.* Морфометрия обломочных частиц.— Тр. лаб. аэрометодов, 1960, т. 9, с. 135—202.

30. *Вистелиус А. Б., Демина М. Е., Харламов Б. П.* Основная задача поисковой геохимии и палеогеографии по терригенным компонентам как задача о структуре случайных полей.— В кн.: Геологическая информация и математическая геология. М., 1976, с. 37—47. (МГК. XXV сес. Докл. сов. геологов, пробл. 16).

31. *Выветривание* и литогенез/В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. М. Гурова и др. М., Недра, 1969. 456 с.

32. *Вялов О. С.* Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, Наукова думка, 1966. 219 с.

33. *Гарецкий Р. Г.* Кластические дайки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 81—102.

34. *Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М., 1960, с. 115—333.

35. *Геращенко И. Л., Основа Н. С.* Опыт изучения типоморфных особенностей кварца в альбских отложениях Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 671—674.

36. *Глинистые* минералы терригенных отложений/И. Д. Зхус, С. Г. Саркисян, Л. Н. Макарова, Л. В. Власова. М., Наука, 1977. 115 с.

37. *Грамберг И. С.* Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). Л., Недра, 1973. 171 с. (Тр. НИИ геологии Арктики. Т. 173).

38. *Гроссгейм В. А., Основа Н. С.* Распространение дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 4, с. 104—110.

39. *Гуди Р., Уолкер Дж.* Атмосферы. М., Мир, 1975. 184 с.

40. *Давиташвили Л. Ш.* Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М., Наука, 1971. 296 с.

41. *Егоров А. И.* Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара (с 13 картами). Ростов, Изд-во ун-та, 1960. 183 с.

42. *Ефремов И. А.* Тафономия и геологическая летопись. М., Изд-во АН СССР, 1950. 177 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 24).

43. *Жемчужников Ю. А.* Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М., Изд-во АН СССР, 1963. 71 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 86).

44. *Жижченко Б. П.* Методы палеогеографических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1959. 371 с.

45. *Жижченко Б. П.* Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., Недра, 1974. 376 с.

46. *Забродин В. Е.* О роли водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 288—290.

47. *Запорожцева А. С.* Связь ассоциаций захороненных обломочных минералов со средой осадконакопления.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 2, с. 415—418.

48. *Запорожцева А. С.* Опыты по растворению ряда обломочных минералов осадочных пород.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., Наука, 1968, с. 56—60.

49. *Захаров Ю. Д., Найдин Д. П., Тейс Р. В.* Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 101—113.

50. *Захарова М. А.* Глинистые породы палеогенового разреза Сахалина.— Тр. Сахалин. комплексного НИИ Дальневост. науч. центра АН СССР, 1974, вып. 31, с. 79—87.

51. *Зубкович М. Е.* Методы палеонтолого-стратиграфических исследований. М., Высшая школа, 1968. 232 с.

52. *Изменение* распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков)/А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский, К. Б. Сеславинский.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 5—12.

53. *Использование* данных о распределении редких элементов в костных остатках мезозойских и кайнозойских черепах в палеогеографии и палеоседиментологии/Н. Н. Верзилин, В. А. Галибин, О. А. Мироненко и др.— Геохимия, 1976, № 11, с. 1714—1723.

54. *История* геологии. М., Наука, 1973. 338 с.

55. *Казанский Ю. П.* Об изменении газового и солевого состава океанских вод.— Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 56—66.

56. *Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А.* О составе древних атмосфер по данным изучения газовых включений кварцевых пород.— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973, с. 5—12.

57. *Кайе А.* Морфоскопическое изучение некоторых песков и рыхлых песчаников на территории Советского Союза.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 1. М., 1969, с. 20—28.

58. *Каледа Г. А.* К методике изучения изменений фаций и физических свойств горных пород на локальных структурах.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., 1968, с. 116—122.

59. *Каледа Г. А.* Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах.— В кн.: Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. М., 1970, с. 5—69. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 91).

60. *Келлер Б. М.* Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М., Изд-во АН СССР, 1949. 166 с. (Тр. ИГН АН СССР. Вып. 104).

61. *Келлер Б. М., Меннер В. В.* Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни.— Бюлл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., 1945, т. 20, № 1—2, с. 83—103.

62. *Келлер В. Д.* Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1963, с. 85—195.

63. *Князев В. С.* Опыт изучения характера обломочного кварца.— В кн.: Материалы по петрографии и микропалеонтологии продуктивной толщи Азербайджана. М., 1958, с. 5—70.

64. *Колесников Ч. М.* Палеобиохимические и микроструктурные исследования в палеолимнологии (Теоретические и методологические аспекты). Л., Наука, 1974. 171 с.

65. *Кондратьев К. Я.* Сравнительная метеорология планет. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 48 с.

66. *Конев П. Н., Чалов Б. Я., Шурубор Ю. В.* Определение положения области сноса по результатам изучения обломочного кварца.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 1, с. 127—133.

67. *Краткий* очерк геологической структуры и геологической истории СССР/А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер и др. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 299 с.+Атлас. Палеогеографические схемы.

68. *Крашенинников Г. Ф.* Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971. 367 с.

69. *Крылов А. Я., Силин Ю. И.* Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 390—400.

70. *Кутырев Э. И.* Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л., Недра, 1968. 128 с.

71. *Лавров В. В.* Геохимия ископаемых костей животных прошлых эпох.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1956, вып. 23, с. 74—83.

72. *Либрович В. Л.* К методике составления литолого-фациальных карт запада Средней Азии.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Т. 46. Л., 1961, с. 295—301. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Вып. 2).

73. *Линдберг Г. У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955. 334 с.

74. *Лисицын А. П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1, с. 3—24.

75. *Личков Б. Л.* Движение материалов и климаты прошлого Земли. Л., Изд-во АН СССР, 1935. 127 с.

76. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974. 400 с.

77. *Лось М. М.* Дифрактометрические исследования глинистых пород различных фаций в Донецком бассейне.— В кн.: Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов н/Д., 1972, с. 116—118.

78. *Мазур В. М.* Использование данных дифрактометрического анализа глинистых минералов в целях уточнения некоторых вопросов палеогеографии.— В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М., 1972, с. 88—92.

79. *Марков К. К.* Палеогеография (историческое землеведение). Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1958. 268 с.

80. *Марковский Н. И.* Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М., Недра, 1973. 302 с.

81. *Мартинсон Г. Г.* Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.

82. *Мартинсон Г. Г.* Палеоэкология мезозойских моллюсков континентальных водоемов Азии.— В кн.: Палеонтология. М., 1972, с. 31—36.

83. *Маслов В. П.* Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М., Наука, 1973. 267 с.

84. *Материалы* по палеогеографии и литологии. Л., 1962. 180 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Т. 72).

85. *Материалы* по палеогеографии и литологии. Л., Недра, 1967. 267 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Т. 110).

86. *Международный* геохимический конгресс. Т. 4, кн. 1. Осадочные процессы. М., 1973. 531 с.

87. *Методы* изучения осадочных пород. Т. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. 611 с.; т. 2. 564 с.

88. *Методы* палеогеографических исследований. М., Недра, 1964. 264 с.

89. *Методы* составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 176 с.

90. *Мехтиева В. Л.* Об использовании изотопного состава серы раковин ископаемых моллюсков для определения палеогидрохимических условий древних водоемов.— Геохимия, 1974, № 11, с. 1682—1687.

91. *Мильнер Г. Б.* Петрография осадочных пород. Т. 2. М., Недра, 1968. 568 с.

92. *Мирошников Л. Д.* К вопросу о подводных оползаниях в связи с наблюдениями на северо-западе Сибирской платформы.— «Вестн. Ленингр. ун-та, 1960, № 12, с. 66—72.

93. *Михайлова Н. А.* Характеристика кварца терригенной толщи девона и возможных источников его сноса. М., Наука, 1964. 71 с.

94. *Михайлова Н. А.* Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. М., Наука, 1973. 54 с.

95. *Назаркин Л. А.* Роль палеоклимата в прогнозах нефтегазоносности крупных регионов. Саратов, Коммунист, 1955. 146 с.

96. *Найдин Д. П.* Изотопные палеотемпературы и некоторые проблемы геологии.— Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., 1972, вып. 5, с. 112—124.

97. *Найдин Д. П., Тейс Р. В.* Роль полиморфных разностей органогенных карбонатов при определении температур и палеотемператур.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 4. М., 1973, с. 146—154.

98. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955. 534 с.

99. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.

100. *Неручев С. Г.* Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 9—22.

101. *Новая* глобальная тектоника. М., Мир, 1974. 471 с.

102. *Основа Н. С.* Использование соотношения размеров легких и тяжелых минералов в песчано-алевритовых породах для палеогеографических построений.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 183—185.

103. *Основа Н. С., Рожков Г. Ф.* Опыт установления источников сноса и путей миграции обломочного материала по данным косой слойчатости и типам кварца на примере аптских отложений Таджикской депрессии.— В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных областей. Л., 1971, с. 220—229. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 292).

104. *О природе* концентрической слоистости в рострах белемнитов/ Л. Е. Козлова, Е. Л. Киприкова, Д. П. Найдин, В. Н. Сакс.— Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 38—49.

105. *Очерки* по физической седиментологии/А. И. Животовская, А. И. Айнемер, И. А. Одесский, Э. Я. Яхнин. Л., Недра, 1964. 252 с.

106. *Палеогеографические* и литолого-фациальные исследования в СССР. Тезисы докладов первого семинара секции методов фациального анализа и палеогеографии комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР. Л., 1969. 62 с.

107. *Палеогеографические* основы рационального использования естественных ресурсов. Тезисы докладов Всесоюзной конференции (Днепропетровск, 1977 г.). Киев, Наукова думка, 1977. Ч. 1. 162 с.; ч. 2. 158 с.

108. *Палеогеография СССР.* Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. М., Недра, 1974. 275 с.

109. *Палеогеография СССР.* Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный, пермский периоды. М., Недра, 1975. 180 с.

110. *Палеогеография СССР.* Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. М., Недра, 1975. 200 с.

111. *Палеогеография СССР.* Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. М., Недра, 1975. 203 с.

112. *Петриченко О. И., Сливко Е. П., Шайдецкая В. С.* О составе рапы древних солеродных бассейнов на территории Украины.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, 1974, с. 73—77.

113. *Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., Недра, 1967. 343 с.

114. *Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963. 714 с.

115. *Применение* палеогеографических методов исследования при поисках литологических залежей нефти и газа. Л., 1969. 44 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 278).

116. *Природные* газы осадочной толщи. Л., Недра, 1976. 344 с.

117. *Проблемы* палеоклиматологии. М., Мир, 1968. 448 с.

118. *Региональная* палеогеография. М., Госгеолтехиздат, 1960. 191 с. (МГК, XXI сес. Докл. сов. геологов, пробл. 12).

119. *Региональная* палеогеография. Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов» 21—23 сентября 1977 г. Киев, 1977. 246 с.

120. *Реконструкция* тектонического рельефа дна бассейна седиментации по данным динамической палеогеографии/В. А. Гроссгейм, Г. Б. Аристова, Т. Д. Базанова и др.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М., 1970, с. 208—214.

121. *Рождественский А. К.* Новые данные о местонахождениях динозавров на территории Казахстана и Средней Азии.— Науч. тр. Ташк. ун-та, 1964, вып. 234, с. 227—241.

122. *Рождественский А. К.* Кансайское местонахождение меловых позвоночных в Фергане.— В кн.: Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. Т. 20. Л., 1977, с. 235—247.

123. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.* Эволюция химического и минерального состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 201—252.

124. *Руженцев С. В., Белов А. А.* К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 18—33.

125. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

126. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Недра, 1969. 703 с.

127. *Рябчиков А. М.* Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. М., Мысль, 1974. 158 с.

128. *Саркисян С. Г., Климова Л. Т.* Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955. 167 с.

129. *Саркисян С. Г., Погорелов Б. С., Туаев А. С.* Источники сноса терригенного материала мезозойских отложений Западной Сибири по геохронологическим данным.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1149—1152.

130. *Сергин В. Я., Сергин С. Я.* Связи геофизических систем, формирующих климат в различных временных масштабах.— В кн.: Физическая и динамическая климатология. Л., 1974, с. 350—358.

131. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 3—16.

132. *Сидоренко А. В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.

133. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., Наука, 1975. 139 с.

134. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др.* Основные черты геохимии гипергенеза в раннем докембрии.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады. Т. 4, кн. 1. М., 1973, с. 9—27.

135. *Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.

136. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967. 232 с.

137. *Соколов Б. С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.

138. *Соловьев Ю. Я.* Возникновение и развитие палеогеографии в России. М., Наука, 1966. 234 с.

139. *Соловьев Ю. Я., Хаин В. Е.* Палеогеография.— В кн.: Развитие наук о Земле в СССР. М., 1967, с. 148—157.

140. *Спутник* полевого геолога-нефтяника/Под общей ред. проф. Н. Б. Вассоевича. Т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1954. 544 с.

141. *Сравнительная* оценка палеотемператур эоценовых морей Армении и Венгрии, определенных кальций-магниевым методом по раковинам крупных фораминифер/Н. Н. Бархатова, Т. С. Берлин, Г. И. Немков, А. В. Хабаков.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 4, с. 26—31.

142. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., Недра, 1968. 208 с.

143. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 и 574 с.

144. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

145. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

146. *Страхов Н. М.* Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4, с. 18—49.

147. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. М., Наука, 1971. 622 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 228).

148. *Страхов Н. М.* Две схемы современного глобального литогенеза и их методология.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 5—20.

149. *Тейс Р. В., Найдин Д. П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973. 255 с.

150. *Теодорович Г. И.* Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958. 225 с.

151. *Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях Северо-Восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 1, с. 105—108.

152. *Условия* древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974. 327 с.

153. *Условия* оолитообразования на мелководье тропического моря (о. Куба, зал. Батабано)/Ю. А. Павлидис, А. С. Ионин, Е. И. Игнатов и др.— Океанология, 1972, № 5, с. 842—854.

154. *Условные* обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 46 с.

155. *Фациальные* типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности)/М. Ф. Викулова, Ю. К. Бурков, А. В. Македонов и др. Л., Недра, 1973. 288 с.

156. *Фации* и геохимия карбонатных отложений. Тезисы докладов. Ленинград — Таллин, 1973. 133 с.

157. *Феофилова А. П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 5, с. 67—74.

158. *Феофилова А. П., Рекшинская Л. Г.* Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого бассейна.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 2, с. 67—85.

159. *Фэйрбридж Р. В.* Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. М., 1970, с. 356—386.

160. *Хабаков А. В.* Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. М., Госгеолразведиздат, 1933. 12 с.

161. *Хабаков А. В.* Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности.— В кн.: Труды Второго всесоюзного географического съезда. Т. 2. М., 1948, с. 115—131.

162. *Химия* нижней атмосферы. М., Мир, 1976. 408 с.

163. *Хворова И. В.* Кремниевые брекчии в палеозое Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8, с. 68—74.

164. *Хлебович В. В.* Критическая соленость биологических процессов. Л., Наука, 1974. 236 с.

165. *Чемеков Ю. Ф., Галицкий В. И.* Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л., Недра, 1974. 207 с.

166. *Чудинов П. К.* Тафономия и современная палеонтологическая практика.— В кн.: Отечественная палеонтология за сто лет (1870—1970 гг.). Л., 1977, с. 55—65.

167. *Чухров Ф. В.* Некоторые итоги исследований по генезису и использованию глинистых минералов.— В кн.: Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография. М., 1968, с. 100—124.

168. *Чухров Ф. В.* Новое в минералогии слоистых силикатов.— Сов. геология, 1972, № 11, с. 50—62.

169. *Шенцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 239 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 161).

170. *Шванов В. Н.* Песчаные породы и методы их изучения. Л., Недра, 1969. 248 с.

171. *Шварцбах М.* Климаты прошлого. М., Иностр. лит., 1955. 283 с.

172. *Швецов М. С.* Петрология осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

173. *Шишкин М. А., Очев В. Г.* Фауна наземных позвоночных как основа стратиграфии континентальных триасовых отложений СССР.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., 1967, с. 74—82.

174. *Шминке Н. Д.* К методике систематизации и обработки результатов гранулометрического анализа многокомпонентных смешанных пород.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 9, ч. 1. Саратов, 1974, с. 21—34.

175. *Экспериментальное* изучение состава поглощенного комплекса бокситов (в связи с оценкой гидрохимического типа водоемов бокситонакопления)/В. А. Теняков, М. Г. Эдлин, П. К. Винокуров и др.— Геохимия, 1974, № 6, с. 895—903.

176. *Эпштейн О. Г.* Климаты мезозоя — кайнозоя Северной Азии и ледово-морские отложения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 49—61.

177. *Яблоков В. С.* Перерывы в морском осадконакоплении и палеороки (в рифее — палеозое Русской платформы). М., Наука, 1973. 216 с.

178. *Яночкина З. А.* Статистические методы изучения пестроцветов. М., Недра, 1966. 143 с.

179. *Яншин А. Л.* Предисловие.— В кн.: Анатольевой А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, 1972, с. 5—12.

180. *Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 9—44.

181. *Amerigian C.* Sea-floor dynamic processes as the possible couse of correlations between paleoclimatic and paleomagnetic indices in deep-sea sedimentary cores.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 21, № 3, p. 321—326.

182. *Bada J. L., Protsch R., Schroeder R. A.* The racemization reaction of isoleucine used as a palaeotemperature indicator.— Nature, 1973, vol. 241, № 5389, p. 394—395.

183. *Barth T. F. W.* The geochemical evolution of continental rocks. A model.— In: Origin and distribution of elements. Pergamon Press, 1968, p. 587—597.

184. *Berkner L. V., Marshall L. C.* On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere.— J. Atmosph. Sci., 1965, vol. 22, № 3, p. 225—261.

185. *Berkner L. V., Marshall L. C.* Limitation on oxygen concentration in a primitive planetary atmosphere.— J. Atmosph. Sci., 1966, vol. 23, № 2, p. 133—143.

186. *Bosellini A., Rossi D.* Triassic carbonate buidups of the Dolomites, northern Italy.— Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 1974, № 18, p. 209—233.

187. *Brady J., Ward W. C.* Carbonate facies of the northeastern Yucatan Shelf, Mexico.— Mountain Geol., 1974, vol. 11, № 1, p. 41—42.

188. *Buller A. T., McManus J.* Modes of turbidite deposition deduced from grain-size analyses.— Geol. Mag., 1972, vol. 109, № 6, p. 491—500.

189. *Burns D. A.* Changes in the carbonate component of Recent sediments with depth: a guide to paleoenvironmental interpretation.— Marine Geol., 1974, vol. 16, № 1, M13—M19.

190. *Cailleux A.* Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets. Rio de Janeiro — Brasil, 1961. 151 p.

191. *Cailleux A.* Contribution de la morphoscopie des sables à la géomorphologie de l'URSS et du Nord — Quest de la Chine. S.-Dr. auf Heft 60 der Hans — Poser — Festschrift. Göttingen, Verlag Erich Goltze, 1972, p. 39—63.

192. *Chapuis R. A.* Sediment response to climatic change as recorded in deep sea piston cores from the Southern Ocean.— Sedimentol. Res. Lab. Dep. Geol. Fla State Univ. Contrib., 1974, № 38. 108 p.

193. *Ciesielski P. F., Weaver F. M.* Southern ocean Pliocene paleotemperatures based on silicoflagellates from deep sea cores.— Antarct. J.U.S., 1973, vol. 8, № 5, p. 295—297.

194. *Dott R. H.,* Jr. Paleocurrent analysis of trough cross stratification.— J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 3, p. 779—783.

195. *Einsele G., Werner F.* Sedimentary processes at the entrance gulf of Aden/Red Sea.— Meteor, Forschungsergeb., 1972, vol. C, № 10, p. 39—62.

196. *Enos P.* Reef, platforms and dasins of Middle Cretaceous in northeast Mexico.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, № 5, p. 800—809.

197. *Fairbridge R. W.* Submarine slumping and location of oil bodies.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, vol. 30, № 1, p. 84—92.

198. *Glennie K. W.* Desert sedimentary environments. Amsterdam, c. a. Elsevier, 1970. 222 p.

199. *Haq B. Ul.* Transgressions, climatic change and the diversity of calcareous nannoplankton.— Marine Geol., 1973, vol. 15, № 2, M25—M30.

200. *Heezen B. C., Ewing M.* Orleansville earthquake and turbidity currents.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1955, vol. 39, № 12, p. 2505—2514.

201. *Hendry H. E.* Sedimentation of deep water conglomerates in Lower Ordovician rocks of Quebec — composite bedding produced by progressive liquefaction of sediment? — J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 1, p. 125—136.

202. *High L. R., Jr., Picard M. D.* Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks.— J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 1, p. 158—168.

203. *Ingersoil R. V.* Surface textures of first cycle quartz sand grains.— J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 1, p. 151—157.

204. *Komar P. D.* Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments.— J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 1, p. 169—180.

205. *Krinsley D. H., Doornkamp J. C.* Atlas of quartz sand surfase textures. Cambridg, Univ. Press, 1973. 91 p.

206. *Kunz I.* Rekonstruktion paläogeographisch-fazieller Sedimentationsbedingungen im Jura mit Hilfe der Kohlenstoffisotopen-Variation.— Z. angew. Geol., 1975, Bd. 21, № 8, S. 365—368.

207. *Le Ribault L.* Exoscopie: caractéres distinctifs des quartz à évolution marine.— C.r. Acad. sci., 1972, D 275, № 6, p. 735—738.

208. *Libby L. M.* Multiple thermometry in paleoclimate and historic climate.— J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, № 23, p. 4310—4317.

209. *Lowright R. N.* Environmental determination using hydraulic eqivalence studies.— J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 4, p. 1143—1147.

210. *Marschalko R.* Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flysových litofáciách.— Geologické práce, 1965, Zprávy 34, Bratislava, s. 75—102.

211. *McKee E. D.* Structures of dunes at white sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas).— Sedimentology, 1966, vol. 7, № 1, Spec. issue. 69 p.

212. *McManus J.* Graded beach gravels as palaeowind indicators.— J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 3, p. 844—847.

213. *Moss A. J.* Bed-load sediments.— Sedimentology, 1972, vol. 18, № 3—4, p. 159—219.

214. *Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks. New-York, 1957. 718 p.

215. *Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.* Sand and sandstone. Berlin. Heidelberg — New-York, Springer-Verlag, 1972. 618 p.
(Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 535 с.)

216. *Picard M. D., High L. R.* Sedimentary structures of ephemeral streams. Develop. Sedimentol. Vol. 17. Amsterdam e. a., 1973. Elsevier Sci. Publ. Co. 223 p.

217. *Potter P. E., Pettijohn F. J.* Paleocurrents and basin analysis. Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer-Verlag, 1963. 296 p.

218. *Ramsey J. G.* The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures.— J. Geology, 1961, vol. 69, p. 84—100.

219. *Reineck H. E., Singh I. B.* Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics. Berlin e. a., Springer, 1973. 439 p.

220. *Sahu B. K.* Determination of average grain sphericity in granular porous media.— J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 2, p. 578—582.

221. *Setlow L. W., Karpovich R. P.* „Glacial" micro-textures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment.— J. Sediment. Petrol. 1972, vol. 42, № 4, p. 864—875.

222. *Shelton J. W.* Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier-bar and turbidity-current sand deposits.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 51, № 12, p. 2441—2461.

223. *Shelton J. W., Burman H. R.* Grain orientation in shallow marine-shoreface sandstones.— Shale Shaker, 1974, vol. 25, № 1, p. 4—7.

224. *Srivastava P., Stearn C. W., Mountjoy E. W.* A devonian megabreccia at the margin of the Ancient Wall carbonate complex, Alberta.— Bull. Can. Petrol. Geol., 1972, vol. 20, № 3, p. 412—438.

225. *Stapor F. W.* Heavy mineral concentrating processes and density (shape) size equilibria in the marine and coastal dune sands of the Apalachicola, Florida Region.— J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 2, p. 396—407.

226. *Stratten T.* Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in Southern Africa.— Trans. Geol. Soc. South. Africa, 1974, vol. 77, № 1, p. 59—64.

227. *Swan B.* Measures of particle roundness: a note.— J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 2, p. 572—577.

228. *Tardy Z., Bocquier G., Paquet H., Millot G.* Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography.— Geoderma, 1973, vol. 10, № 4, p. 271—284.

229. *Wilson I. G.* Aeolian bedforms — their development and origins.— Sedimentology, 1972, vol. 19, № 3—4, p. 173—210.

230. *Wunderlich F.* Sekundäre Schichtdeformationen unter Eisauflast.— Senchkenberg, marit., 1973, Bd. 5, S. 151—158.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ВВЕДЕНИЕ

Этапы развития и современное состояние палеогеографии 5
Методологические основы палеогеографических реконструкций . . . 7
Специфика палеогеографических реконструкций, обусловленная неполнотой геологической летописи 16
Связь палеогеографии с другими науками 20
Значение палеогеографии 22

ГЛАВА 1. **Определение местонахождения области сноса**

Понятия «суша» и «область сноса» в палеогеографии 24
Анализ общего изменения характера осадочных толщ 27
Анализ особенностей и изменения вещественного состава отложений 31
Изучение текстурных особенностей пород 42
Изучение структурных и морфологических особенностей обломочного материала алеврито-песчаных пород 48

ГЛАВА 2. **Выявление особенностей древней суши**

Условия захоронения древнего рельефа суши и его типы 53
Выявление погребенных форм древнего рельефа 55
Соотношение дифференциальных тектонических движений и древнего рельефа 60
Выявление особенностей реконструируемого рельефа 64
Реконструкция расположения древних рек 65
Реконструкция преобладающих направлений древних ветров . . . 67
Реконструкция направления движения древних ледников 72

ГЛАВА 3. **Выявление особенностей древних бассейнов**

Определение рельефа дна 74
Определение глубин 77
Установление положения береговой линии 83
Определение физико-химических свойств водной среды 85
Определение подвижности вод 92
Определение направлений движения осадков и течений 93
Определение особенностей дна 101
Выявление условий осадконакопления по особенностям захоронения фауны и флоры 113

ГЛАВА 4. **Методы выявления древнего климата**

Основные астрономические и геологические факторы, определяющие климат 122
Климатические типы литогенеза — основа реконструкций климатической зональности. Породы — индикаторы климата 127

Особенности выветривания как показатель климата 130
Органические остатки как показатель климата 135
Изотопный метод определения палеотемператур 138
Химический метод определения палеотемператур 142
Некоторые частные приемы выявления особенностей древнего климата 143
Важность учета возможности существования микроклиматов . . . 145

ГЛАВА 5. **Значение тектонических движений и использование их особенностей**

Тектонические движения как палеогеографический фактор 150
Коренные различия ландшафтов в областях с различным тектоническим режимом 151
Образование осадков и тектонические движения 153
Использование закономерностей распределения поднятий и опусканий 154
Палеогеографическое значение вулканических явлений и выяснение условий отложения вулканогенно-осадочных толщ 155
Палеогеографическое значение древних землетрясений и методы их выявления 158

ГЛАВА 6. **Приемы составления и использования палеогеографических карт**

Типы и разновидности палеогеографических карт 166
Принципы и приемы составления литолого-палеогеографических карт 167
Рекомендуемая классификация осадочных пород 183
Временные интервалы для палеогеографических карт и этапы их составления 190
Вопросы реконструкции горизонтальных смещений при составлении палеогеографических карт 192
Вспомогательные схемы к палеогеографическим картам 196
Значение палеогеографических карт 197

ГЛАВА 7. **Некоторые проблемы изменения физико-географических условий осадконакопления в связи с эволюцией биосферы**

Единство развития палеогеографических обстановок 200
Развитие физико-географических условий на Земле до появления жизни 204
Докембрийская эволюция биосферы 206
Эволюция живого вещества и климат 214
Основные изменения физико-географических условий в фанерозое 217
Взаимосвязь природных процессов 227

ПРИЛОЖЕНИЕ. **Условные обозначения к палеогеографическим картам** 230

Список литературы 236

ИБ № 2914

Никита Николаевич ВЕРЗИЛИН

МЕТОДЫ палеогеографических исследований

Редактор издательства Л. В. Попова. Переплет художника А. И. Бородина. Техн. редактор А. Б. Ящуржинская. Корректоры М. И. Витис, Н. П. Никитина.

Сдано в набор 14.12.78. Подписано в печать 10.04.79. М-25613. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 17,02. Тираж 3200 экз. Заказ № 2743/476. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 4 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград, Д-126, Социалистическая, 14.