

Тема V. ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ

(Мурдмаа И. О. Океанские фации // Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана / Под ред. А. С. Моница, А. П. Лисицына. М.: Наука, 1979. С. 269--306)

Фациальный подход к изучению современного океанского седиментогенеза берет свое начало с периода проведения работ на судне «Челленджер» в конце XIX в., когда первые сведения о глубоководных осадках были систематизированы по фациальной обстановке их накопления (батиальные, абиссальные осадки), а латеральная смена одних типов осадков другими рассматривалась как результат изменения определенных параметров этой обстановки, т. е. фациальных условий (глубины, рельефа дна, температуры вод). В той или иной мере приблизились к методам фациального анализа почти все последующие работы по современным осадкам. Так, в исследованиях, проведенных отечественными, а также большинством зарубежных ученых, вскрывались причинные связи осадков и отдельных их признаков с фациальной обстановкой осадкообразования, изучались закономерности фациальных изменений в конкретной связи с изменениями характеристик среды, топографии дна, условий поставки осадочного материала. Литологические карты современных осадков по сути дела являются и картами фаций, а при их составлении используются определенные фациальные закономерности, например закон критической глубины карбонатонакопления — универсального фациального перехода в пелагическом осадкообразовании.

Но все же фациальный анализ океанского осадкообразования как самостоятельное научное направление со своей методикой, задачами исследования и теоретическими основами пока еще не получил широкого развития. Такое положение заметно тормозит решение сравнительно-литологических проблем, особенно тех, которые возникают при палеогеографической интерпретации данных глубоководного бурения. Представляется, что фациальный анализ может стать перспективным методическим приемом и в системе научных дисциплин океанологии как один из методов синтеза разнообразных океанологических характеристик, нашедших отражение в признаках осадков.

Лекция 10. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Методические вопросы. Фациальный анализ предполагает прежде всего изучение фациальных изменений одновозрастных отложений. Исследование фациальной изменчивости — основное содержание этого метода, отличающее его от других мето-

дов познания осадков и процессов их формирования. Фация как объект исследования может быть выделена только в сравнении с соседними, отличными от него объектами (фациями). Именно так понимает идею фациального анализа Е. В. Шанцер (1966). В своем учебнике Г. Ф. Крашенинников (1971) также неоднократно подчеркивает эту же мысль, определяя фацию как «комплекс отложений, отличающихся ... от соседних отложений того же стратиграфического отрезка», или «учение о фациях — это учение о генетических изменениях осадков ... о причинах и закономерностях таких изменений». Петрографический (литологический) подход в отличие от фациального предполагает выделение определенных, дискретных типов осадков, свойства которых на площади их распространения либо усредняются, либо принимаются как неизменные. Фациальный анализ направлен на вскрытие закономерностей и причин (генетической сущности) изменений как внутри ареала данного литологического типа, так и на переходах от одного типа к другому.

Выделение фаций в океане как объектов фациального анализа лишено произвольности лишь при условии, что в ряду фациальных изменений существуют относительно однородные участки, разделенные зонами более быстрых изменений — фациальными переходами. Опыт изучения фациальной изменчивости в современном океане убеждает в реальности именно таких взаимоотношений. На любом масштабном уровне удастся обособить относительно-однородные поля осадков (или их характерных свойств), объединенные сходством процессов их формирования, и в той или иной мере резкие фациальные переходы, связанные с возрастанием градиентов тех или иных параметров. Более того, удастся выявить внутренне связанное изменение целого комплекса параметров на одних и тех же границах, что наводит на мысль о возможности рассмотрения фаций как элементарных природных систем в общей системе океанского седиментогенеза.

Системный подход к фациальному анализу предполагает прежде всего то, что фация не есть произвольно или условно выделенный участок дна, а является действующей (действовавшей в прошлом) природной системой со своими «входами» и «выходами» вещества и энергии, со своей внутренней структурой. Она занимает закономерное положение в фациальной системе более крупного порядка и связана с соседними фациями определенным образом упорядоченными процессами обмена вещества и энергии. В то же время фациальная система любого масштаба характеризуется своими взаимоотношениями со средой — толщей океанских вод, их физико-химическими и динамическими параметрами, а также с субстратом. Отсюда вытекает, в частности, определенное сходство фациальных систем с биологическими, которые строятся на таких же логических принципах.

Рассматривая фации как относительно самостоятельные природные системы, удобно пользоваться понятием их внутренней фациальной организации. Понятие фациальной организации (структуры) той или иной категории высшего порядка (зоны, области) опирается на представление о закономерном, а не случайном наборе более мелких фациальных единиц, об их опреде-

ленным образом упорядоченном расположении и функционировании под действием закономерно построенных полей факторов осадкообразования. Так, например, фаціальную организацию макрофації подводного хребта в пелагической области можно охарактеризовать закономерной сменой фаций промываемых; придонными течениями фораминиферовых песков на гребне фациями неотсортированных пелагических кокколито-фораминиферовых илов, отлагающихся в относительно затишных условиях придонных вод на флангах, и фациями известковых турбидитов в запруженных бассейнах (депрессиях) этих флангов. При однородном поле продукции биогенного известкового материала в пределах макрофації фаціальная организация последней создана меняющимся в зависимости от рельефа полем гидродинамической активности придонных вод и зависящим от уклона дна полем деятельности суспензионных потоков (гравитационного процесса).

Различимы два методических подхода к изучению океанских фаций, которые условно можно именовать индуктивным и дедуктивным. Индуктивный метод заключается в изучении разнообразных фациальных признаков осадков — их вещественного состава, структур, текстур, фаунистических остатков, типоморфных минеральных новообразований и т. д. По изменениям этих признаков выявляются направления фациальных изменений и производится выделение фаций — «относительно однородных единиц в ряду фациальных изменений» (Шанцер, 1966). Генетическая интерпретация выявленных фациальных переходов приводит к вскрытию причинных связей с изменениями фациальной обстановки и к установлению более общих закономерностей седиментогенеза. Как видно, такой подход идентичен методике фациального анализа ископаемых отложений.

Другой, дедуктивный метод заключается в изучении разнообразных физико-географических, топографических, океанологических условий осадко-накопления и их изменений в пространстве, в анализе влияния этих условий на седиментогенез, в выявлении таким образом общих закономерных изменений процессов седиментогенеза. Факторы среды при анализе современных фаций поддаются непосредственному изучению и в большинстве своем — количественному измерению. Этим занимается целый комплекс океанологических наук — гидрология, гидрохимия, гидробиология, геоморфология дна, метеорология, гидрооптика. Разумеется, далеко не все параметры, измеряемые в океане, могут рассматриваться как элементы фациальной обстановки, а только те из них, которые оказывают влияние на осадкообразование. Отсюда вытекает различие между понятиями «фация» и «ландшафт»: первое включает в себя только определенную, литогенетически значимую часть характеристик подводного ландшафта.

На акватории океана параметры среды могут выражаться в виде полей величин, меняющихся по определенным законам. Так, существуют поля температуры вод, скоростей течений, концентрации взвеси, первичной продукции и т. д. Изображая их в линиях на картах, получаем представление о зонах возрастания и убывания данного параметра, а также о направлениях и градиентах изменений. По этим данным можно судить об изменениях влияния данного параметра на процесс осадкообразования, т.

е. предсказать определенные фациальные изменения. Так, уменьшение величины первичной продукции отражается на интенсивности биогенного пелагического кремненакопления, что приводит к фациальным переходам — смене кремнистых осадков на бескремнистые глины, если только какой-нибудь другой, более сильный фактор не нарушит этой закономерности.

На практике фациального анализа индуктивный и дедуктивный подходы должны сочетаться, взаимно дополняя друг друга. Но это не исключает самостоятельных исследований свойств осадков и полей параметров среды. Результаты таких специальных исследований и служат тем фактическим материалом, синтез которого дает нам картину фаций и фациальных изменений.

В зависимости от масштаба и задач исследования могут выделяться фациальные единицы самого различного размера и что выработка априорных, жестко фиксированных универсальных классификаций их на практике мало перспективна. Для удобства изложения материала все же целесообразно различать фациальные единицы разного порядка, которые можно грубо сопоставить с формальными масштабами исследования (съемки). Схема таких единиц приведена в таблице.

Схема масштабов фациальных единиц в океане

Единица	Примерная протяженность, км		Масштаб изображения на карте
	вдоль	поперек	
Мегафация	Более 10 000	1000—10000	Мельче 1 : 10 000 000
Лакрофация	100—1000	10—100	1 : 1 000 000
Лезофация	10—100	1—10	1 : 100 000
Ликрофация	0,1—1	0,01—0,1	Крупнее 1 : 10 000

Фациальные единицы любого масштаба должны выделяться по комплексу признаков, включая литологические типы осадков; структурно-текстурные их особенности, указывающие на механизм осаждения; генетические типы отложений; аутигенные минералы и цвет осадка как индикаторы физико-химических параметров среды осаждения и диагенеза; геохимические параметры; характерные включения и примеси; комплексы аллотигенных минералов; фаунистические остатки и следы жизнедеятельности донных организмов. С другой стороны, при фациальном районировании океана учитываются физико-

географические и океанологические данные: рельеф дна, глубина, питающие водосборные площади, системы циркуляции вод, биологическая продуктивность и т. д.

Основы фациального районирования океана. Фациальное районирование океана можно производить по разным критериям, по-разному соподчиняя друг другу известные закономерности взаимно перекрещивающихся и отчасти взаимодействующих систем зональностей осадочного процесса. Проще всего исходить из схем геоморфологического районирования, выделяя фации крупных морфоструктурных элементов океанских бассейнов — шельфов, континентальных склонов, абиссальных котловин и т. д. Это правильнее, чем попытки свести классификацию фаций к упрощенной и во многом неверной «батиметрической» схеме, используя в качестве основного критерия абсолютную глубину (фации мелководные, батимальные, абиссальные). Здесь уместно напомнить, что вертикальная зональность осадкообразования, которая при таком подходе призвана служить генетической основой классификации, в гораздо большей степени зависит от относительной, чем от абсолютной глубины. По сути дела с абсолютной глубиной связаны в океане лишь две важные фациальные границы — критическая глубина карбонатонакопления (по величине колеблющаяся, однако, в довольно широких пределах — от 3—3,5 до 4,7—5 км) и предельная глубина активного волнового воздействия (порядка 50—100 м).

Приуроченность определенных фаций и их комплексов к крупным формам подводного рельефа и морфоструктурам использована в данной главе для выделения макрофаций. Но в океане удастся очертить и более крупные — мегафациальные категории, охватывающие сочетания ряда морфоструктур и объединенные общностью типов седиментогенеза.

А. П. Лисицыным (1974б, 1978 и др.) обоснована и детально разработана концепция климатической (широтной, географической) зональности океанского осадочного процесса, что приводит его к выводу о существовании в океане широтно вытянутых природных зон, отличающихся друг от друга большим набором показателей фациальной обстановки, факторов осадкообразования и соответствующих признаков осадков, а в итоге — типами литогенеза. Критерий климатической зональности планеты можно на этом основании ставить в основу фациального районирования океана, выделяя широтные зоны, границами которых служат фациальные изменения, связанные с широтно-зональными факторами.

Широтная зональность в той или иной степени отражена в фациях любых глубин, форм рельефа и тектонических зон океана. Но конкретные ее проявления сильно различаются, так что в одних и тех же климатических зонах развиты весьма разнообразные литолого-фациальные типы осадков. Нередко сходство типов осадков, отдельных их признаков, а также факторов осадкообразования между соседними широтными зонами гораздо больше, чем внутри одной зоны. Поэтому представляется целесообразным рассматривать широтно-зональные фациальные изменения не как первооснову, а в рамках зон и областей, выделенных по дру-

гим критериям, а именно по крупным элементам рельефа дна и по более общим закономерностям циркумконтинентальной зональности.

Развитие идеи П. Л. Безрукова о циркумконтинентальной зональности осадкообразования (Безруков, 1962, 1964) привело к представлению о двух главных типах океанского седиментогенеза — приконтинентальном и пелагическом (Безруков, Мурдмаа, 1971), на которые накладывается вулканогенно-осадочный процесс. Преобладание одного из двух типов седиментогенеза позволяет выделить в океане приконтинентальную и пелагическую области, рассматриваемые как мегафации первого порядка, по масштабам сопоставимые с областью континентального осадкообразования, взятого в целом.

Еще на заре морской геологии было замечено коренное отличие между глубоководными осадками близких к континентам зон океанов и их открытых частей, испытывающих минимальное влияние выносимого с континентов терригенного материала. Последние получили название пелагических осадков на том основании, что слагающее их вещество продуцируется преимущественно водной толщей (пелагиалью), обитающими в ней организмами, в то время как первые сложены главным образом продуктами денудации суши.

Анализ современного осадкообразования в океанах приводит к выводу о принципиальном значении такого противопоставления для понимания всей системы океанского седиментогенеза как планетарного процесса перемещения и трансформации вещества литосферы, протекающего на 2/3 поверхности Земли, занятой водами Мирового океана. Оно служит основой выделения двух главных типов океанского седиментогенеза — приконтинентального и пелагического — и деления океана на соответствующие мегафациальные области. Отличие между этими двумя типами осадочного процесса выражается в специфических типах осадков, в характере их накопления и диагенеза, в аутигенных минералах, а также в мощностях и скоростях накопления (абсолютных массах). В историческом плане это отличие приводит к образованию разных групп осадочных формаций.

Переход от приконтинентальной области к пелагической представляет собой одну из важнейших фациальных границ в океане. Он затрагивает основные стороны осадочного процесса и может рассматриваться как смена одного типа (или подтипа) океанского литогенеза другим. Разумеется, такой переход не выражен в природе какой-либо резкой границей, а представляет собой развернутую зону, в которой наблюдаются не только строго однонаправленные фациальные изменения, но возможны сложные, в том числе обратные тенденции. Тем не менее многие важные показатели фациальной обстановки и признаки осадков выявляют в своем закономерном изменении от континентов к центру океана отчетливый перегиб (возрастание градиентов) в одной и той же сравнительно узкой переходной зоне, которую поэтому естественно считать границей между приконтинентальной и пелагической областями.

Наиболее четко и наглядно проявляется скачкообразное изменение характера раннедиагенетических окисредукционных процессов, выражающееся в изменении цвета осадков. В приконтинентальной области (за некоторыми исключениями, касающимися мелководных фаций) в подповерхностных слоях под действием микробиологического разложения реакционноспособного органического вещества создается восстановительная среда, в которой гидроокислы железа и марганца переходят в восстановленные формы, окрашивая осадок в серые, зеленоватые или голубоватые тона. Сероцветные осадки покрыты коричневым окисленным поверхностным слоем, находящимся под влиянием окислительной среды придонных вод океана. Мощность окисленного слоя колеблется от миллиметров до десятков сантиметров, иногда достигая 1—2 м, в целом возрастая по мере удаления от континентов с уменьшением скоростей осадконакопления, в первую очередь — скоростей накопления глинистого вещества.

В пелагической области редуцирующая зона отсутствует и осадки окрашены в разные оттенки коричневого, красного, желтого цветов на всю мощность. Исчезновение сероцветных осадков в большинстве районов довольно резкое, иногда фиксируется с точностью до нескольких километров. По предельной границе распространения редуцирующей зоны производится разделение двух важнейших литолого-фациальных типов глубоководных глинистых осадков — гемипелагических (серых) и пелагических (красных) глин, а также смешанных биогенно-терригенных (мергельных, кремнисто-глинистых) и туффитовых осадков, среди которых также удается выделить гемипелагические и пелагические разности.

Главным продуктом приконтинентального седиментогенеза являются терригенные осадки от грубозернистых до глинистых, представленные различными генетическими типами накоплений: волновыми (прибрежными), отложениями придонных течений (в том числе контуритами) и гравитационного транспорта, турбидитами, гемипелагитами, ледово-морскими и айс-берговыми отложениями. Кроме того, в приконтинентальной области развиты различные биогенно-терригенные (мергельные, кремнисто-глинистые, известково-обломочные) смешанные осадки, а в вулканических районах также вулканокластические и туффитовые осадки. Гораздо реже (только в условиях ослабленного терригенного питания) встречаются чистые пелагические биогенные илы. Такие биогенные осадки, главным образом известковые кокколито-фораминиферовые, можно представить как проявления пелагического седиментогенеза внутри приконтинентальной области. Они наблюдаются только в тех районах, где приконтинентальный седиментогенез ослаблен из-за малого поступления с континентов терригенного материала, что имеет место у побережий с аридным климатом и незначительными площадями водосбора (например, у берегов Австралии или Восточной Африки). Особняком стоят рифовые комплексы, в целом близкие к своим аналогам в пелагической области. Своеобразные фациальные комплексы связаны с зонами апвеллингов. Пелагический седиментогенез создает планктоногенные биогенные осадки (известковые, кремнистые) и глубоководные пелагические глины. Нахождение последних в приконтинентальной области полно-

стью исключено. При пелагическом седиментогенезе не образуются сероцветные терригенные осадки (по самому определению понятия).

Основу всего океанского седиментогенеза составляют два процесса седиментации: механический терригенный и биогенный. Они резко доминируют в общем балансе осадочного вещества над вулканогенной и хемогенной седиментацией (Лисицын, 1974б; Страхов, 1976в). Осаждение твердых терригенных частиц и экстракция определенных растворенных веществ организмами (с образованием таким путем биогенного осадочного вещества) происходит как в приконтинентальном, так и в пелагическом типах седиментогенеза, но соотношение их резко различно, что и является важнейшим критерием для выделения этих типов.

Пелагический седиментогенез отличается от приконтинентального отсутствием интенсивного накопления терригенного материала, ничтожно малыми скоростями и абсолютными массами. Поэтому, если для приконтинентального типа характерно разбавление биогенного материала терригенным, то для пелагического такое разбавление не свойственно. При пелагическом седиментогенезе скорости накопления (абсолютные массы) абиогенных осадков — пелагических глин — почти всегда ниже, чем скорости накопления биогенных осадков соседних фаций. Приконтинентальный седиментогенез характеризуется обратными соотношениями — превышением по скоростям терригенного осадконакопления над пелагическим биогенным.

Скорости накопления терригенных осадков (гемипелагических глин, обломочно-глинистых илов) в приконтинентальной области обычно на 1-2 порядка превышают скорости накопления пелагических глин. Различие между максимальными и минимальными величинами намного больше. Скорости биогенного планктоногенного осадконакопления (абсолютные массы биогенного материала) имеют также тенденцию к возрастанию в приконтинентальной области, что обусловлено, с одной стороны, возрастанием биологической продуктивности вод на периферии океана (особенно в зонах апвеллинга), а с другой стороны — быстрым захоронением биогенных компонентов среди терригенного материала, что предохраняет их от растворения. Последнее обстоятельство особенно сильно сказывается на накоплении абсолютных масс органического вещества, величины которых в приконтинентальной области по крайней мере на 1-2 порядка выше, чем в пелагической (Романкевич, 1977). Более быстрое захоронение содействует также циркумокеаническому повышению абсолютных масс CaCO_3 (выше критической глубины) и биогенного кремнезема.

В итоге приконтинентальная область отличается от пелагической более высокими значениями скоростей накопления (абсолютными массами) терригенного и биогенного материала, а значит — осадков в целом, включая почти все геохимические и минеральные их компоненты. Иначе обстоит дело с процентными содержаниями компонентов, многие из которых имеют тенденцию к возрастанию в пелагической области. Так, известны пелагические максимумы концентрации железа, марганца, а также

никеля, меди и ряда других микроэлементов. Можно говорить также о пелагических максимумах концентрации CaCO_3 и биогенного кремнезема, хотя они сосредоточены только в определенных зонах. В приконтинентальной области концентрации этих компонентов редко достигают высоких значений из-за разбавляющего влияния терригенного материала.

Концентрация органического вещества в осадках приконтинентальной области по сравнению с пелагической, наоборот, заметно повышенная: если в пелагической области содержание $C_{\text{орг}}$, как правило, менее 0,25 %, то в тонкозернистых осадках приконтинентальной области она достигает 1—2 %. В пелагических осадках органическое вещество уже в поверхностном слое представлено преимущественно нерастворимыми устойчивыми соединениями, тогда как в приконтинентальной области лабильные дееспособные компоненты составляют значительную долю на глубине до нескольких метров от поверхности. Такое различие объясняется не только более высокой продукцией органического вещества, но и благоприятными условиями его захоронения при высоких скоростях накопления осадков (Романкевич, 1977). Обогащенность органическим веществом и в первую очередь дееспособными его компонентами создает предпосылки для развития редукционных процессов.

Если в приконтинентальном седиментогенезе основу суммарных абсолютных масс осадочного вещества составляют твердые фазы терригенного материала, поступающего непосредственно с континентов, то пелагический седиментогенез питается главным образом веществом, заключенным в динамическом резервуаре толщи океанских вод, как растворенным (истинные и коллоидные растворы), так и взвешенным. Целиком за счет избирательной концентрации и преобразования растворенных веществ, «обезличенных» многократным перемешиванием океанских вод, функционирует механизм биогенной седиментации, и именно он создает наиболее значительные абсолютные массы пелагических осадков.

Ничтожная по интенсивности абиогенная седиментация — пелагическое глинонакопление — также связано не прямо с поступлением и путями разноса терригенной взвеси, а с выпадением твердых частиц из общих, в сильной степени усредненных запасов взвешенных веществ водной толщи океана. Вероятно, из запасов растворенных веществ океанской воды черпается основная масса рудных компонентов пелагических железомарганцевых конкреций и корок (Железо-марганцевые конкреции..., 1976), а также «водородные» компоненты осадков (гидроокислы железа и марганца, сорбированные на них малые элементы). Геохимические исследования элементов-гидролизатов, в особенности алюминия и титана, позволяют предположить, что круг водородных компонентов в пелагических осадках даже более широк. Так, в составе пелагических глин, вероятно, существенную роль играют коллоидальные (рентгеноаморфные) алюмосиликаты, выпавшие из придонных вод в результате не выясненных пока коллоидно-химических процессов.

В итоге для пелагического седиментогенеза характерно доминирование химико-биологических процессов, контролируемых системой круговорота веществ в пелагиали, для приконтинентального — процессы механической седиментации, контролируемые поступлением и динамикой разноса твердой фазы терригенного материала.

Внутри двух главных мегафациальных областей дальнейшее районирование, т. е. выделение более мелких фациальных единиц (макрофаций, фациальных зон и рядов), целесообразно производить по-разному, на основании наиболее существенных характеристик ведущих процессов осадкообразования в каждой. В приконтинентальной области — это интенсивность поставки и динамика переноса терригенного материала, тесно связанные с главными морфологическими элементами рельефа, с физико-географическими условиями питающих провинций и с динамикой вод. Через эти конкретные связи проявляется влияние циркуляционной, вертикальной, климатической и гидродинамической зональностей. В пелагической области на первое место выступают биогенные процессы осадкообразования, именно их особенности позволяют разделить область на зоны. С одной стороны, фациальная зональность пелагической области контролируется критической глубиной биогенного карбонатонакопления, т. е. является вертикальной (батиметрической), с другой — биологической продуктивностью, характеризующейся широтно-зональным законом распределения. Широтная зональность пелагической области подчеркивается и рядом других показателей.

Особые типы фациальной зональности создаются независимыми эндогенными процессами — вулканической, тектонической и гидротермальной активностью. Эти процессы могут укладываться в рамки пелагической или приконтинентальной области, но в ряде случаев зоны их влияния перекрывают границу, разделяющую ту и другую. В определенных зонах вулканогенный процесс становится абсолютно доминирующим, исключая всякое влияние нормально-осадочных процессов. Поэтому ниже, наряду с описанием двух главных мегафациальных областей — приконтинентальной и пелагической — отдельно рассмотрены фации окраинно-океанских и срединно-океанских подвижных поясов, а также областей вулкано-тектонической активности, где эндогенные факторы создают свои специфические черты фациальной зональности.

Лекция 11. ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Среди многочисленных факторов, влияющих на фациальную организацию приконтинентальной области, выделяются три главных: поставка терригенного материала, биогенные процессы генерации осадочного вещества и динамика вод. С каждым из них связана своя специфическая система фациальных изменений, разворачивающаяся на морфоструктурных комплексах окраин океанов.

Поставка терригенного материала с континентов в океан, как сейчас надежно установлено прямыми измерениями твердого стока рек и балансными расчетами (Лисицын, 1974б, 1978), имеет отчетливо очаговый характер: подавляющая часть продуктов денудации суши выносятся немногочисленными гигантскими реками, тогда как все малые реки, абразия берегов, ледовый и эоловый вынос составляют резко подчиненную долю приходного баланса терригенного материала. Доля эта будет еще меньше, если учесть не всю массу поступающего в океан терригенного материала, а только ту его часть, которая оседает в приконтинентальной области.

Очаговость терригенной поставки влияет на одну из важнейших особенностей фациальной организации приконтинентальной области — изменение характера фациальных рядов вдоль побережий континентов. Поперечные (по отношению к берегам) ряды фаций против устьев крупных рек коренным образом отличаются от рядов, наблюдаемых в областях, где речной сток ограничен или отсутствует. Это различие сказывается на всех без исключения фациальных зонах от прибрежных и шельфовых до глубоководных абиссальных равнин. Поскольку большинство крупных рек мира дренирует гумидные зоны материков и впадает в океан также в пределах гумидных зон, то в такой вдольбереговой смене фациальных рядов находит определенное отражение климатическая зональность планеты. Это обстоятельство, однако, не может служить достаточным основанием для выделения в приконтинентальной области климатических типов седиментогенеза. Скорее следует говорить о модификациях единого приконтинентального типа седиментогенеза.

Нужно иметь в виду, что на расположение бассейнов крупных рек, а в значительной мере также на их твердый сток и на состав выносимых продуктов денудации оказывает влияние не меньшее, чем климатические факторы, рельеф континентов, т. е. тектонический фактор. Наряду с климатической мы имеем в приконтинентальной области еще и вдольбереговую «орогидрографическую» зональность поставки терригенного материала. Важное значение имеет также состав пород, подвергающихся выветриванию, их первоначальная податливость денудации, т. е. геологический фактор.

Окраины океанов принято делить по геоморфологическим и тектоническим признакам на атлантический («пассивный») и тихоокеанский («активный») типы. Различие между этими основными типами существенно сказывается и на распределении фаций.

На окраинах атлантического типа в их идеальном проявлении имеется следующий ряд макрофаций от берега в сторону открытого океана: прибрежно-морские — шельфовые — уступа континентального склона — континентального подножья — абиссальных равнин. На «активных» окраинах тихоокеанского типа с островными дугами этот ряд осложняется: к прибрежно-морским, шельфовым и склоновым фациям континентального побережья причленяется ряд: котловины окраинных мо-

рей с их внутренними поднятиями — островные дуги — глубоководные желоба — краевые океанские валы — волнистые равнины периферии ложа океана. Фации активных окраин рассмотрены ниже.

Фации океанских шельфов. Мелководные шельфовые фации отличаются исключительным разнообразием и пестротой (Наливкин, 1955; Невесский, 1967; и др.). Здесь наблюдается множество фациальных переходов, различных по масштабам, направлению и характеру. Сколько-нибудь подробное их описание не укладывается в рамки данной главы, и мы вынуждены ограничиться лишь некоторыми: соображениями о месте шельфов в общей фациальной организации приконтинентальной области.

Следует подчеркнуть, что современные шельфы как фациальные зоны — явление в каком-то смысле исключительное в геологической истории континентальных окраин. Слабо наклоненные, в значительной мере выровненные поверхности шельфов, отделенные отчетливым перегибом дна (бровкой) от уступа континентального склона, выработаны в ходе связанных с плейстоценовыми материковыми оледенениями эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Современная фациальная обстановка установилась на этих поверхностях только в голоцене в результате послеледниковой эвстатической трансгрессии. До этого глубина, положение береговой линии, условия питания терригенным материалом существенно отличались от современных, соответственно была иной и картина распределения фаций. За сравнительно короткий срок последней трансгрессии фациальная организация шельфа не успела полностью перестроиться в связи с изменившимися условиями или захорониться, что находит выражение в широком развитии реликтовых фаций на современной поверхности дна. Предохранению реликтовых фаций от захоронения способствует высокая подвижность вод, препятствующая осаждению тонкозернистого материала, особенно на внешних частях открытых шельфов. Наблюдаемая картина распределения типов осадков и фаций, на поверхности шельфа представляет собой сложную мозаику из участков собственно современных и реликтовых образований, в той или иной мере переработанных под влиянием современных условий.

В шельфовую зону океана поступает подавляющая часть терригенного материала, выносимого с континентов реками, а также в результате абразии берегов. Однако из этой массы вещества, включающего влекомые по дну обломочные частицы, взвешенные и растворенные компоненты, в осадках океанских шельфов фиксируется и захороняется лишь незначительная доля. Все остальное проносится через шельфы (с их высокой подвижностью вод) транзитом и либо сбрасывается на континентальный склон в виде придонного потока вещества, либо поступает в общий баланс океанских водных масс (терригенная взвесь, растворенные вещества). Современные шельфы представляют собой главным образом зону транзита терригенного материала. Отсюда вытекает вероятность развития на шельфах «временных» (эфемерных) фаций, представляющих промежуточные стадии движения терригенного материала и имеющих мало шансов быть захороненными и зафиксированными в виде геологических тел. Та-

кие недолговечные фации на океанских шельфах чередуются, с одной стороны, с участками устойчивого осадконакопления, а с другой — с участками «неотложения» — отсутствия современных осадков (или размыва).

По гидродинамическим и вытекающим из них литодинамическим критериям на открытых океанских шельфах можно выделить три главные фациальные зоны: 1) прибрежные мелководья (примерно до глубины 50 м), включая береговую зону, где главным динамическим агентом перемещения осадочного вещества служат поверхностные волны (зона активного волнового воздействия); 2) среднюю часть шельфа (ориентировочные глубины 50—100 м), где ощущается лишь слабое воздействие волн на дно, а скорости придонных течений умеренные, не препятствующие, как правило, осаждению песчано-алевритовых или даже более тонких осадков; 3) внешний край шельфа — зона усиленных придонных течений и активного воздействия на дно длинных волн (приливных, цунами, а также, вероятно, внутренних гравитационных волн). Динамические условия названных зон реализуются в конкретных литолого-фациальных типах осадков в зависимости от состава и обилия поступающего осадочного материала.

Фациям прибрежной зоны активного волнового воздействия посвящена обширная литература, включающая теоретические (гидродинамические, литодинамические) разработки и детальные региональные исследования (Зенкович, 1962; Невесский, 1967; и др.). Одним из важнейших результатов этих исследований является обоснование представления о сосредоточении прибрежного осадконакопления в пространственно-ограниченных аккумулятивных телах, разделенных зонами транзита осадочного материала, ограниченной аккумуляции или размыва. Сами аккумулятивные тела часто не стационарны, а закономерно перемещаются (например, подводные валы), что приводит к быстрой перестройке фаций во времени.

Высокая гидродинамическая активность вод и высокочастотный колебательный характер движений обуславливают большую горизонтальную (в том числе вдольбереговую) подвижность осадочного материала, его совершенную сортировку, преобладание крупных, главным образом песчаных, фракций в составе осадков волновой зоны. Здесь происходит главный акт механической дифференциации поступающего с суши терригенного материала — отделение (отмучивание) грубообломочных, песчаных и крупноалевритовых частиц от пелита. Последний вместе с мелкоалевритовыми частицами переводится волнением во взвешенное состояние и уносится за пределы волновой зоны. Перемещающийся преимущественно влечением по дну материал крупнее 50 мкм сортируется по гидравлической крупности, скапливается частично в аккумулятивных телах в волновой зоне, а частично уходит из нее на большие глубины. При этом наряду с преобладающими фациями подвижных песков или ракушечно-детритовых осадков встречаются также участки накопления более тон-

кого алевроитового и алевроитово-пелитового материала, приуроченные главным образом к ложбинам подводного рельефа и к вогнутостям береговой линии.

Относительно затишная зона среднего шельфа развита в полной мере только в окраинных эпиконтинентальных морях (арктические моря, Северное море) и на широких шельфах котловинных морей (Берингово, Восточно-Китайское, Южно-Китайское моря). На узких открытых океанских шельфах она часто бывает редуцирована или отсутствует. Фациальный переход от волновой зоны к фациям среднего шельфа в классическом виде представлен «линией ила» — резким возрастанием содержания в осадках тонких фракций, ухудшением сортировки, асимметрией гранулометрических спектров за счет раздувов в тонкозернистой области. Одновременно наблюдаются коренные изменения в составе донной фауны — переход от преобладания фильтраторов (сестонофагов) к господству детритофагов, в том числе илоедов, что связано с изменениями условий питания: в осадках более обогащенных органическим веществом извлечение пищи из грунта становится биологически выгоднее (Нейман, Зезина, Семенов. 1977).

Из терригенных осадков в этой зоне характерны алевроитовые и алевроитово-глинистые илы, особенно широко развитые близ устьев крупных рек — Амазонки, Иравади, Меконга и др. Тонкими пелитовыми и алевроитово-пелитовыми илами покрыта значительная часть дна Желтого моря и северо-западного шельфа Восточно-Китайского моря, куда поступают в огромных количествах выносы рек Китая. В Охотском и Беринговом морях, а также на шельфе Антарктиды в поясах биогенного кремненакопления и слабого терригенного питания накапливаются кремнисто-глинистые диатомовые илы. В условиях исключительно высокой биологической продуктивности зон апвеллингов средняя часть шельфов (Перуанско-Чилийского, юго-западной Африки) занята специфическими фациями неритических диатомовых и обломочно-глинистых терригенных илов, обогащенных органическим веществом и фосфатом (Батулин, 1978). На тропических шельфах широко развиты обломочно-глинисто-известковые (с ракушечным и кораллово-водорослевым детритом) илы, переходящие в районах отсутствия терригенного питания в известковые детритовые осадки (Арафурское море).

В целом средняя часть шельфа представляет собой зону относительно-устойчивого осадконакопления, в ряде районов протекающего с большими скоростями. Прежде всего, это относится к испытывающим погружение внутришельфовым впадинам, в которых за короткие промежутки геологического времени накапливаются мощные осадочные толщи. Но все же в аккумулятивных телах среднего шельфа задерживается лишь часть поступающего с суши терригенного материала.

Край шельфа как зона погребения осадков, ограниченного или нулевого осадконакопления уже давно привлек внимание исследователей (Shepard *et al.*, 1949; Emery, 1968). Именно в этой зоне наиболее часты выходы древних реликтовых осадков, а также резидуальные образования — грубозернистые остатки от удаления из поступающего со стороны суши или размытого

течениями на дне осадочного материала. Наряду с погрубением гранулометрического состава осадки края шельфа отличаются часто повышенным содержанием бентогенного известкового детрита, иногда — донных фораминифер, которые местами становятся осадкообразующими. Близ края шельфа концентрируется грубообломочный материал ледового разноса (из-за снятия разбавляющего влияния более тонкого материала). В районах апвеллинга наблюдается механическая концентрация фосфатных зерен. Краевые фации шельфа в тропических широтах при отсутствии интенсивного терригенного питания могут быть представлены барьерными рифами, классическим примером которых служит Большой барьерный риф Австралии. За исключением: рифовых, фации края шельфа отличаются пониженными скоростями осадконакопления (нередко нулевыми).

С повышением гидродинамической активности придонных вод в краевой зоне шельфа связаны изменения в донной фауне: здесь обычно господствуют фильтраторы — сестонофаги, особенно характерны прикрепленные к субстрату формы — губки, кораллы, мшанки, гидроиды, балянусы.

В край шельфа врезаны вершины каньонов континентального склона — важных путей транспортировки обломочного материала с мелководий на большие глубины.

Описанная трехчленная фациальная зональность шельфов представляет собой обобщенную схему, по-разному реализующуюся в различных географических зонах Мирового океана. Так, в Атлантическом океане типичные для отдельных климатических зон фациальные профили существенно отличаются друг от друга (Емельянов, Лисицын, Ильин, 1976), но сохраняют общие черты описанной гидродинамической зональности. Аналогичные типы профилей выделяются и в других океанах, но к ним добавляются еще несколько, например тип северо-восточного шельфа Австралии с Большим барьерным рифом или тип широких шельфов окраинных морей северного умеренного пояса (Охотского, Берингова) с диатомовыми илами в средней части.

Фации континентальных склонов. Важнейшими особенностями обстановки осадкообразования на континентальных склонах, определяющими специфику их как фациальных зон приконтинентальной области, следует считать:

- 1) интенсивность поступления терригенного материала и асимметрию поступления основной его массы на верхнюю часть склона со стороны континента;
- 2) большие перепады глубин (от первых сотен метров до абиссальных) и значительные уклоны дна; общий наклон поверхности дна в сторону океана, что предопределяет господствующее направление гравитационного перемещения осадочного материала;
- 3) изменчивость гидродинамического режима — чередование условий очень высокой гидродинамической активности в участках, омываемых течениями или находящихся под воздействием приливных и внутренних волн, с относительно затишными зонами; развитие специфических гравитационных гидродинамических процессов — суспензионных потоков;

4) гипсометрическое положение большей части склонов выше критической глубины карбонатонакопления, что предопределяет возможность накопления пелагического биогенного известкового материала;

5) повышенную за счет приконтинентальной вертикальной циркуляции вод биологическую продуктивность, что создает благоприятные условия для усиленной поставки на дно органического вещества, а в определенных условиях (близ апвеллингов и в широтных поясах кремненакопления) — также биогенного кремнезема;

б) обилие (при большой вертикальной изменчивости) донной фауны, местами имеющей осадкообразующее значение (кремневые губки, донные фораминиферы).

Фациальные профили континентальных склонов, как и шельфов, в разных географических поясах Земли и в разных условиях питания терригенным материалом существенно различны. В зонах с интенсивным терригенным питанием, особенно у устьев крупных рек, это преимущественно терригенные профили, на всем протяжении представленные терригенными осадками. В тропических и субтропических широтах при отсутствии усиленного речного стока, что особенно характерно для аридных зон, профили представлены преимущественно карбонатными (известковыми, мергельными) осадками. В пределах поясов кремненакопления существенно значение кремнисто-терригенных осадков. Имеются разнообразные сочетания этих крайних типов.

Со сравнительно-литологическим толкованием терригенных фаций континентальных склонов связаны некоторые укоренившиеся в геологической литературе недоразумения. Введенные еще в прошлом веке (Murray, Renard, 1891) понятия «батиальных» осадков (фаций) и терригенных «синих глин» как их наиболее характерных представителей нередко используются как критерии фаций континентального склона и соответствующих ему глубин при палеогеографических построениях. Изучение современных фаций континентальных склонов убедительно опровергает такое упрощенное представление. Во-первых, картина распространения фаций на континентальных склонах меньше всего контролируется какими-либо интервалами абсолютных глубин, которые можно было бы именовать «батиальными». Во-вторых, накопление сероцветных глинистых и обломочно-глинистых осадков происходит в наибольших масштабах не на «батиальных» глубинах континентального склона, а у его подножия, где глубина может быть абиссальной (более 4 км) или даже ультраабиссальной (глубоководные желоба). Континентальные склоны, особенно их более крутые верхние части, в значительной мере вообще не представляют собой область аккумуляции, а являются скорее зонами бесчисленных обнажений и транзита осадочного материала. Устойчивое накопление тонких осадков происходит лишь в отдельных депрессиях и вогнутых участках склона («ловушках») с затишными условиями придонных вод и при отсутствии возможностей гравитационного сноса осадочных масс — за геоморфологическими барьерами.

Терригенный фациальный профиль континентального склона представляет собой чередование таких локальных бассейнов аккумуляции тонких осадков с участками обнаженного дна или перемыва обломочного песчано-алевритового материала при-

донными течениями. При этом, как правило, не наблюдается закономерного возрастания скоростей осадконакопления и абсолютных масс терригенного материала в сторону шельфа, т. е. места «ввода» терригенного материала в систему фациальной зоны склона. В среднем статистически выявляется тенденция поглубения осадков вверх по склону, но на реальных профилях последовательная фациальная смена тонких пелитовых осадков грубыми песчано-алевритовыми по мере приближения к краю шельфа является скорее исключением, чем правилом.

В качестве характерных для терригенного профиля склона можно назвать фации неотсортированных песчано-алевритово-глинистых осадков, накапливающихся в ложбинах за краем шельфа (или других перегибов дна) за счет сбрасывания обломочного материала придонного транспорта и одновременного осаждения взвешенных частиц при резком снижении гидродинамической активности придонных вод. Перепад скоростей течений при переходе от края шельфа к склону бывает очень резок: например, в Бискайском заливе скорости приливных течений над краем шельфа достигали 37 см/с, над склоном — всего 4 см/с (Gould, McKee, 1973).

Наряду с указанными развиты фации «контуритов» (Hollister, Heezen, 1972) — тонкослойчатых песчано-алевритовых осадков, возникающих под воздействием интенсивных вдольсклоновых («контурных») течений, и фации турбидитов в локальных «запруженных» бассейнах, где происходит разгрузка устремляющихся вниз по склону суспензионных потоков.

Картина распределения фаций осложняется подводными каньонами, служащими (или служившими во время плейстоценовых ледниковых эпох) руслами суспензионных потоков. Дно каньонов бывает обнаженным или покрытым грубыми резидуальными отложениями даже на больших глубинах. В послеледниковое время наблюдается заполнение некоторых каньонов тонкими осадками, отложенными либо слабыми суспензионными потоками (турбидиты), либо придонными течениями. Широко развиты на континентальных склонах подводно-оползневые фации, описанные на примере склонов Черного моря еще А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938).

Все терригенные и биогенно-терригенные осадки склонов относительно обогащены органическим веществом и находятся в условиях восстановительной среды раннего диагенеза. Поверхностный окисленный слой, как правило, маломощен, а нередко отсутствует. В осадках образуются аутигенные минералы восстановительной зоны — гидротроилит и пирит. К верхним частям склонов приурочены глауконитовые фации: в одних случаях — зона аутигенного глауконитообразования, в других — результат подводного размыва обнажающихся на склоне древних глауконитсодержащих отложений (Николаева, 1977). Среди тонкозернистых осадков встречаются разности, резко обогащенные органическим веществом (до 1—2 % $C_{орг}$ и более) (Романкевич, 1977).

Карбонатный профиль склона представлен в схеме двумя главными фациями — бентогенного кораллово-водорослевого детрита в верхней части, куда материал сносится с края шельфа, и планктоногенных кокколито-фораминиферовых осадков — в средней. Ниже критической глубины последние сменяются бескарбонатными глинами. Среди карбонатных склоновых осадков можно различить фации — гомологи терригенных. Здесь имеются неотсортированные скопления снесенного с шельфа мелководного детрита с высоким содержанием тонкодисперсного известкового материала, известковые турбидиты, отмытые течениями биоморфные фораминиферовые пески (известковые «контуриты»), оползневые образования.

Хотя среди известковых осадков континентальных склонов встречаются различия с высоким содержанием CaCO_3 , сходные с пелагическими, гораздо чаще наблюдаются мергельные, со значительным содержанием терригенного глинистого и обломочно-глинистого компонента. Серый цвет и восстановительная реакция среды в подповерхностных слоях таких осадков служит критерием для отнесения их к гемипелагическому типу.

Из специфических склоновых фаций следует отметить еще кремнево-спикуловые, развитые часто под краем шельфа и у подножий крутых уступов и выступов склона, на которых обитают биоценозы эпифауны с обильным населением стеклянных губок.

Фации континентальных подножий. Континентальное подножье (подножье континентального склона) в типичном виде представлено полого наклоненной в сторону океана поверхностью мощного аккумулятивного тела, прислоненного к уступу континентального склона. В зарубежной литературе данная форма рельефа получила название «приконтинентального поднятия» (continental rise). В системе осадкообразования это главная зона разгрузки придонного гравитационного переноса осадочного материала вниз по континентальному склону, а одновременно — зона осаждения значительной части терригенной взвеси, главным образом глубинной, движущейся в виде «облаков» мутной наддонной воды от береговых источников в глубь океана.

На современной поверхности континентального подножья распространены обломочно-глинистые (алевритово-глинистые, глинисто-алевритовые) и мергельные илы; в разрезах, вскрытых грунтовыми трубками или бурением, обнаруживаются признаки турбидитов — прослой песка и алеврита с характерными градиционными и микрослойчатыми текстурами, ритмичная слоистость. Предполагается также широкое распространение отложений придонных течений (контуритов). Деятельностью придонных течений, вероятно, созданы своеобразные системы аккумулятивных валов на континентальных подножьях (Heezen e. a., 1966b; Hollister, Heezen, 1972; Tucholke, 1975; Tucholke e. a., 1973; Benson, Sheridan e. a., 1978). Ими объясняются знаки ряби, наблюдаемые на фотографиях дна. Бурением вскрыты мощные оползневые тела, а также отложения катастрофического гравитационного сползания масс осадков со склона (Benson, Sheridan e. a., 1978).

Континентальные подножия отличаются очень высокими, максимальными для глубоководных осадков средними скоростями осадконакопления, достигающими нескольких сот миллиметров за 1000 лет. Здесь сосредоточены наибольшие абсолютные мас-

сы обломочно-глинистого терригенного материала (больше они бывают только в дельтах крупных рек), а также захороненного органического вещества, в том числе растительных остатков наземного происхождения. Под маломощным окисленным слоем осадки находятся в условиях восстановительной среды, содержат гидротроилит и пирит.

Фации континентальных подножий довольно выдержанны на больших расстояниях как по простиранию склона, так и на поперечных профилях. Фациальное однообразие усиливается вдольсклоновым придонным перемещением осадочного материала «контурными» течениями. В глобальном масштабе прослеживается смена по простиранию мощных терригенных шлейфов близ главных источников выноса терригенного материала менее выраженными карбонатными фациями (мергельные осадки) у подножий склонов, на которых развиты известковые гемипелагические осадки.

Донная фауна континентальных подножий довольно обильна, но представлена в основном мягкотелыми организмами, не сохраняющимися в ископаемом состоянии. Здесь доминирует трофическая группировка детритофагов, особенно безвыборочно заглатывающих грунт (илоедов). Разнообразные следы этих организмов видны на фотографиях дна и сохраняются в осадках в виде разного рода «ходов».

Фации плоских абиссальных равнин. Абиссальные аккумулятивные равнины с почти горизонтальной, идеально выровненной поверхностью представляют собой как бы глубоководное продолжение континентальных подножий. В современных фациях переход от последних к абиссальным равнинам слабо выражен, и носит, как правило, весьма постепенный характер.

Фациями плоских абиссальных равнин занята преобладающая часть приконтинентальной области всех океанов, кроме Тихого. В последнем они развиты только на дне котловин окраинных морей, примыкающих к континентам (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Коралловое, Тасманово), в Аляскинском заливе и в котловине Беллинсгаузена, т. е. там, где глубоководные бассейны не отделены от континентальных склонов желобами и островными дугами. Крупнейшие абиссальные равнины имеются в северной части Индийского океана (Бенгальский залив, Аравийское море) и в Атлантическом океане (Северо-Американская, Ангольская, Аргентинская котловины, море Уэдделла). Глубина океана над абиссальными равнинами составляет 4—5,5 км, в морях она меньше.

В настоящее время почти общепринята точка зрения о формировании абиссальных равнин в результате аккумулятивной деятельности суспензионных потоков. Она подтверждается типичными ритмично-слоистыми текстурами турбидитов, вскрытых грунтовыми трубками и скважинами, а также характерными записями непрерывного сейсмопрофилирования: картиной «непрозрачного» горизонтально-слоистого осадочного тела, «залившего» неровности рельефа подстилающего ложа, не облекая их, а притыкаясь к склонам. В большинстве случаев показано, что наиболее интенсивная турбидитная аккумуляция происходила в плейстоцене (в Антарктике — начиная с миоцена), в эпохи оледенений, тогда как в голоцене она проявлена слабее или

вообще прекратилась, что привело к смене плейстоценовых терригенных турбидитов кверху гемипелагическими осадками: глинистыми, кремнисто-глинистыми или мергельными.

На большинстве абиссальных равнин (Бенгальского залива, Аравийского моря, Северо-Американской котловины, ряда окраинных морей Тихого океана и т. д.) все же распространены современные турбидиты. Они относятся в основном к типу дистальных, представляя собой тонкозернистые (глинистые, алевроитово-глинистые, мергельные) осадки с ритмично-слоистой текстурой, выраженной чередованием гомогенных турбидитных слоев с маломощными (часто миллиметровыми) более грубыми прослоями в основании и гемипелагических слоев с ходами роющих организмов в кровле. Гемипелагические члены ритмов отложились в периоды между прохождением суспензионных потоков. Основания ритмов турбидитов могут быть представлены не только терригенным алевроитом, как в типичных приконтинентальных турбидитах, но и переотложенным биогенным карбонатным материалом (фораминиферами), а в районах кремненакопления — радиоляриями. Подобные турбидиты образуются в результате перемыва биогенных осадков, отложившихся на континентальном склоне или на подводных возвышенностях. Турбидиты в целом представлены восстановленными сероцветными осадками, но в них нередко наблюдаются захороненные коричневые окисленные слои — реликты поверхностной окисленной зоны гемипелагических членов ритмов.

Наряду с турбидитами на поверхности абиссальных равнин широко распространены однородные глинистые или мергельные осадки без явных текстурных признаков турбидитов. Иногда такие осадки при почти неизменном составе имеют яркую полосчатую окраску — чередование субгоризонтальных полос разных оттенков серого, зеленовато-серого и коричневого, что, по видимому, отражает пульсационный характер осадконакопления. В других случаях наблюдается чередование четко очерченных слоев (в среднем по 1—10 см) тонкозернистых пелитовых и алевроитово-пелитовых осадков с разной карбонатностью. Представляется вероятным осаждение таких осадков из пульсационно поступающих «облаков» придонной взвеси, перемещаемых над абиссальной равниной уже не как гравитационные суспензионные потоки, а в виде масс мутной воды в силу обычных гидродинамических факторов — глубинных течений, внутренних и приливных волн. «Облака» взвеси могут при этом быть связанными с деятельностью суспензионных потоков или возникать независимо от них.

Каков бы ни был механизм седиментации, общим для всех абиссальных равнин являются высокие средние скорости накопления осадков вообще и терригенного материала в особенности. В силу пульсационного характера седиментации здесь особенно важно подчеркнуть, что измеряемые стратиграфическим методом скорости осадконакопления отражают не реальные скорости осаждения вещества, а усреднение отдельных мгновенных актов, разделенных длительными промежутками медленной аккумуляции или даже перерывами. Абсолютные массы терригенного материала на абиссальных равнинах высокие, хотя и уступают тем, которые сосредоточены (в расчете на единицу площади) в аккумулятивных телах континентальных подножий. То же

можно сказать об абсолютных массах органического вещества и всех химических компонентов, связанных с обломочно-глинистой частью осадков.

В пределах каждой отдельно взятой абиссальной равнины современный осадочный покров практически непрерывен и отличается фаціальным однообразием на больших расстояниях. На очень широких равнинах с односторонним терригенным питанием можно наблюдать закономерные фаціальные изменения в направлении от главного источника терригенного материала в сторону океана. Так, в Бенгальском заливе по мере удаления от устья Ганга, т. е. в южном направлении, постепенно возрастает карбонатность поверхностного слоя осадков: бескарбонатные глины сменяются слабомергелистыми, а затем мергельными. Эти изменения, связанные с уменьшением масс терригенного глинистого вещества, происходят на фоне постепенного возрастания глубины океана противоположно закону уменьшения карбонатности с глубиной, связанного с растворением CaCO_3 . В этом же направлении убывают скорости осадконакопления и абсолютные массы терригенного материала.

Абиссальные аккумулятивные равнины в большинстве случаев завершают макрофаціальную ряд приконтинентальной области атлантического типа. Внешняя граница равнин практически совпадает с границей между приконтинентальной и пелагической областями. Исключениями являются районы, где на пути «разлива» турбидитов возвышаются подводные барьеры, за которыми на волнистых равнинах ложа океана накапливаются облекающие неровности рельефа гемипелагические осадки. Такие случаи более характерны для окраин тихоокеанского типа.

Лекция 12. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Основные направления фаціальных изменений. Пелагическая область, по самому определению этого понятия, получает ничтожную (в расчете на единицу площади) долю твердого осадочного вещества, выносимого с континентов. Его хватает для обеспечения лишь очень незначительных темпов терригенного осадконакопления — не более первых миллиметров за 1000 лет. Материал этот почти исключительно тонкодисперсный и свободно переносится даже слабыми океанскими течениями. До сих пор не получено однозначного ответа на вопрос о способах его осаждения из разреженной суспензии через многокилометровую толщу подвижных океанских вод. Наиболее вероятным представляется механизм биогенной садки: извлечение взвешенных частиц из воды фильтрующими планктонными организмами с последующим сбросом в виде фекальных комочков или передачей через пищевые цепи на дно.

Таким образом, процессы терригенного осадконакопления в пелагической области становятся зависимыми от биогенных, подчиняясь зональным закономерностям последних (Лисицын, 1978). Терригенная взвесь при этом выступает как компонент

океанских водных масс, теряя прямую связь с континентальными источниками питания. Тем не менее, разнос взвеси течениями над пелагической областью и поле ее концентрации оказывают определенное, хотя и опосредованное, влияние на состав и скорости накопления абиогенной части пелагических осадков. Так, например, в северной пелагической части Тихого океана удается проследить путь разноса глинистых минералов с преобладанием гидрослюд, выносимых мощнейшим источником — реками Китая — вдоль потока Северо-Тихоокеанского течения, или преимущественно монтмориллонитового материала вдоль пассатных течений (Тихий океан..., 1970).

Изменения состава и скоростей накопления тонкодисперсного терригенного материала, обусловленные как путями его переноса, так и разной интенсивностью биогенных процессов садки, представляют один план фациальных переходов пелагической области. Он находит наиболее яркое отражение в вариациях состава и скоростей накопления пелагических глин, в их двух обобщенных литолого-фациальных типах — мио- и эвпелагических глинах (см. главу III, § 2), в меньшей степени — в составе кремнисто-глинистых осадков и почти не влияет на фации известковых.

Второй план фациальных изменений (фациальной организации) пелагической области обусловлен неравномерным, широтно-зональным характером поля биологической продуктивности (первичной продукции), в частности продуктивности организмов с кремневой функцией — диатомей, радиолярий, силикофлягеллят. Трём широтным поясам повышенной продуктивности соответствуют три планетарных пояса биогенного кремненакопления: экваториальный и два в умеренных широтах (Лисицын, 1966а, 1978). Между ними располагаются обширные области очень низкой биологической продуктивности вод в центрах субтропических антициклональных круговоротов течений, по широтному положению примерно соответствующих аридным поясам континентов. В этих зонах биогенного кремненакопления практически не происходит.

Из названных почти целиком находится в пределах пелагической области Антарктический пояс диатомовых илов, проходящий через южные части трех океанов. Экваториальный пояс, представленный преимущественно радиоляриями, пересекает пелагические области Тихого и Индийского океанов, но слабо выражен в Атлантическом океане. Северный пояс входит только своей южной периферией в пределы пелагической области Тихого океана, выражаясь здесь в обогащении миопелагических глин диатомовыми и радиоляриями, в пелагической области Атлантики он не выражен.

Третья генеральная закономерность пелагического седиментогенеза заключается в вертикальной (гипсометрической) зональности карбонатакопления, в существовании критической глубины, выше которой в пелагической области всюду возможно накопление планктоногенных известковых осадков, а ниже которой эти осадки неизменно сменяются бескарбонатными глинистыми или кремнистыми из-за растворения CaCO_3 в недосыщенных им глубинных водах. Критическая (или компенсационная) глубина представляет собой универсальную, притом весьма четкую фациальную границу для всей пелагической области; ме-

няется только ее абсолютное значение: максимальное (до 5 км) на экваторе, оно последовательно уменьшается при продвижении в холодноводные умеренные широты (3—4 км). Эта граница отделяет карбонатные фации подводных поднятий от бескарбонатных — дна котловин.

Следует подчеркнуть одну важную особенность взаимоотношений пелагических фаций выше и ниже критической глубины. Поскольку биогенное карбонатакопление представляет собой самый интенсивный процесс осадконакопления в пелагической области, то снятие его растворением приводит к резкому уменьшению скоростей аккумуляции осадков и соответственно мощностей одновозрастных слоев. Явление это — увеличение мощностей при переходе от дна котловин к вершинам подводных возвышенностей, получившее неудачное название «инверсии мощностей», универсально для всей пелагической области. Исключения составляют только случаи фаций аккумулятивных шлейфов у подножий крутосклонных подводных возвышенностей, где накопление бескарбонатных осадков за счет смыва тонкого осадочного материала течениями может иногда превышать по скорости редуцированное в этих условиях карбонатакопление на соседних поднятиях.

Контрастность скоростей осадконакопления особенно велика между фациями эпипелагических глин и соседними карбонатными фациями, достигая 10 раз и более. Но она заметна и в поясах кремненакопления, хотя кремнистые пелагические осадки нельзя рассматривать просто как продукт растворения кремнесодержащего известкового ила.

Таким образом, пелагическую область можно разделить на более глубоководные (абиссальные) фации дна котловин ниже критической глубины и на относительно менее глубоководные фации, представленные биогенными карбонатными осадками. Среди абиссальных в свою очередь выделяются фации поясов кремненакопления (высокой биологической продуктивности) и фации пелагического глинонакопления (низкой биологической продуктивности). Пояса высокой биологической продуктивности прослеживаются и в карбонатных фациях, но не приводят к столь резким фаціальным изменениям, как в бескарбонатных абиссальных.

Три взаимно перекрывающихся плана фаціальных изменений отражают три главных типа зональности океанского седиментогенеза, впервые сформулированные П. Л. Безруковым (1962) — циркумконтинентальную, широтную (климатическую) и вертикальную. При этом циркумконтинентальная зональность в пелагической области ослаблена и видоизменена, поскольку основной ее аспект — терригенная седиментация — отступает здесь на второе место после биогенной, более подверженной широтной зональности. Экваториальный пояс широтного переноса вод и высокой продуктивности пересекает поперек пелагическую область, внося в нее, кроме кремненакопления, еще и черты периферических зон относительно большей интенсивности пелагического глинонакопления и аккумуляции органического вещества. В результате циркумконтинентальная зональность трансформируется в циркуляционную, как ее именовал Н. М. Страхов (1976), основанную на противопоставлении центров суб-

тропических антициклональных круговоротов зонам окаймляющих их течений. Следует, однако, подчеркнуть, что такая зональность проявлена только в субтропических круговоротах, а не в халистазах вообще. Ее, следовательно, можно рассматривать как элемент планетарной широтной зональности.

Абиссальные пелагические фации океанских котловин в условиях низкой биопродукции Котловины представляют собой обширные, протягивающиеся на тысячи километров низменности в рельефе ложа океана, отделенные друг от друга подводными хребтами и валами, часто прерывистыми. Там, где дно котловин в пределах пелагической области расположено ниже критической глубины карбонатонакопления, оно покрыто пелагическими глинами или (в поясах кремненакопления) кремнистыми и кремнисто-глинистыми илами. Современные осадки лежат прерывисто, чередуясь с выходами вулканических пород и древних осадков.

Абиссальные пелагические фации ограничены внутри пелагической области линией критической глубины, а на ее периферии — переходом к приконтинентальным фациям, который, как было показано выше, не связан с изменением глубины. Не связан с глубиной также переход от абиогенных пелагических глин к фациям поясов кремненакопления. Этот переход кор-релируется с изолиниями поля первичной продукции и с определенными гидрологическими границами.

Фации дна котловин группируются в обширные широтно вытянутые пояса, переходящие из одной котловины в другую без заметного влияния разделяющих их подводных поднятий. Это подчеркивает доминирующую роль пелагических (заклученных в водной толще) факторов осадкообразования над придонным перемещением осадочного материала, зависящим от барьеров.

В центрах субтропических круговоротов течений, которые представляют собой как бы «ядра» пелагических областей океанов, бескарбонатные фации дна котловин представлены эвпелагическими глинами, накапливающимися с исчезающе малыми скоростями — менее 1 мм/1000 лет.

В пределах полей своего распространения эвпелагические глины фациально и в разрезах сложно чередуются с аутигенными цеолитовыми осадками, с глинами, обогащенными измененными продуктами подводного базальтового вулканизма («палагонитовыми» глинами, по сути дела представляющими собой особый тип туффитовых образований), а также с вулканическими породами подводных извержений (гиалокластитами, базальтами). Последние в большинстве случаев древние, покрыты железомарганцевыми корками, так что в современную эпоху мы имеем дело с фациальным переходом от эвпелагических глин к аутигенным железомарганцевым рудным осадкам или к «фациям неотложения» (геологического перерыва).

Сходный характер имеет, вероятно, фациальный переход от эвпелагических глин к рудным скоплениям железомарганцевых конкреций. Если рассматривать слои лежащих на поверхности эвпелагических глин конкреций вместе с верхним слоем подстилающих осадков как единую фацию, то можно говорить о фациальных изменениях глин с разной концентрацией конкреций.

Но при таком подходе объединяются весьма длительные интервалы геологического времени, достигающие сотен тысяч, а то и миллионов лет, внутри которых заведомо произошли коренные изменения обстановки осадкообразования, приведшие к прекращению в данной точке глинонакопления и смене его отложением рудных компонентов конкреций. Поэтому представляется более правильным считать фацией сами скопления конкреций, которые тогда будут «фацией неотложения» эвпелагических глин, представляя в геологических разрезах перерывы.

Описываемые фации наиболее широко и полно развиты в южной пелагической части Тихого океана (Южная и Центральная котловины), известной минимальным для Мирового океана поступлением терригенного материала и очень низкой биологической продуктивностью. Здесь были проведены детальные полигонные исследования, позволившие выявить фациальную изменчивость осадков разного масштаба (Скорнякова и др., 1971, 1973; Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Эвпелагические абиссальные фации выделяются также в центре северного субтропического круговорота течений (Северо-Западная, Северо-Восточная и Центральная котловины) в Тихом и в восточной части Индийского океана (Западно-Австралийская котловина). Вероятно, они имеются и в котловинах центральной части Индийского океана, но, по-видимому, отсутствуют в Атлантическом.

Эвпелагические фации отличаются рядом характерных признаков, фиксированных в осадках. Из минералогических признаков отметим практически полное отсутствие терригенных и аллохтонных вулканогенных обломочных минералов и биогенного опала, высокую дисперсность основной массы глинистого вещества, большое содержание в последней аморфных компонентов и слабо окристаллизованных смешанослойных минералов группы иллита-монтмориллонита (по крайней мере частично аутигенных); наличие аутигенного филлипсита, который нередко становится осадкообразующим и даже преобладающим в минеральном составе; значительное содержание железомарганцевых микроконкреций и дисперсных гидроокислов; присутствие (не всегда) зерен палагонита, в том числе «гранулированного»; значительную примесь фосфатного костного детрита нектонного происхождения.

Из геохимических признаков важны обогащенность осадков железом и марганцем в форме высшей степени окисленности, а нередко также титаном, повышенное содержание никеля, кобальта, меди и некоторых других микроэлементов. Абсолютные массы этих элементов низкие. Отмечена близость валового химического состава эвпелагических и цеолитовых глин к составу базальта, за исключением разностей, обогащенных эоловым кварцем и отличающихся поэтому повышенным содержанием кремнезема. Содержание органического вещества низкое ($C_{\text{орг}}$ менее 0,25 %), и оно представлено в основном нереакционноспособными устойчивыми формами. Активный слой микробиологического преобразования органического вещества очень маломощен, ограничен поверхностной пленкой. Абсолютные массы аккумуляции органического вещества минимальны.

Донная фауна в эвпелагических фациях крайне бедна как количественно (по биомассам), так и качественно (по видовому разнообразию). Биомасса макробентоса (на примере Тихого океана) менее $0,05 \text{ г/м}^2$ (Филатова, 1969). Мейобентоса — в среднем порядка $0,02 \text{ г/м}^2$ или менее (Соколова, 1970). Фауна имеет ярко выраженный олиготрофный характер, представлена главным образом сестонофагами — фильтраторами (Соколова, 1969; Sokolova, 1972), из которых в осадках сохраняются лишь спикулы стеклянных губок, очень редко — трубочки полихет (Serpulidae), прикрепленные к конкрециям. На конкрециях и на поверхности глин обитает бедный количественно и по видовому разнообразию абиссальный комплекс агглютинирующих фораминифер (Саидова, 1974, 1976).

По направлению от эвпелагических «ядер» к периферии пелагической области, а также к поясам кремненакопления наблюдаются постепенные, но закономерные фациальные изменения абиссальных бескарбонатных осадков. Эти изменения можно суммировать как фациальный переход от эвпелагических глин к миопелагическим (глинам «переходного типа») (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Основу такого перехода составляет увеличение (в 2—5 раз) средних скоростей осадконакопления, возрастание роли терригенного глинистого вещества с уменьшением содержания аутигенных компонентов, убывание концентрации железомарганцевых конкреций до редко рассеянных, уменьшение содержания в осадках железа, марганца и ряда микроэлементов. Кроме того, при приближении к поясам кремненакопления в миопелагических глинах появляются (иногда в значительных количествах) кремневые биогенные остатки (радиолярии, диатомовые); в вулканических районах — рассеянное вулканическое стекло кислого или среднего состава; вблизи континентов — терригенные обломочные минералы алевритовой фракции.

Как правило, несколько повышается содержание органического вещества и его абсолютные массы, захороненные в осадках. Возрастает мощность биохимически активной зоны, увеличивается доля реакционноспособных органических веществ. Появляются слабые признаки редуционных процессов и обусловленного ими диагенетического перераспределения марганца. В целом осадки окисленные («красноцветные») на всю мощность, но пятнисто-полосчатая окраска свидетельствует о локальных миграциях красящих соединений. По сравнению с преимущественно темно-коричневыми эвпелагическими глинами миопелагические разности более светлые, серовато- или желтовато-коричневые, без красных оттенков.

Параллельно с перечисленными изменениями свойств осадков меняется и характер донной фауны. Биомассы ее несколько возрастают и характеризуются более резкими колебаниями. По характеру трофических группировок это переходная зона от олиготрофной к эвтрофной области: повышается роль ползающих по дну детритоядных организмов, особенно иглокожих (голотурий, звезд, офиур), следы которых видны на фотографиях дна и могут сохраниться в осадках. Изредка встречаются мелкие моллюски.

Генетически описываемый фациальный переход к миопелагическим глинам связан с увеличением поставки терригенной взвеси (а отчасти вул-канокластики) течениями и с повышением биологической продуктивности вод, по-видимому, способствующей осаждению рассеянной тонкой взвеси из водной толщи путем биофильтрации. Сам биогенный кремнезем может обеспечить лишь небольшую долю возрастания абсолютных масс осадков.

Плащеобразно облегающий неровности дна покров миопелагических глин более однороден и менее прерывист, чем слой эвпелагических глин. Но на расчлененном рельефе он также разорван обнажениями магматических или древних осадочных пород. На склонах абиссальных холмов наблюдаются локальные рудные залежи железомарганцевых конкреций, тогда как на равнинных участках они редки или отсутствуют (Скорнякова, Зенкевич, 1976).

Абиссальные пелагические фации поясов кремненакопления. В широтных поясах повышенной биологической продуктивности абиссальные пелагические фации формируются под действием трех главных факторов: осаждения биогенных кремнистых частиц, продуцируемых в поверхностных слоях воды, осаждения глинистой взвеси, переносимой широтно направленными течениями, и придонного перемыва дошедшего до дна осадочного материала различными гидродинамическими агентами (придонной квазистационарной циркуляцией, внутренними и приливными волнами, суспензионными потоками). Разбавляющее влияние биогенного известкового материала снимается его растворением ниже критической глубины.

Поле первичной продукции и близко связанной с ней продукции кремневых планктонных организмов испытывает закономерные изменения вдоль и поперек поясов кремненакопления, а кроме того, разного рода локальные «возмущения», что отражается на абсолютных массах накапливающегося кремнистого компонента осадков, а также на процентном содержании аморфного кремнезема (т. е. на кремнистости осадков). Так, в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах первичная продукция и все производные от нее показатели постепенно убывают вдоль экваториального пояса с востока на запад и гораздо резче (с более высокими градиентами) по обе стороны от оси пояса (Кобленц-Мишке и др., 1971; Лисицын, 1974в, 1977; Емельянов, 1975; Vostrom e. a., 1973). Хотя в этих же направлениях наблюдается убывание интенсивности накопления терригенной взвеси, движущейся в потоках пассатных течений, кремнистость осадков в целом следует закономерностям изменения продукции: наиболее богатые кремнеземом диатомово-радиоляриевые илы встречаются в восточных частях пояса в каждом океане и следуют вдоль оси пояса высоких значений продукции. Еще отчетливее эта закономерность выражена на карте абсолютных масс аморфного кремнезема (Лисицын, 1977).

Южный пояс кремненакопления, образующий почти замкнутое кольцо вокруг Антарктиды на широтах 45—65° ю. ш. и представленный кремнистыми или глинисто-кремнистыми диатомовыми илами, также обнаруживает резкие градиенты абсолютных масс и процентных содержаний аморфного кремнезема на южной и северной границах, обусловленные

соответствующими градиентами поля первичной продукции. Менее резкие, но также в целом коррелирующиеся с полем первичной продукции колебания наблюдаются по простиранию пояса. Так, абсолютные массы и концентрация аморфного кремнезема в Индийском и Атлантическом секторах обусловлены более высокой, чем в Тихом океане, первичной продукцией (Лисицын, 1974б, 1978). В осадках поясов кремненакопления по сравнению с пелагическими глинами центров субтропических круговоротов несколько повышается концентрация органического вещества (в 1,5—2 раза) и более значительно (на порядок) — его абсолютные массы (Романкевич, 1977). В том числе в кремнистых осадках и глинах экваториального пояса содержится несколько больше реакционноспособных органических веществ, зона распада которых уходит на глубину первых метров от поверхности. Этим обусловлены слабо выраженные редукционные процессы в осадках. Содержание железа понижается, а концентрация марганца носит прихотливый характер из-за частичного его диагенетического перераспределения (Скорнякова, 1976).

Существенную роль в фациальной организации поясов кремненакопления играют процессы придонного транспорта. Легкие, ажурные кремневые частицы легко перемещаются подвижными придонными водами, а студнеобразные водонасыщенные массы кремнистых осадков (особенно это относится к этмодискусовым илам), вероятно, способны перемещаться как течениями, так и под действием сил гравитации, подобно суспензионным потокам.

Исследование текстур кремнистых осадков экваториального пояса Индийского океана (Свальнов, 1975) выявило многочисленные примеры кремнистых пелагических турбидитов. Они сложены чередующимися слоями этмодискусовых, диатомово-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов с микротекстурными признаками переноса и осаждения в виде суспензии. Такие же слоистые пачки кремнистых осадков описаны в экваториальном поясе Тихого океана. Они представляют характерные фации расчлененного рельефа.

Экваториальный пояс изобилует выходами палеогеновых и неогеновых отложений, с которых четвертичные кремнистые осадки смыты придонными течениями. Смытый материал рассеивается в виде плащеобразных покровов, а местами может образовать аккумулятивные тела повышенной мощности. Примеры таких соотношений фаций получены при полигонных исследованиях в Тихом океане (Скорнякова и др., 1971; Геологическая карта..., 1973; Johnson D., Johnson T., 1970). Изменчивость интенсивности биогенного кремненакопления и процессы перемива приводят к резким колебаниям величин скоростей осадконакопления — от 2—3 мм/1000 лет и менее до 10—30 мм/1000 лет.

Многочисленные размывы и примеры переотложения кремнистых осадков течениями характеризуют также Южный пояс диатомовых илов в тех его частях, где донный рельеф расчлененный (Goodell e. a., 1971). На аккумулятивных равнинах диатомовые илы накапливаются устойчиво со скоростями 3—10 мм/1000 лет (Лисицын, 1974).

К районам прерывистого осадконакопления и резкой фациальной изменчивости кремневых поясов приурочены богатые рудные залежи железомарганцевых конкреций, тогда как на аккумулятивных площадях конкреции редко рассеяны или отсутствуют. Конкреции этих поясов отличаются специфичностью форм и состава (повышенной марганцовистостью, высоким содержанием Ni, Cu) и имеют осадочно-диагенетическое происхождение. Рудные залежи наиболее обогащенных никелем и медью конкреций протягиваются вдоль северной периферии экваториального пояса Тихого океана (Скорнякова, Зенкевич, 1976). Такого же типа залежи известны и в Индийском океане (Безруков, Андрущенко, 1973). Поля высоких концентраций конкреций обнаружены в Тихоокеанском секторе Южного пояса (Скорнякова, Зенкевич, 1976).

Фациальная изменчивость кремневых поясов, связанная с придонной гидродинамикой, подчеркивается резкими колебаниями биомасс донной фауны и изменениями ее трофического характера. Так, в экваториальном поясе отмечены локальные пятна сравнительно высоких биомасс эвтрофного бентоса, чередующиеся с олиготрофными участками (Соколова, 1970).

Пелагические фации областей с глубинами меньше критической глубины карбонатакопления. Это области безраздельного господства пелагических карбонатных осадков. Сюда относятся фации подводных возвышенностей, хребтов и гор, а также дна океанских котловин, находящегося гипсометрически выше критической глубины карбонатакопления для данного региона. К таким котловинам относятся Меланезийская и значительная часть Чилийской в Тихом океане, большие части Западно-Европейской, Канарской и Гвианской котловин в Атлантическом океане, Сомалийской и Мадагаскарской — в Индийском океане. Главные же площади карбонатных фаций приурочены к срединно-океаническим хребтам и примыкающим к ним поднятиям. По сути дела, можно говорить о срединно-океанских поясах карбонатакопления, расположение которых контролируется крупнейшими тектоническими структурами дна. Тектонический контроль осуществляется через гипсометрическое положение поверхности дна по отношению к уровню критической глубины. С другой стороны, имеет место климатический контроль над распространением карбонатных фаций, ибо абсолютное значение критической глубины меняется в системе широтной зональности в зависимости как от температуры глубинных вод, так и от продукции карбонатсегрегирующих организмов. Растворимость CaCO_3 возрастает с уменьшением температуры вод, а следовательно, уровень критической глубины поднимается с подъемом верхней границы холодных придонных водных масс и с уменьшением их температур, в целом от экватора к высоким широтам. Поскольку критическая глубина как фациальный переход от известковых осадков к бескарбонатным выражает равновесное соотношение между скоростями поступления на дно карбонатных биогенных частиц и их растворения, ее величина возрастает с повышением продукции этих частиц, что имеет место в поясах повышенной биологической продуктивности, в первую очередь экваториальном (Лисицын, 1974б, 1978). Повышение гипсометрического уровня критической глубины в высоких широтах во всех океанах по сравнению с тропическими находит выражение в сужении срединно-океанских полей карбонатных

фаций. В экваториальном поясе критическая глубина занимает самое низкое гипсометрическое положение, что приводит к расширению областей пелагического карбонатакопления на большие глубины, в том числе на дно котловин.

Критическая глубина представляет собой в пелагической области резкую фациальную границу. Переход от высококарбонатных осадков к совершенно бескарбонатным наблюдается нередко при увеличении глубины в пределах первых сотен метров. С другой стороны, это поистине универсальная граница в пелагической области. Даже на вершинах небольших холмов, возвышающихся над уровнем критической глубины всего на десятки метров, появляются осадки с повышенной карбонатностью (см., например, полигоны ст. 5988 и 5996; Скорнякова и др., 1971). Это означает повсеместное распространение поля пелагического карбонатакопления, всюду достаточно интенсивного, чтобы подавить более слабые в пелагической области процессы кремне- и глинонакопления, если влияние его не снято растворением.

Известковое вещество осадков, слагающих пелагические фации выше критической глубины, поступает практически целиком путем осаждения биогенных известковых частиц — раковин фораминифер и кокколитов — из пелагиали (водной толщи). Абсолютные массы (скорости накопления) этого вещества существенно зависят от широтной зональности: в экваториальном поясе повышенной биологической продуктивности они большие, в субтропических зонах минимальной продуктивности убывают, а в умеренных широтах снова возрастают (Лисицын, 1978). Различие средних скоростей карбонатакопления создает один широтно-зональный план фациальной организации полей карбонатных осадков. Он находит отражение в некоторых геохимических особенностях известковых осадков и в аутигенном минералообразовании: медленно накапливающиеся известковые осадки содержат железомарганцевые конкреции, микроконкреции, цеолиты, тогда как мощное карбонатакопление в высокопродуктивных зонах препятствует их образованию. Главным же фациальным признаком известковых осадков продуктивных зон является примесь, часто существенная (до 10—20 %), кремнистых биогенных остатков — радиолярий, диатомей, практически отсутствующих вне пределов этих зон.

Другой аспект широтной фациальной зональности карбонатных осадков — биогеографический — выражен в изменениях систематического состава микроорганизмов. Связанное главным образом с температурой поверхностных вод широтно-зональное распределение видов, родов и более крупных таксонов планктонных организмов приводит к тому, что однотипные по другим признакам известковые осадки сложены в разных климатических зонах совершенно различными танатоценозами фораминифер и кокколитов. Поэтому по составу фауны и флоры можно выделить обусловленные различиями температуры поверхностных вод ряды карбонатных фаций, что имеет важное значение для палеоклиматических реконструкций.

В пелагических карбонатных фациях четко выражена вертикальная (батиметрическая) зональность. Она имеет двоякую природу. Во-первых, выделяется глубинный уровень, глубже которого начинается интенсивное растворение кальцитовых раковин

фораминифер, получивший название фораминиферового лизоклина. Признаком лизоклина как фациальной границы служит резкое сокращение глубже него численности целых раковин фораминифер (в расчете на единицу веса осадка), возрастание полурастворенных раковин и детрита, а также относительной доли кокколитов. При этом содержание CaCO_3 в осадках может не уменьшаться. Резкое уменьшение содержания CaCO_3 с увеличением глинистой составляющей — переход от известковых осадков к мергельным — наблюдается только вблизи критической глубины.

Таким образом, в общей схеме вертикальной зональности выделяются три фациальные зоны: кокколитово-фораминиферовых осадков с цельнораковинной структурой (выше лизоклина), фораминиферо-кокколитовых осадков с детритовой структурой (ниже лизоклина) и мергельных осадков вблизи критической глубины. Помимо этой обусловленной физико-химическими факторами (условиями растворения CaCO_3) зональности, наблюдаются ряды фаций, связанные с перебивом и переотложением карбонатных осадков придонными течениями и суспензионными потоками. Они также чаще всего имеют характер вертикальной зональности, но фациальные переходы контролируются здесь уже не столько абсолютной глубиной, сколько относительными превышениями, уклонами дна, конфигурацией форм рельефа.

Сочетание перечисленных закономерностей вертикальной и широтной зональностей создает в основном наблюдаемую картину фаций (фациальную организацию) полей пелагических карбонатных осадков. Эта организация различна на разных типах подводных возвышенностей и дна котловин.

На *массивных возвышенностях* с пологим рельефом (океанских валах) господствуют однородные, «безтекстурные», несортированные кокколитово-фораминиферовые осадки, отложенные чисто пелагическим биогенным механизмом, фациальная изменчивость которых связана главным образом с уровнями фораминиферового лизоклина и критической глубины. Правда, на гребнях валов вероятны проявления деятельности придонных течений в виде знаков ряби или отмыва цельнораковинных фораминиферо-кокколитовых осадков, а на склонах — следы деятельности ползающих по дну или роющих детритоидных животных.

На *срединно-океанических хребтах* с их резко расчлененным грядово-глыбовым рельефом фации известковых осадков более разнообразны (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971; Van Andel e. a., 1965). На гребнях и склонах гряд выше уровня лизоклина развиты кокколитово-фораминиферовые илы с цельнораковинной структурой, переходящие на перегибах дна, в условиях интенсивных придонных течений, в чистые фораминиферовые пески и алевролиты. Ниже лизоклина цельнораковинная структура сменяется детритовой, увеличивается доля кокколитов.

В замкнутых осадочных «ваннах» («запрудах») между грядами наблюдаются небольшие (десятки километров в поперечнике) аккумулятивные равнины, образованные известковыми турбидитами — ритмично-слоистыми известковыми ила-

ми, в которых базальные слои ритмов сложены фораминиферовыми песками и алевролитами с градационной или тонкослойчатой текстурой, а верхние части — чистыми сметаноподобными кокколитовыми пелитоморфными илами.

Вблизи гребней срединных хребтов и в рифтовых ущельях базальные слои ритмов известковых турбидитов содержат нередко примесь эдафогенного или базальтового вулканокластического материала. В глубоких тектонических депрессиях, дно которых находится ниже критической глубины, известковые осадки фацциалтуј сменяются эдафогенными склоновыми отложениями и турбидитами. В известковых осадках рифтовых зон обычны прослойки и рассеянная примесь вулканокластического материала (обломки неизмененного базальтового стекла, плагиоклаз, оливин).

Для участков срединных хребтов, пересекающих пояса кремненакопления, характерна некоторая примесь радиолярий и диатомей. Относительная доля их в целом возрастает от гребней к впадинам и с увеличением абсолютной глубины. Ниже лизоклина, а особенно вблизи критической глубины известковые осадки переходят в кремнисто-известковые и кремнисто-мергельные. Увеличение содержания кремнистого компонента с глубиной связано как с частичным снятием разбавляющего влияния карбонатного материала его растворением, так и со смывом в понижения рельефа относительно более легких ажурных кремнистых частиц. У подножий склонов, в частности в трансформных разломах, развиты кремнисто-известковые турбидиты с чередованием карбонатных и кремнистых слоев.

На *изолированных подводных горах*, гайотах и крутосклонных *глыбовых хребтах* обычно четко различаются фации вершинных поверхностей и склонов. Первые представлены отсортированными цельнораковинными фораминиферовыми песками или алевролитами со знаками ряби и менее сортированными кокколитово-фораминиферовыми осадками. Для вершинных фаций, очевидно образующихся в условиях интенсивного перемыва осадков придонными течениями, характерно присутствие железомарганцевых конкреций и обломков марганцевых корок. Известковые осадки чередуются с обнажениями древних вулканических и осадочных пород, покрытых Fe-Mn корками.

На склонах (выше критической глубины) наблюдается сложное чередование западин и ступеней с известковыми осадками — фораминиферовыми песками, кокколитово-фораминиферовыми илами, эдафогенных глыбовых накоплений из покрытых Fe-Mn корками глыб вулканических пород, эдафогенных брекчий, фосфоритов; обнажений этих пород с Fe-Mn корками на поверхности; скоплений конкреций, явно ссыпавшихся вниз по склонам. На нижних частях склонов покров пелагических осадков, как правило, менее прерывист, а у подножий наблюдаются аккумулятивные шлейфы, сложенные в зависимости от глубины известковыми, мергельными или глинистыми осадками. Подобные взаимоотношения фаций описаны в результате детальных полигонных исследований на дне Тихого и Индийского океанов (Скорнякова и др., 1971; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Особый вид имеют фациальные ряды склонов подводных хребтов и возвышенностей внутри пелагической области, увенчанных островами. В тропическом поясе на склонах *коралловых атоллов*, а также берегов с барьерными рифами наблюдаются переходы от мелководных рифовых фаций к бентогенно-детритовым склоновым, представленным продуктами дробления коралло-водорослевых известняков с примесью другого известкового детрита. Этот мелководный материал сбрасывается на крутые склоны волнами и течениями, а в дальнейшем испытывает гравитационное перемещение вниз, распространяясь до глубин не менее 1-2 км. С увеличением глубины количество его постепенно убывает за счет ограниченности путей переноса и растворения арагонита, что приводит к фациальной смене бентогенных детритовых осадков пелагическими кокколито-фораминиферовыми. Глубина такого перехода варьирует в широких пределах. Для Тихого океана характерен примерный интервал в 2—3 км, ниже которого пелагические компоненты становятся преобладающими. Но переход к пелагическим известковым осадкам может происходить и на гораздо меньших глубинах. Вероятно, имеются и случаи отклонения в сторону больших глубин.

Фации склонов *вулканических* островов внутри пелагической области не могут быть отнесены к пелагическим. С таких островов всегда поступает некоторое количество продуктов денудации, а в случае наличия действующих вулканов — еще и вулканокластического материала. Развита склоновая фация терригенных, вулканотерригенных и вулканокластических осадков в сочетании с бентогенными и пелагическими биогенными компонентами. У базальтовых островов тропического пояса (Самоа, Гаити, Гавайских) верхние части склонов покрыты несортированными обломочно-мергельными осадками, содержащими обломки выветрелых базальтов, преимущественно монтмориллонитовое глинистое вещество и известковый компонент, представленный смесью бентогенного и пелагического материала. Вниз по склонам карбонатность осадков нередко сначала возрастает с одновременным уменьшением содержания мелководного бентогенного и обломочного материала, увеличением доли фораминифер, кокколитов. На нижних частях склонов развиты пелагические мергельные осадки, ниже критической глубины сменяющиеся пелагическими глинами или туффитовыми осадками.

Лекция 13. ФАЦИИ ОКРАИННО-ОКЕАНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Системы морфоструктур окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб (островодужный подтип) или континентальный склон складчатого горного сооружения — глубоководный желоб (андийский подтип) представляют два варианта «активных» континентальных окраин тихоокеанского типа. Фациальная зональность этих областей находится в тесной зависимо-

сти от главных морфоструктур, от протекающих в них тектонических и вулканических процессов. Эта зависимость позволяет выделить здесь закономерные ряды структурно-фациальных зон (Мурдмаа, 1968б, 1971).

Окраинно-океанские геосинклинальные пояса находятся большей частью в областях преобладания приконтинентального седиментогенеза, хотя имеются и районы, где господствует пелагический тип седиментогенеза. К этим двум типам добавляется наложенный на них третий — вулканогенно-осадочный, связанный с андезитовым вулканизмом островных дуг и кайнозойских орогенных поясов.

Субокеанские фации геосинклинальных котловин окраинных морей. Котловины окраинных и межостровных морей представляют собой обширные глубокие бассейны седиментации, отделенные от океана геоантиклинальными поднятиями островных дуг. Субокеанский характер процессов седиментогенеза и фаций в этих бассейнах обусловлен размерами акватории (сотни, тысячи километров), глубиной (от 2-3 до 5-6 км), нормальным океанским составом и слоистой структурой водной толщи, более или менее свободным водообменом с открытым океаном, прямой связью течений с океанской циркуляцией. В целом близок к океанскому также состав фауны и флоры котловин окраинных морей.

Фации большинства котловин, примыкающих к континентам или крупным островам, близки к рассмотренным выше приконтинентальным фациям подножий склонов и абиссальных равнин. В центрах некоторых обширных морей (Филиппинского, Фиджи), отделенных от континентов системами тыловых островных дуг или подводных гряд и котловин, устанавливается пелагический режим осадкообразования. Отличие фациальной обстановки этих котловин от океанской заключается прежде всего в наличии отделяющих их от океана барьеров — горных сооружений островных дуг, которые благодаря своей вулканической активности и наличию интенсивно денудированных гористых островов служат специфическим источником осадочного материала, поступающего с противоположной (по отношению к континентам) стороны.

Современная поверхность дна котловин всех окраинных морей покрыта преимущественно тонкозернистыми осадками, которые могут отлагаться только при условии затишных придонных вод: гемипелагическими глинами, туфо-глинами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми диатомовыми илами, мергельными и известково-туффитовыми илами. В Филиппинском, а возможно также в Соломоновом и Фиджийском морях имеются пелагические глины и туфо-глины.

На дне многих котловин, примыкающих к континентальным склонам или склонам крупных островов, развиты аккумулятивные абиссальные равнины, сложенные турбидитами. Так, терригенные турбидиты известны на дне Японского, Южно-Китайского, Андаманского морей, в глубокой части («желобе») моря Банда; карбонатно-терригенные дистальные турбидиты покрывают плоское дно котловин Кораллового, Тасманова (?) морей и южной части моря Суду. В Охотском и Беринговом морях в послеледниковое время усилилось кремненакопление, но на основании геоморфологических и сейсмических данных пред-

полагается, что аккумулятивные тела абиссальных равнин здесь также сложены в основном турбидитами. Плейстоценовые турбидиты вскрыты в Беринговом море бурением (Creager, Shell e. a., 1973). У подножий вулканических гряд островных дуг известны или предполагаются туфо-турбидиты, в которых базальные слои ритмов сложены переотложенным вулканокластическим материалом (пепловыми частицами, плагиоклазом, стеклом, пироксенами), а верхние слои — глинисто-туффитовыми осадками.

Относительная роль процессов терригенного, биогенного и вулканогенного осадкообразования в разных котловинах различна. Она меняется в зависимости от интенсивности поставки терригенного материала, от активности вулканизма островных дуг и от биологической продуктивности вод. При этом первый из трех факторов является обычно основным, контролирующим весь характер осадочного процесса и фациальный облик котловин.

Интенсивное поступление терригенного материала предопределяет высокие темпы терригенной седиментации, преобладание терригенных глинистых и обломочно-глинистых осадков в котловинах Андаманского, Южно-Китайского, Восточно-Китайского, Японского морей, а также большинства глубоких морей Индонезии. Образованию бескарбонатных терригенных осадков способствует также глубина бассейнов, превышающая критическую.

В условиях слабого поступления тонкозернистого терригенного материала и высокой биологической продуктивности вод в котловинах Охотского, Берингова и Японского (в меньшей мере) морей происходит накопление ге-мипелагических кремнистых и кремнисто-глинистых диатомовых илов, а в Западно-Марианской котловине — пелагических диатомово-радиоляриевых илов.

Относительная замкнутость глубоких частей бассейнов, отгороженных островными дугами, создает предпосылки для концентрической (хотя далеко несимметричной) фациальной зональности внутри каждого из них. Такая зональность — кольцеобразное огибание центральной, наиболее пелагической части котловин зонами с определенной литологической и геохимической спецификой — была впервые обнаружена в Охотском море (Безруков, 1960), а затем выявлена с той или иной степенью отчетливости и в большинстве других окраинных морей (Лисицын, 1966б). Как правило, от периферии к центру котловин наблюдается уменьшение скоростей накопления и абсолютных масс осадочного вещества в целом и отдельных его компонентов, уменьшение процентных содержаний алевритовой фракции гранулометрического состава, органического вещества, увеличение доли биогенного кремнезема и глины, возрастание мощности поверхностного окисленного слоя.

Наряду с концентрической зональностью наблюдаются закономерные фациальные изменения в направлении от континентальной окраины котловин к островным дугам. Здесь следует прежде всего указать на увеличение роли вулканокластического

материала, на смену терригенных комплексов обломочных минералов вулканогенными, а также на убывание общего количества накапливающегося терригенного материала.

Фации горных сооружений островных дуг. Островные дуги — громадные горные сооружения (преимущественно подводные) на границе океана и окраинных морей — представляют собой специфическую структурно-фациальную зону, включающую широкое разнообразие фаций от наземных (острова) и мелководных (островные шельфы) до глубоководных (островные склоны, глубокие проливы). Всем субаквальным фациям свойственны общие черты: а) высокая подвижность вод, в том числе придонных, предопределяющая широкое распространение грубозернистых осадков; б) питание обломочным материалом почти исключительно за счет «внутренних» ресурсов самой островной дуги — терригенными или вулканотерригенными продуктами размыва островов, вулканокластическим материалом субаэральных и подводных извержений вулканов андезитового пояса, эдафогенным материалом, поступающим в систему седиментогенеза при размыве дна; в) сложнорасчлененный горный рельеф, предопределяющий быструю изменчивость фациальных обстановок, особенно вкост простирания главных структурных элементов геоантиклиналей островных дуг.

Общий характер фациальной обстановки и фациальная организация зоны в разных островных дугах существенно различаются, будучи связанными с их неодинаковым геологическим строением, физико-географической ситуацией, вулканической активностью (Мурдмаа, 1971). Вариации эти можно свести к двум главным направлениям: тектоническому и широтно-географическому (климатическому). По тектоническому признаку островные дуги можно выстроить в ряд, скорее всего отражающий стадийность развития орогенеза геоантиклиналей. В одном конце этого ряда стоят далеко выдвинутые в океан молодые подводные горные сооружения, увенчанные редкой цепочкой небольших островов, на которых обнажаются почти исключительно молодые (неоген-плейстоценовые) вулканические и вулканогенно-осадочные породы или рифовые известняки (дуги Марианская, Идзу-Бонинская, Тонга-Кермадек). Главным поставщиком обломочного материала в этих дугах служит современный вулканизм, а также продукты размыва молодых рыхлых вулканических пород островов и, вероятно, дна. В тропическом поясе вулканокластический материал сочетается с биогенным известковым: коралловодородослевыми известняками и детритом на мелководьях, фораминиферовым — в относительно глубоководных фациях склонов, подводных поднятий, проливов. Широко распространены известково-туффовые осадки, песчаные или алевроитовые, а в пределах вулканических гряд — скопления пемзы и шлака с биогенным детритом, песчано-алевритовой тефрой. Различаются, с одной стороны, фации гребней хребтов и проливов с очень высокой гидродинамической активностью придонных вод, обуславливающей смыв тонких фракций осадков, а местами — размыв дна, с другой — несколько более затишные условия склонов и депрессий, где происходит аккумуляция масс тефры и туффов.

От описанных отличаются развитые двойные островные дуги типа Курильской, где гряды довольно крупных гористых островов на гребнях одного или двух параллельных хребтов чередуются по простиранию с относительно узкими пространствами, занятыми субаквальными фациями проливов. На островах внутренней (вулканической) дуги размываются преимущественно четвертичные и неогеновые вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. На внешней (невулканической) дуге обнажаются более древние (меловые) породы сходного состава. Небольшую роль в составе питающей провинции играют гидротермально метаморфизованные вулканиты и интрузивные породы (гранодиориты). Главную массу обломочного материала поставляют молодые рыхлые вулканокластические отложения андезитового и риолит-дацитового состава. Вулканотерригенный материал, вероятно, доминирует над вулканокластическими продуктами современных извержений.

В фациальной организации дуг такого типа (на примере Курильской) выделяются четко выраженные, вытянутые вдоль простирания зоны: а) гребня внутреннего хребта, где субаэральные вулканические, а также различные островные аллювиальные, делювиальные и склоновые фации сменяются субаквальными фациями островных шельфов, подводных возвышенностей (порогов) и глубоких проливов, промываемых интенсивными придонными течениями. Субакральные фации представлены грубообломочными гравийно-галечными и песчаными отложениями, часто резидуального характера, образованными в результате смыва более тонких фракций. Распространены реликтовые осадки. Устойчивого осадконакопления, кроме участков аккумулятивных побережий крупных островов, не происходит.

Сходные фациальные условия характеризуют гребневую зону внешнего (невулканического) хребта, только здесь роль современного вулканокластического материала еще меньше. В тропическом поясе на внешнем хребте развиваются кораллово-водорослевые рифовые фации (например, в дугах Андаманско-Никобарской, Тонга).

Между двумя грядами в двойных дугах располагается продольный прогиб, по геофизическим данным, частично или полностью заполненный мощной многокилометровой толщей осадков. В современную эпоху здесь располагаются фации от мелководных шельфовых (например, средние части широких шельфов Парамушира и Южно-Курильского) до относительно глубоководных (1—2 км) дна ложбин и подводных долин. Они представлены более тонкозернистыми по сравнению с гребнями хребтов осадками, накапливающимися с большой скоростью. В Курильской дуге это мелкозернистые вулканотерригенные пески — отложения придонных течений. В ложбинах встречены турбидиты.

На склонах двойных дуг аккумулятивные участки сложно сочетаются с обнаженными грядами и уступами, где современные осадки не отлагаются, с эродированным дном подводных каньонов. В депрессиях и ложбинах склона, обращенного к окраинному морю, происходит интенсивное накопление смытого с гребневой зоны хребта вулканотерригенного материала.

ла и выпавшей при извержениях соседних вулканов тефры. В поясах кремненакопления (Охотское, Берингово моря, дуга Скотия) этот материал смешивается с диатомовым аморфным кремнеземом, образуя кремнисто-туффитовые осадки. Здесь же наблюдаются специфические склоновые фации обломочно-спикуловых осадков с глауконитом. Широко распространены вулканотерригенные турбидиты. У подножий склонов на дне окраинных морей формируются шлейфы глинисто- и кремнисто-обломочных отложений придонных течений и турбидитов.

С фациальными условиями осадконакопления связана трофическая зональность в целом обильной донной фауны. На гребнях хребтов, в проливах, на краях шельфов, в условиях высокой гидродинамической активности придонных вод, ограниченного современного осадконакопления обитает эпифауна сестонофагов-фильтраторов (кораллов, губок, гидроидов, балянусов, мшанок, крупных моллюсков). В тропической зоне на мелководьях развиваются кораллово-водорослевые биогермы. Для фаций песков и алевроитов — отложений придонных течений — характерны биоценозы с доминированием подвижных сестонофагов, а в более затишных условиях — детритофагов-собирателей (морских ежей, звезд, офиур, моллюсков). Интенсивная аккумуляция относительно тонкозернистого материала с повышенным содержанием неминерализованного органического вещества в склоновых фациях благоприятствует расцвету фауны илоедов — безвыборочно заглатывающих грунт роющих детритофагов (неправильных ежей, полихет, голотурий, мелких моллюсков).

Там, где на месте островных дуг располагаются крупные острова или полуострова (микроконтиненты — Япония, Камчатка, Новая Гвинея, Филиппины и др.), современными морскими фациями заняты только узкие шельфы и подводные склоны, тогда как на гребне горного сооружения развиты только наземные фации. Шельфовые и склоновые фации по общему характеру и взаимоотношениям близки к соответствующим приконтинентальным, отличаясь лишь значительной, а местами доминирующей ролью вулканокластического материала в составе осадочного вещества. Широкое распространение вулканотерригенных осадков на океанских склонах Камчатки и Японии сближает эти зоны с островодужными, а накопление на склонах крупных островов экваториального гумидного пояса (Новой Гвинеи, Филиппин) терригенных обломочно-глинистых и мергельных осадков сходно с процессами, протекающими на континентальных склонах.

В целом островные дуги как крупные структурно-фациальные зоны представляют собой относительно самостоятельные седиментационные системы, питающиеся за счет собственных источников осадочного вещества (вулканизма, денудации островов и дна), а в какой-то мере использующие ресурсы растворенных веществ океанских вод (биогенные процессы). Значительная часть осадочного вещества, мобилизуемого или продуцируемого в островных дугах — тонкая глинистая и биогенная взвесь, плавающая пемза, вулканический пепел, растворенные продукты вулканических эксгаляций — проходит транзитом через фации островных дуг и выносится в соседние фациальные зоны.

Фации глубоководных желобов. Фации желобов представляют самую глубоководную на Земле (ультраабиссальную) обстановку осадкообразования. Располагаясь у подножий горных сооружений островных дуг и окраинных складчатых сооружений континентов, они служат своего рода коллекторами той части осадочного материала, которая разносится от источников по дну, имея тенденцию нисходящего движения под действием сил гравитации. Хотя водные массы, заполняющие желоба, подвижны, гидродинамическая активность придонных вод здесь все же ниже, чем на соседних возвышенностях, особенно в районах островных дуг, что предопределяет роль желобов как отстойников глубинной взвеси. На желоба распространяются ареалы эолового и водного транспорта вулканокластического материала извержений наземных вулканов андезитового пояса, что предопределяет распространение в них вулканокластических и туффитовых осадков.

Колоссальная амплитуда (до 10—15 км) и контрастность рельефа создают на склонах желобов благоприятные условия для мощного развития различных гравитационных процессов переотложения осадочных масс (оползней, обвалов, суспензионных потоков и т. д.), еще более усиленных высокой сейсмичностью. Эти процессы наряду с деятельностью придонных течений создают на склонах желобов участки и протяженные зоны обнаженного дна, чередующиеся с аккумулятивными зонами. Высокая тектоническая активность, в частности движения блоков земной коры по разломам (зона Бениоффа и другие более мелкие), благоприятствует выводу на поверхность дна и дроблению горных пород фундамента островных дуг и океанской земной коры, в том числе пород офиолитовой ассоциации (гипербазитов, габброидов, диабазов, кремней). Обломки этих пород образуют эдафогенную составляющую осадков желобов, которая в некоторых условиях играет важную, а то и преобладающую роль в балансе осадочного вещества.

В осадкообразовании в желобах участвуют биогенные процессы, как планктоногенные, так и бентогенные, хотя на фоне интенсивной абиогенной седиментации они редко становятся преобладающими. Планктоногенное карбонатонакопление развито на верхних частях склонов (выше критической глубины) тех желобов тропического пояса, куда поступает сравнительно мало терригенного и вулканокластического материала. Суспензионными потоками в желоба тропического пояса иногда вносится некоторое количество мелководного бентогенного известкового детрита. В умеренных поясах кремненакопления (например, в Курило-Камчатском желобе) происходит накопление кремнисто-глинистых диатомовых илов, чему способствует локальное повышение биологической продуктивности вод над склоном островной дуги. Слабее ощущается влияние экваториального радиояриетового пояса. В желобах тропической зоны во вторичном, переотложенном виде накапливаются этмодискусовые илы.

В фациальной организации желобов имеет существенное значение различие в условиях осадкообразования между их внешним (океанским) и внутренним (приостровным) склонами. Вдоль оси желобов на их максимальных глубинах вытянута еще одна специфическая зона — выровненного аккумулятивного дна. Различие между склонами выражено как в рельефе и тектонике дна, так

и в условиях питания осадочным материалом, что предопределяет разный характер склоновых фаций. Меньше известно о различиях динамики вод, хотя они, вероятно, также существенны.

Внутренний склон большинства желобов более крутой, рельеф его более резко расчлененный, изобилует крутыми уступами, грядами, депрессиями, рассечен в поперечном направлении подводными каньонами. Во многих желобах (Курильском, Японском, Тонга и др.) поперечный профиль склона ступенчатый: несколько четких, вытянутых по простиранию ступеней со слабонаклонной или субгоризонтальной поверхностью шириной порядка нескольких или первых десятков километров отделены друг от друга уступами крутизной 5—10° или более. Вдоль краев ступеней нередко возвышаются валообразные поднятия или скалистые гряды, в той или иной мере отгораживающие поверхность ступеней, превращая их в подобие бассейнов седиментация Сейсмическими данными показано, что под ступенями действительно располагаются мощные тела неуплотненных осадков, иногда с явными признаками горизонтально-слоистых толщ турбидитов, тогда как на краях их выходят консолидированные слои осадочных или вулканических пород, а покров осадков утончается или выклинивается полностью.

В современных фациях ступенчатый профиль склона представлен чередованием условий аккумуляции гемипелагического типа или разгрузки гравитационных потоков на поверхностях ступеней и в депрессиях с участками выходов скалистого дна, размыва или транзита перемещаемого вниз по склонам осадочного вещества (выступы на краях ступеней, крутые уступы). Такая смена обусловлена как гравитационными процессами (смещение осадков с крутых уступов), так и гидродинамикой придонных вод (увеличение скоростей течений над выступами склона). Она находит отражение в экологических группировках донной фауны (Соколова, 1960, 1976): на выступах обитают прикрепленные к субстрату фильтраторы-сестонофаги (гидроиды, актинии, кораллы, погонофоры, губки), а на мягких грунтах аккумулятивных участков (ступеней) в условиях относительно затишных придонных вод — детритофаги (голотурии, мелкие моллюски, полихеты и др.).

На внутренний склон поступает терригенный (островной) и вулканокластический материал со стороны островной дуги. Прежде всего, это переносимый по дну обломочный песчано-алевритовый материал, в меньшей мере тонкодисперсное взвешенное глинистое вещество. Значительные массы глинистой взвеси поступают в желоба, по-видимому, только с некоторых крупных островов (Новая Гвинея, Япония, Зондские острова) и с континентальных побережий (Анды, Камчатка), но горный рельеф и преобладание физического выветривания обуславливают вынос с суши главным образом обломочного материала.

Распространение обломочного материала (терригенного, вулканотерригенного и вулканокластического) по склону и его механическая дифференциация происходят под действием придонных течений, внутренних волн и сил гравитации. В целом количество этого материала убывает по мере удаления от источника (т. е. вниз по склону), а его гранулометрический спектр сдвигается в сторону тонких фракций. Но на конкретных профилях ход фациальных изменений, обусловленных механической дифферен-

циацией обломочного материала, не носит последовательного, постепенного характера, а осложнен повторными поглубениями, локальными условиями аккумуляции или перемыва под действием придонных течений, а главное — гравитационным транспортом масс обломочного материала вниз по склону (сuspензионные потоки, подводные оползни и лавины).

Непосредственно за краем шельфа или подводных плато островных дуг, откуда на склон сбрасывается обломочный материал придонного транспорта, во многих желобах (Курило-Камчатском, Японском и др.) располагаются прерывистые пояса неотсортированных вулканотерригенных или терригенных граувакковых песчано-алевритовых и песчано-алевритово-пелитовых осадков. В Курило-Камчатском желобе такой пояс опускается до глубин 3—5 км, охватывая верхний уступ склона и поверхность ступени у его подножия (Мурдмаа, 1971). Пологая ступень, частично отгороженная краевыми грядами, служит, по-видимому, местом осаждения значительной части материала придонного транспорта. За его краем наблюдается переход к более тонким осадкам гемипелагического типа. В Курило-Камчатском желобе они представлены глинисто-диатомовыми илами, глубже переходящими в слабокремнистые глинистые илы (гемипелагические глины), которые покрывают прерывистым слоем не только нижнюю часть внутреннего склона, но распространены также на дне и отчасти на внешнем склоне.

В общем смена обломочных песчано-алевритовых осадков верхней части склона на тонкозернистые гемипелагические с удалением от источников поступления обломочного материала и увеличением глубины наблюдается на внутренних склонах большинства желобов, но глубина и характер этого фациального перехода варьируют в широких пределах, а фациальные зоны сильно (иногда до неузнаваемости) осложнены наличием упомянутых выше протяженных зон размыва, наложением на нормальный ход механической дифференциации гравитационных склоновых процессов, независимого от придонной гидродинамики поступления вулканокластического материала из наземных вулканов, процессами эдафогенного осадкообразования. Устремляющиеся вниз по каньонам сuspензионные потоки могут пронести обломочный материал транзитом через зону тонкозернистых осадков, разгружая его то в депрессиях нижней части склона, то на самом дне желоба в виде турбидитов (в том числе туфо-турбидитов).

Поле разноса вулканокластического материала ветрами (пепловые тучи) и поверхностными течениями (плавающая пемза, взвесь) проектируется со своими закономерностями фациальных изменений на дно, проявляясь на фоне придонного транспорта и аккумуляции то сильнее, то слабее. Возникают скопления пемзы, слои пепла и разнообразные туффитовые осадки, которые можно встретить на самых различных глубинах.

Значительное распространение имеют склоновые фации эдафогенных отложений. Подводное разрушение пород, обнажающихся на склонах, а прежде всего их тектоническое дробление в разломах, характерно для всех зон обнаженного дна,

но наибольшую роль эдафогенный материал играет на нижних частях внутреннего, а в ряде желобов (Марианском, Филиппинском) также внешнего склона. Конкретные генетические типы склоновых эдафогенных отложений пока слабо изучены, поскольку материал добыт почти исключительно тралами и драгами, нарушающими первичные текстуры и, возможно, смешивающие разные соседние типы. Тем не менее можно с достаточной уверенностью говорить о наличии щебнисто-глыбового подводного элювия на поверхности обнажений, подводных оползневых, обвальных, осыпных и лавинных грубо-обломочных отложений. Нет сомнений также в преимущественной фациальной приуроченности этих отложений к крутым уступам и их подножиям.

Дно желобов там, где оно представлено узкой полосой плоской абиссальной равнины, покрыто глинистыми, обломочно-глинистыми (туффитовыми) или кремнисто-глинистыми гемипелагическими осадками и турбидитами, в некоторых желобах тропического пояса (Яп, Марианском, Палау) здесь накапливаются этмодискусовые илы, вероятно, отложенные в затишных условиях из стекающей по склону кремнистой суспензии.

Внешний (океанский) склон желобов, как правило, положе и ровнее внутреннего, хотя и здесь проявлен ступенчатый характер выпуклого в целом профиля, имеются крутые (сбросовые?) уступы с участками скалистого дна и субгоризонтальные ступени. Нередко рельеф склона осложнен подводными горами, представляющими собой древние подводные вулканы. Нижняя часть склона некоторых желобов (Курило-Камчатского, Марианского, Тонга и др.) очень крутая, представляет собой тектонический уступ. В верхней части склон полого переходит в поверхность краевого вала, отделяющего желоб от дна океанских котловин.

На внешних склонах большинства желобов господствуют тонкозернистые гемипелагические или пелагические осадки, по составу и генезису близкие к осадкам соседних океанских котловин. Если краевой вал поднят выше критической глубины карбонатонакопления, то на внешнем склоне желоба наблюдается фациальный переход от известковых и мергельных осадков к бескарбонатным. В противном случае фации краевого вала и склона очень сходны между собой: первые отличаются лишь некоторым погрубением осадков и уменьшением скоростей осадконакопления за счет возрастания скоростей течений, препятствующих осаждению тонкой глинистой взвеси. Впрочем, такие же условия возможны и на выступах внешнего склона.

Внешние склоны отрезаны желобами от придонного потока обломочного материала, идущего от островных дуг; помимо тонкообломочных фракций взвеси, из обломочных частиц сюда поэтому попадает только вулканокластический материал дальнего разноса (пемза, пепел) и эдафогенный материал — продукты размыва пород самого склона. Фации перемыва осадков придонными течениями (обогащение резидуальными крупными фракциями) и скопления эдафогенного

материала у участков обнаженного дна составляют главные черты фациального разнообразия внешних склонов на фоне довольно однородных, преимущественно глинистых осадков, плащеобразно покрывающих большую их часть. В некоторых желобах и на примыкающих к ним краевых валах развиты фации с железомарганцевыми корками и конкрециями, приуроченные к участкам пониженных или нулевых скоростей осадконакопления.

Лекция 14. ФАЦИИ ВНУТРИОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ЗОН РАЗЛОМОВ

Через все океаны проходит пояс срединных хребтов, осевые (рифтовые) зоны которых отличаются высокой современной сейсмотектонической, вулканической и гидротермальной активностью. Рельеф дна в пределах срединных хребтов резко расчлененный, отражает тектоническое дробление фундамента по многочисленным разломам, отчасти активным и в настоящее время. Океанское ложе пересекают протяженные зоны разломов, выраженные в рельефе крутыми уступами, узкими грядами и желобообразными депрессиями, а также поясами подводных вулканов, часть из которых была активна в недалеком геологическом прошлом.

Подводный базальтовый вулканизм и гидротермальная деятельность на дне океана, сейсмичность, тектонический рельеф — все эти особенности внутриокеанских подвижных поясов и зон разломов оказывают влияние на характер глубоководных фаций как путем поставки специфического по составу эндогенного вещества, так и через своеобразие путей его разноса и осаднения. Выше уже говорилось о карбонатных пелагических фациях срединных хребтов. В данном параграфе рассмотрим фации, связанные с эндогенной поставкой вещества и с разрушением коренных пород дна.

При одинаковой интенсивности поставки эндогенного вещества его относительная роль в осадкообразовании возрастает с убыванием скоростей осадконакопления в силу конкурентных взаимоотношений с терригенной и биогенной седиментацией. Поэтому эффект эндогенных процессов более отчетлив в пелагической области и почти незаметен в условиях быстрой приконтинентальной седиментации.

Фации, связанные с глубоководным базальтовым вулканизмом. Прямое участие твердых продуктов глубоководного вулканизма в осадкообразовании можно проследить на двух примерах рифтовых зон срединных хребтов, где наблюдается современная вулканическая деятельность (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971), и древних вулканических районов ложа океана, где

в силу очень малых скоростей осадконакопления вулканы оказались длительное время подверженными воздействию придонных вод (Южная котловина Тихого океана; Скорнякова и др., 1971; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Трещинные излияния бедных летучими компонентами толеитовых базальтов срединных хребтов поставляют очень мало вулканокластического материала. Он представлен главным образом остроугольными обломками чистого, неизмененного стекла и стекловатых базальтов, отколовшихся при растрескивании корок закаливания шаровых лав. Из этого в основном непалагонитизированного гиалокластического материала образуются при транспортировке придонными течениями или гравитационными процессами (суспензионными потоками) маломощные, небольшой протяженности слои щебня, песков, алевроитов на поверхности базальтов или среди пелагических известковых осадков. При переносе суспензионными потоками вулканокластическая смесь смешивается с известковым осадочным материалом, образуя туффитовые осадки.

В Южной котловине Тихого океана, на полигоне ст. 5968 (Скорнякова и др., 1971), выявлены фациальные изменения вулканокластитов иного рода. Прижерловые фации вулканических центров, имеющих вид абиссальных холмов, представлены палагонитизированными гиалокластическими брекчиями, которые на склонах холмов сменяются более тонкими песчано-алевритовыми гиалокластитами. Последние распространяются в виде маломощных покровов (отложений гипотетических гиалокластических потоков) на дно ложбин между холмами, где образуют россыпи тонких сцементированных туфовых плиток на поверхности эвпелагических глин.

Среди эвпелагических глин, развитых на склонах холмов и на дне ложбин, встречаются разновидности, обогащенные зернами палагонита, которые могут рассматриваться как туфо-глины, образующиеся в ареалах рассеяния глубоководной гиалокластической, переносимой придонными течениями или суспензионными потоками.

Преобразование палагоиита под воздействием придонной воды, вероятно, приводит к образованию аутигенного филлипсита и смешанослойного иллит-монтмориллонита эвпелагических глин. Такие глины и цеолититы, следовательно, также генетически связаны с подводным вулканизмом, хотя их нельзя отнести к вулканическим фациям, поскольку акты вулканизма и образования глин разделены длительным промежутком геологического времени. Скорее можно говорить о фациях гальмиролиза.

С подводной поствулканической активностью связаны специфические фации гидротермально измененных пелагических глин в той же Южной котловине (Скорнякова и др., 1973).

Пелагические фации областей влияния подводных эксгаляций. Влияние гидротермальной активности океанского дна сказывается особенно отчетливо именно на пелагических фациях в силу низких скоростей накопления и малых абсолютных масс пелагических осадков. Но даже в условиях минимальных скоростей осадконакопления эксгалятивные компоненты крайне ред-

ко становятся осадкообразующими, и вся гамма фациальных изменений, связанных с гидротермальной активностью, разворачивается на фоне обычного пелагического седиментогенеза со свойственными ему закономерностями фациальной зональности.

Наиболее ярко проявлены и лучше всего изучены пелагические эксгальтивно-осадочные фации в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и депрессии Бауэра. В осевой рифтовой зоне хребта здесь встречены настоящие железорудные фации — вулканические брекчии и гиалокластиты с обильными выделениями гидроокислов железа (Bonatti, Joensuu, 1966), но они имеют узко локальное распространение. На обширных площадях, достигающих ширины 1—2 тыс. км, наблюдается обогащение пелагических известковых и глинистых осадков гидроокислами железа и марганца, а также рядом малых элементов (Лисицын и др., 1976; Bostrom, Peterson, 1969). Судя по геохимическим картам, наблюдается постепенное уменьшение концентрации металлов в сторону от полос максимального обогащения, приуроченных к рифтовым зонам и некоторым разломам. Конкретные же точки показывают значительный разброс величин, свидетельствуя о гораздо более сложной картине фациальных изменений металлоносных осадков.

Выше критической глубины карбонатакопления на гребне хребта выделяются фации высококарбонатных светлоокрашенных кокколито-фора-миниферовых осадков, в которых металлоносность обнаруживается только в пересчете на бескарбонатное вещество. В понижениях рельефа, а особенно на глубинах, близких к критической, на флангах хребта и во впадине Бауэр наблюдаются в целом более тонкозернистые фораминиферо-кокколитовые осадки с яркой слоистостью: чередованием белых и светло-коричневых слоев с темно-коричневыми и кирпично-красными металлоносными. Происхождение такой слоистости не объяснено однозначно. В некоторых случаях она напоминает диагенетическую полосчатость, как будто указывая на постседиментационную миграцию рудных компонентов, в других металлоносные слои напоминают переотложенные осадки. Чаще же появление металлоносных слоев объясняется определенными периодами усиленной эксгальтивной деятельности. Пока неясно, насколько выдержаны по простиранию отдельные металлоносные слои и каков характер фациальных изменений в пределах каждого из них.

Вблизи критической глубины карбонатакопления, которая во впадине Бауэр занимает необычно высокое для этих широт гипсометрическое положение (около 4 км), известковые металлоносные осадки сменяются мергельными, а затем бескарбонатными. Последние представляют собой обогащенные железом, а особенно марганцем, разновидности эвпелагических глин, но отличаются очень слабой окристаллизованностью глинистых минералов, пониженным содержанием алюминия по отношению к кремнезему.

Под влиянием экваториального пояса кремненакопления формируются металлоносные кремнисто-известковые и кремнисто-глинистые осадки. Фациальный переход к ним связан с повышением биологической продуктивности вод и не имеет отношения к эксгалятивным процессам.

Повышенная за счет гидротермальной поставки металлоносность пелагических осадков фиксируется путем геохимических пересчетов также в срединных хребтах Индийского и Атлантического океанов, но соответствующие фации проявлены гораздо менее отчетливо.

Фации с эдафогенным материалом. Разрушение и размыв в подводных условиях горных пород дна накладывают специфический отпечаток на фации областей с расчлененным тектоническим рельефом — рифтовых зон срединно-океанских хребтов, трансформных разломов, районов блокового дробления ложа океана, краевых разломов глубоководных желобов, а также континентального склона. Возникают фации эдафогенных обломочных и обломочно-глинистых осадков или осадков с примесью эдафогенного материала. Более вероятно нахождение этих фаций в пелагической области низких скоростей осадконакопления, где они отчетливо выделяются особенностями состава. Имеются фации с эдафогенным материалом и в приконтинентальных областях, в частности на континентальных склонах, но отличить эдафогенный материал от терригенного здесь гораздо труднее ввиду петрографического сходства материнских пород обоих источников.

Поступление эдафогенного материала может быть локализовано либо в отдельных обнаженных участках склонов, либо в протяженных зонах вдоль линий разломов. Главным агентом подготовки эдафогенного материала — дробления пород — служат, по-видимому, тектонические движения. Перенос его осуществляется в основном гравитационными процессами — оползанием масс осадка или сползанием (скатыванием) разрозненных обломков, лавино-подобными (селеподобными) потоками обломочного материала, суспензионными потоками, а в какой-то мере также придонными течениями.

Фации эдафогенных турбидитов описаны на дне глубоких тектонических депрессий — рифтовых ущелий и желобов трансформных разломов срединно-океанических хребтов (Безруков и др., 1972; Мурдмаа, Розанова, 1976). Они представлены ритмично-слоистыми пачками песков (иногда дресвы) алевритов, алевритово-пелитовых и пелитовых эдафогенных или эдафогенно-известковых осадков с типичными текстурами турбидитов. В этих же депрессиях развиты оползневые и обвальные фации несортированных щебнисто-глыбовых или грубообломочно-глинистых осадков, а на склонах наблюдаются покровы глыбового подводного элювия.

Глыбовые эдафогенные накопления с железомарганцевыми корками на глыбах представляют характерные фации крутых склонов подводных возвышенностей, гор и гайотов; встречаются они и на склонах глубоководных желобов. Помимо чис-

то эдафогенных отложений, в этих условиях распространены смешанные образования из пелагических и эдафогенных компонентов.

В зонах разломов ложа океана, на склонах и у подножий формируются фации пелагических глин и известковых осадков, обогащенных песчано-алевритовым или грубообломочным эдафогенным материалом. На полигонах удается иногда по распространению характерных минералов проследить ареалы рассеяния этого материала от уступов склона или подводных долин на расстояние до нескольких километров.

Энергия тектонических движений участвует в формировании указанных фаций, во-первых, на стадии мобилизации осадочного вещества как агент деструкции пород; во-вторых, создавая тектонический рельеф и выводя на поверхность дна породы фундамента; в-третьих, способствуя гравитационному транспорту проявлениями сейсмической активности. В большинстве известных случаев, хотя и не всегда, фации с эдафогенным материалом метят зоны синхронной или предшествующей седиментации тектонической активности.

Дополнительная литература: **Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 302 с.**

Тема 6
Лекция 15. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
(О. В. Лукашёв)

Хотя определение термина «кора выветривания» имеется в трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полынова, И. И. Гинзбурга, В. П. Казаринова, К. И. Лукашёва, И. П. Герасимова, А. И. Перельмана, В. П. Петрова, Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Е. В. Шанцера [9—11, 19, 21, 23, 36, 51, 68, 71, 72, 78, 87, 83—85, 93] и других исследователей, до последнего времени данное понятие является дискуссионным. В ряде работ кора выветривания рассматривается в очень широком смысле, в качестве совокупности образований верхней оболочки литосферы, включая осадочные породы,— такой точки зрения придерживался, в частности, К. И. Лукашёв [48, 51, 52]. С другой стороны, В. П. Петров, Н. М. Страхов, А. И. Перельман ограничивали объём понятия коры выветривания горизонтом собственно элювия, непосредственно связанного с почвенным покровом. И. И. Гинзбург в кору выветривания включал не только элювий, но и частично делювиальные и пролювиальные накопления.

Согласно методическим рекомендациям [62], применительно к изучению кор выветривания предлагаются следующие основные понятия: зона гипергенеза (подзона начального гипергенеза, подзона выветривания), кора выветривания, формация коры выветривания¹. Первые два из них (зона гипергенеза и кора выветривания) рассматриваются ниже.

¹ *Зона гипергенеза* — верхняя часть земной коры, в пределах которой протекают различные процессы, связанные с взаимодействием литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, вызывающие изменение и разрушение горных пород, образовавшихся в иных условиях, и возникновение новых минералов и пород, устойчивых в верхней оболочке Земли и на её поверхности. *Подзона начального гипергенеза* — наиболее глубокая часть зоны развития гипергенных процессов, располагающаяся ниже уровня грунтовых вод. *Подзона выветривания* — верхняя часть зоны гипергенеза, располагающаяся выше уровня грунтовых вод. *Кора выветривания* — комплекс пород (элювиальных образований), возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных пород под воздействием физических, химических, биогенных процессов, связанных с выветриванием. *Формация коры выветривания* — комплекс геологических образований (геологических тел), включающих кору выветривания и парагенетически связанные с ней осадочные породы, возникшие как в процессе формирования коры выветривания, так и при её деградации, но не потерявшие с ней пространственной связи и сохранившие характерные черты её вещественного состава [62].

Зона гипергенеза. Для зоны гипергенеза характерны относительно низкие температура и давление. Ей противопоставляется расположенная ниже область метаморфизма, где геохимические процессы протекают при высоких значениях температуры и давления.

Термин «гипергенез» в широком понимании был введен А. Е. Ферсманом в 1922 г. («Геохимия России») как «комплекс химических и геохимических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой» (цит. по [62]). К 1934 г. под геохимией гипергенных процессов А. Е. Ферсман понимал совокупность химических превращений и перемещений вещества, происходящих в наружных частях Земли, включая катагенез, выветривание и осадкообразование [87]. Последнее определение этого понятия, данное редакцией «Избранных трудов» А. Е. Ферсмана на основе его высказываний позднего периода деятельности, звучит следующим образом: «Гипергенез — поверхностные изменения пород и минералов в коре выветривания и биосфере» [87]. Точных границ области развития гипергенных процессов А. Е. Ферсманом дано не было.

Происходящие в зоне гипергенеза явления рассматриваются (Н. Б. Вассоевич) как *регрессивный литогенез*, включающий [62]: 1) изменение ранее существовавших горных пород; 2) возникновение особых типов пород (миновавших стадию седиментогенеза); 3) образование исходного материала для осадков, превращающихся затем, в прогрессивную стадию литогенеза, в плотные породы.

В зависимости от условий изменения пород зона гипергенеза может быть разделена на несколько подзон: 1) нижний пояс цементации, где грунтовые воды целиком заполняют поры и пустоты в горных породах; здесь преобладают явления гидратации, восстановления и цементации; 2) верхний пояс выветривания, распространяющийся на глубину до 0,5 км (обычно меньше). В пределах верхнего пояса вода не сплошь проникает в породы. Здесь преобладают реакции окисления, а также изменения пород, протекающие при участии организмов и продуктов их жизнедеятельности.

Выделяются три этапа гипергенеза [62]. В начальный этап, соответствующий наиболее глубокой части рассматриваемой зоны, воздействие поверхностных факторов осуществляется через грунтовые воды (скрытый гипергенез). Процессы этого этапа развиваются в анаэробных условиях. Вторым этапом наступает после того, как породы оказываются в аэробных условиях. Третий этап характеризуется выходом пород на дневную поверхность, где происходит их выветривание, заключающееся как в химическом разложении, так и в физическом разрушении.

Таким образом, целесообразно деление зоны гипергенеза на две части: подзону выветривания, лежащую выше уровня грунтовых вод, и подзону начального гипергенеза, располагающуюся ниже этого уровня. Последняя с глубиной переходит в область развития пород, не затронутых гипергенными процессами и относящихся к зоне метаморфизма.

Необходимо в общих чертах охарактеризовать режим подземных вод, имеющих существенное значение для процессов зоны гипергенеза.

В вертикальном разрезе зоны гипергенеза выделяются три основные гидродинамические зоны: *свободного*, *затруднённого* и *весьма затруднённого* водообмена [62].

Область *свободного водообмена* делится на область просачивания (аэрации), расположенную у поверхности, и область насыщения (истечения), лежащую ниже уровня грунтовых вод. Основанием зоны свободного водообмена служит горизонт наиболее глубоко врезаемых местных базисов эрозии. Мощность области просачивания в зависимости от типа ландшафта меняется в широких пределах. Во влажном климате на низменных площадях она составляет 0—2 м, в засушливом климате даже при равнинном рельефе увеличивается на междуречьях до 30—40 м. На возвышенных плато, нагорьях и в горных районах мощность этой области достигает нескольких сот метров. В том случае, когда область просачивания сложена рыхлыми породами, в ней выделяются три горизонта: 1) горизонт почвенной влаги, полностью воспринимающий атмосферные осадки и солнечное тепло и характеризующийся водообменом с атмосферой путём испарения и транспирации; 2) промежуточный горизонт, содержащий преимущественно пленочную и капиллярную влагу; 3) горизонт капиллярной каймы, располагающийся непосредственно над зеркалом грунтовых вод; высота его в особо благоприятных условиях достигает 2,0—2,5 м. Воды области просачивания образуют взаимосвязанную систему и находятся в непрерывном движении. Во влажные периоды происходит преимущественно нисходящее движение вод, в засушливые влага поднимается к дневной поверхности, где испаряется. На движение вод большое влияние оказывают сезонные изменения температуры пород, колебания атмосферного давления, движения паров воды и воздуха. Область насыщения охватывает верхнюю часть толщи полностью обводнённых пород; она относится к подзоне начального гипергенеза. Воды этой области имеют сравнительно слабую подвижность, направленную в сторону пунктов истечения. В противоположность области просачивания, где доминирующим являлось вертикальное движение вод, в области истечения воды медленно перемещаются в направлении, близком к горизонтальному. Для зоны свободного водообмена, особенно для её верхней части (просачивания), характерна чётко выраженная зависимость питания и стока от климатического режима района.

Область *затруднённого водообмена* располагается между уровнями местных и региональных базисов эрозии. Влияние климата на режим и состав вод этой области сказывается в меньшей степени. Область *весьма затруднённого водообмена* располагается ниже уровня региональных базисов эрозии. Движение вод в ней происходит очень медленно, главным образом под влиянием региональных тектонических процессов.

В определённой взаимосвязи с динамикой вод отдельных гидрогеологических областей находится химический состав подземных вод. Общая закономерность его изменения выражается в постепенном увеличении с глубиной степени минерализации и соответственно в смене пресных вод солёными. Выделяются три основные гидрохимические зоны (сверху вниз): *слабоминерализованных вод* — пресных, *более минерализованных вод* — солёных и *высокоминерализованных вод* — рассолов.

Верхний горизонт первой зоны соответствует области просачивания. Воды этого горизонта, как правило, богаты O, CO₂, N и органическими кислотами. Минерализация вод области просачивания сильно варьирует в зависимости от климата и состава пород, существенно меняясь в вертикальном разрезе. Для зоны гумидного климата характерна слабая минерализация, в аридных условиях в связи с испарительной концентрацией она резко возрастает за счёт углекислых, реже сульфатных солей Ca и др.

Для следующего по глубине горизонта пресных вод, соответствующего верхней части подзоны начального гипергенеза, наиболее типичны гидрокарбонатные кальциевые воды, содержащие CO₂, N, O. Количество последнего с глубиной быстро убывает. Органическое вещество также снижает содержание O, создавая на отдельных участках восстановительные условия. В толщах засоленных пород, главным образом в районах засушливого климата, развиты сульфатные и хлоридные воды различного катионного состава.

Общая мощность зоны пресных вод варьирует обычно от нескольких десятков до нескольких сот метров. Более активный водообмен и высокая химическая реакционная способность вод области просачивания по сравнению с водами области насыщения определяют в первой из них относительно быстрое изменение пород субстрата и возникновение новых минеральных образований — кор выветривания.

Для солевого состава зоны солёных вод характерны сульфаты Ca, Mg и Na, в отдельных районах гидрокарбонаты Na. Мощность этой зоны меняется от сотен до тысяч метров.

Состав вод зоны рассолов весьма различен; наиболее типичны для неё хлоридные воды, реже встречаются сульфатные.

Указанные особенности гидрогеологических условий проявляются наиболее полно в районах, сложенных сравнительно однородными породами. В случае же разнообразия пород эти условия значительно усложняются. Кроме того, смена сухих и влажных времен года вызывает колебания уровня грунтовых вод, влияя, таким образом, на мощность областей просачивания и насыщения. В результате создается дополнительная область неустойчивого гидродинамического режима — область колебаний уровня грунтовых вод. Важнейшую роль играют также тектонические движения, меняющие гидрогеологические условия как сравнительно небольших участков, так и целых регионов, что отражается на развитии гипергенных процессов и, в частности, на формировании кор выветривания.

Кора выветривания. Для кор выветривания характерна зависимость их развития от физико-химических факторов, действующих у поверхности Земли, и переход с глубиной в малоизменённые, а затем и свежие исходные породы.

Кора выветривания имеет обычно переменную мощность и нечёткую нижнюю границу; она или распространяется на всю глубину подзоны выветривания, или в виде неправильного горизонта занимает только её верхнюю часть. Это относится к так называемой *площадной* коре выветривания, являющейся основным и наиболее важным морфологическим типом таких образований.

По зонам контактов и участкам повышенной трещиноватости сильно изменённые породы прослеживаются нередко на большую глубину, иногда ниже подзоны выветривания, создавая как бы «карманы» площадной коры. При денудации они сравнительно хорошо сохраняются; их можно наблюдать на поверхности в виде неправильных полос, вытянутых согласно основным тектоническим направлениям района. Такие образования получили название «линейные коры выветривания».

Термин «кора выветривания» в широком понимании введён В. И. Вернадским [9] — корой или областью выветривания была названа вся верхняя термодинамическая оболочка литосферы с гидросферой и тропосферой, включая и часть подзоны начального гипергенеза.

За нижнюю границу коры выветривания принималась поверхность, разделяющую зоны наличия и отсутствия свободного O_2 . Глубина нахождения «кислородной» поверхности определялась пределами 0,5—0,8 км на суше, 4,0—4,5 км в гидросфере.

В работе [11] В. И. Вернадский указал, что к коре выветривания следует относить «верхнюю покрывку суши», в которую входят почвы, подпочвы, живое вещество и верхние части подстилающих пород.

Известная условность в положении границ зоны гипергенеза и отдельных её частей служит одной из причин имеющейся до настоящего времени несогласованности вопросов, относящихся к объёму понятия «кора выветривания».

По мнению авторов работы [62], к коре выветривания целесообразно относить изменённые породы подзоны выветривания и только в отдельных случаях близкие к ним по характеру изменений породы верхнего горизонта подзоны начального гипергенеза. К числу последних могут быть отнесены, в частности, сильно изменённые породы, последовательно продолжающиеся на глубину, в виде карманов коры площадного типа и развивающиеся ниже уровня грунтовых вод в местах повышенной трещиноватости. Площадные коры формируются почти всегда в пределах подзоны выветривания, отступления же от этого правила имеют место, главным образом, для линейных кор.

Целесообразность отнесения *почв* к корам выветривания (рис. 1.1) признаётся почти всеми исследователями [11, 19, 21, 68, 70, 93 и др.]. Однако полностью отождествлять такие понятия нельзя. Такое представление о развитии выветривания [70, 71] не согласуется хотя бы с тем, что продукты глубокого гипергенного химического разложения пород известны не только среди

нижнепалеозойских, но и среди докембрийских образований.

Следует также отметить, что термин «древняя кора выветривания» [20], как общее понятие, неудачен. Для указания возраста кор необходимо пользоваться общепринятой геохронологической шкалой.

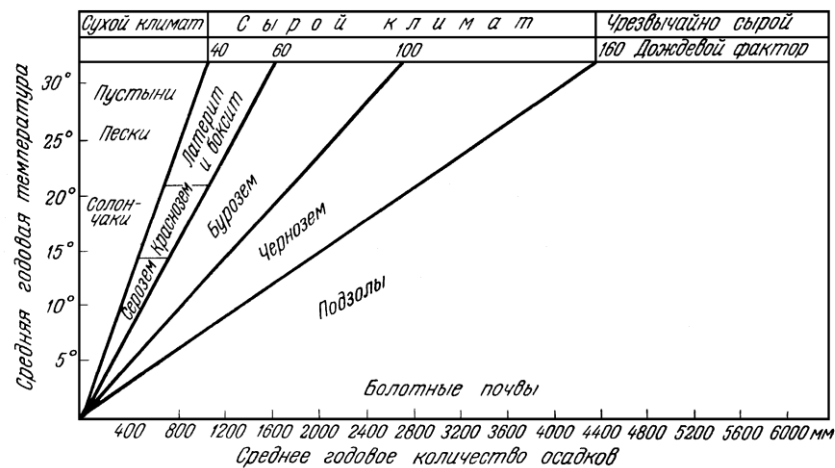


Рис. 1.1. Общая схема почвообразования [94].

В толковании понятия «кора выветривания» имеются и другие разногласия: например, можно ли рассматривать кору выветривания только как элювий тех или иных пород [68, 84, 85]², или к корам надо относить еще ряд новообразований подзоны

² Элювий — общее название непереотложенных продуктов, возникающих при выветривании горных пород; кора выветривания представляет собой комплекс измененных в связи с выветриванием исходных пород и новообразований, располагающихся по закономерно развивающемуся профилю. Помимо типичного элювия, обычно сохраняющего структурные признаки пород субстрата, к коре выветривания целесообразно относить образования, утратившие эти признаки благодаря некоторому перемещению (преимущественно вертикальному) вещества в связи с выветриванием, а также образования, возникающие в результате поступления в данную точку вещества извне и переработки его на месте процессами выветривания, часть инфильтрационных образований и т. д. При этом надо подчеркнуть условность даваемой многими исследователями характеристики кор выветривания как изменённых выветриванием пород, «оставшихся на месте первоначального залегания», «топографически не смещённые продукты гипергенного изменения вещества материнских горных пород» [93]. Одним из примеров значительного перемещения материала может служить выветривание карбонатных пород. Объём остаточных продуктов обычно незначителен по сравнению с массой исходной породы, в

выветривания; следует ли выделять *слепые* коры, а также коры *переотложенные, инфильтрационные, размытые, наложенные* [23] (подробнее см. [62]).

Формирование кор выветривания. Ниже более подробно рассматриваются условия изменения пород в подзоне выветривания.

Выделяются два основных типа выветривания — физическое и химическое. Роль каждого из них существенно варьирует в зависимости от особенностей климата, рельефа, геологической обстановки, степени участия органического вещества и характера разрушающихся пород (рис. 1.2, 1.3, табл. 1.1).

Физическое выветривание основное значение имеет в жарком аридном и холодном климатах пустынных и арктических областей. Как в первом, так и во втором случаях происходит главным образом раздробление пород, их дезинтеграция без сколько-нибудь существенного изменения первичных минеральных компонентов. В условиях жаркого аридного климата наиболее важной причиной разрушения пород является их растрескивание при резких суточных и годовых изменениях температуры. В холодном климате растрескивание и разрушение пород связаны преимущественно с расширением при замерзании воды, заключающейся в трещинах и порах. Интенсивное действие физического выветривания, связанное с суточными колебаниями, распространяется на глубину до 0,15—0,25 м, связанное с годовыми колебаниями — до 5 м и более [93].

Однако в чистом виде механическое разрушение пород не происходит даже в приполярных и аридных тропических условиях. Наряду с ним всегда проявляется некоторое химическое изменение пород, хотя значение его по сравнению с механическим их разрушением в указанных условиях невелико [91].

силу чего при выщелачивании, например, известняков, образуются полости, каверны, что приводит к просадкам рыхлого материала. К образованиям, связанным с поступлением при выветривании материала извне и переработкой его на месте, относятся, по-видимому, латериты многих районов [62].

Формировании коры выветривания, согласно работе [93], — комплексный «элювиальный» процесс, в который входят: 1) собственно выветривание в его обычном понимании, т. е. разрушение и разложение исходного вещества материнских горных пород с образованием продуктов выветривания; 2) частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания с образованием зон выщелачивания и зон инфильтрации или вмывания; 3) взаимодействие продуктов выветривания друг с другом, сопровождающееся синтезом новых минералов; 4) метасоматическое замещение первичных минералов субстрата и вторичных элювиальных образований продуктами последующих стадий выветривания.

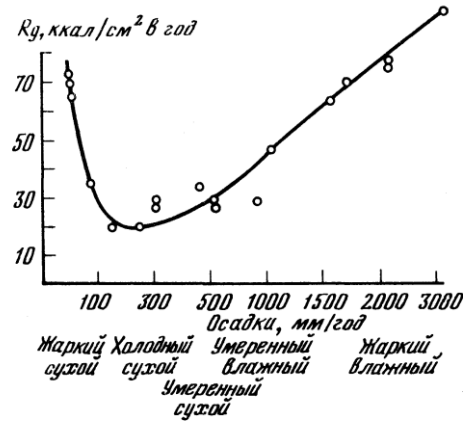
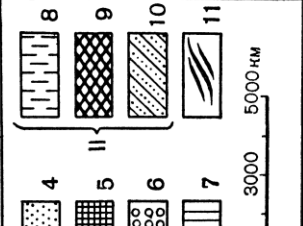
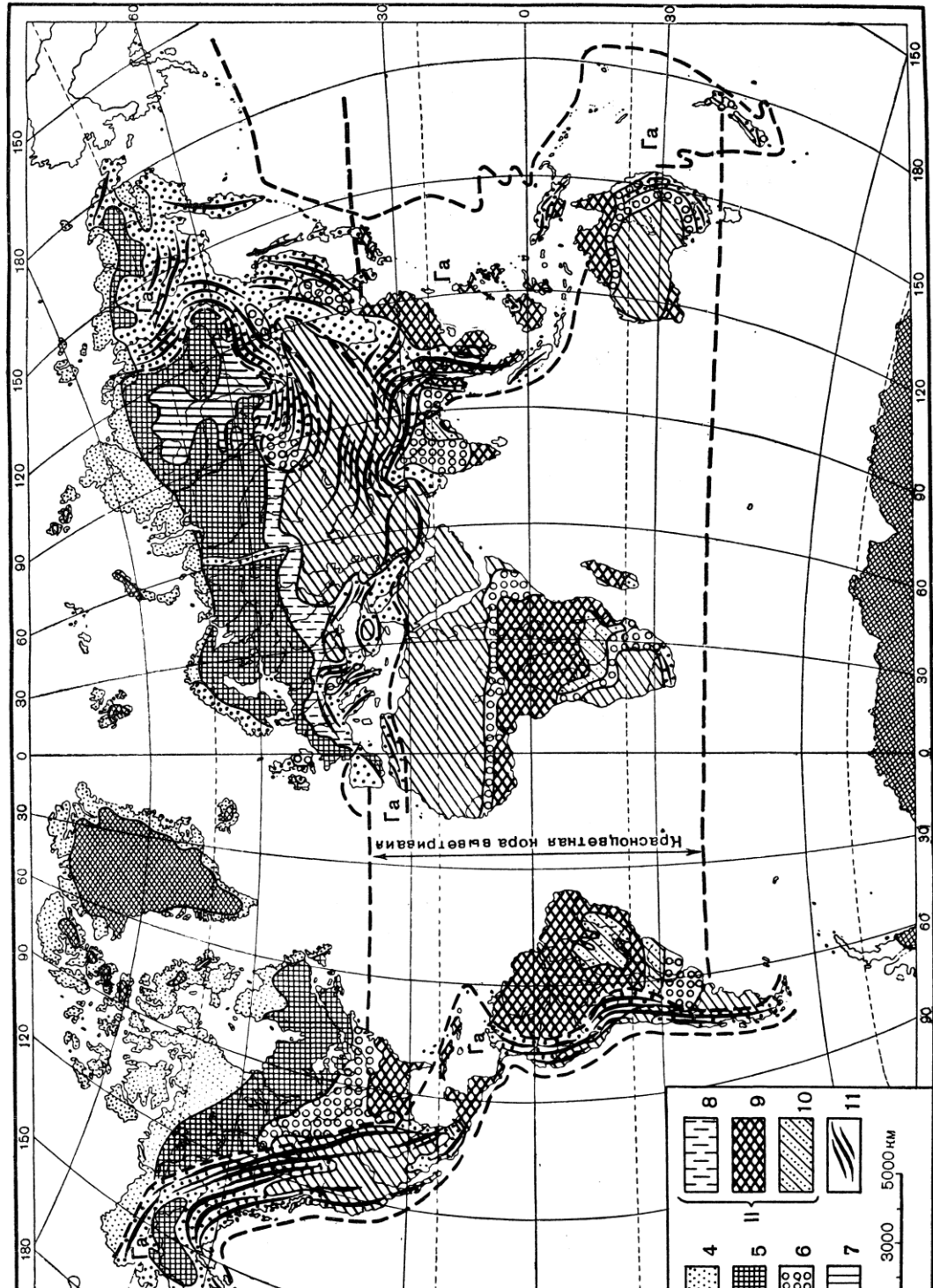


Рис. 1.2. Зависимость величин радиационного баланса и осадков в различных климатических районах [12]

Рис. 1.3. Типы выветривания [85].

1 — область ледового седиментогенеза; 2 — область аридного седиментогенеза; 3 — выветривание тектонически активных территорий без образования коры выветривания; 4 — северная периферия: химическое выветривание резко ослаблено низкой температурой; 5 — нормально развитое выветривание; 6 — южная периферия: химическое выветривание ослаблено малым количеством осадков; 7 — приподнятые территории: химическое выветривание ослаблено действием рельефа; 8 — ослабленное проявление химического выветривания из-за малого количества осадков; 9 — интенсивно развитое химическое выветривание; 10 — периферия зоны интенсивного химического выветривания; 11 — горные хребты.

I — область умеренного влажного климата; II — область тропического влажного климата; Га — тектонически активные континентальные и морские территории.



Интенсивность выветривания [32]

Климатический пояс	Среднегодовая температура почвы, °С	Период выветривания, сут	Коэффициент выветривания	
			абсолютный	относительный
Холодный	10	100	170	1
Умеренный	18	200	480	2,8
Тропический	34	360	1 620	9,5

Под *химическим* выветриванием принято понимать изменение в приповерхностной части земной коры состава минералов и горных пород. На развитие химического выветривания оказывает влияние ряд факторов: температура, состав атмосферы, количество воды, её состав и динамика, геологические условия, а в биогенный этап истории Земли также деятельность различных организмов и продуктов их распада. Наиболее благоприятные условия для химического выветривания создаются в гумидном климате, особенно жарком — субтропическом и тропическом. Благодаря метасоматическим процессам минералы исходных пород замещаются гипергенными образованиями, устойчивыми в условиях данного типа выветривания. Частными процессами при химическом выветривании являются: *окисление, гидролиз, гидратация, выщелачивание*, а также *восстановление, карбонатизация, катионный обмен и диализ* [13, 37]. Остановимся на некоторых из них подробнее.

В результате *окисления* многие элементы минералов первичных пород (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , S^{2-} и т. д.) приобретают более высокую валентность, что способствует разложению таких минералов. Интенсивно окисляется органическое вещество. Важнейшим окислителем является свободный О атмосферы и гидросферы. Наиболее энергично процесс развивается в верхней части подзоны выветривания. Окислению и разложению подвергаются, в частности, сульфидные, сурьмяные, мышьяковые и некоторые карбонатные рудные минералы. При окислении руд сульфидных месторождений воды обогащаются SO_4^{2-} , что приводит к резкому усилению миграции многих элементов (Zn, Cu, Pb и др.). В остаточных продуктах накапливаются кислородные соединения («железные шляпы»). Железные и марганцевые шляпы возникают также при окислении сидеритовых, родохрозитовых руд и др.

Не менее типичным для выветривания является *гидролиз*, заключающийся в обменном разложении первичных минералов водой. В результате этого процесса ионы, возникающие при диссоциации воды (H^+ , OH^-), связываются частицами гидролизую-

щегося вещества с образованием трудно растворимых в данных условиях продуктов. Таким путём происходит преобразование полевых шпатов, слюд, амфиболов и других алюмосиликатов в глинистые минералы. В наиболее распространённых условиях интенсивно выносятся щёлочи, щелочные земли, кремнезём и т. д.; образующиеся продукты обогащаются соединениями Fe, Al, Ti и других относительно малоподвижных элементов. Наличие CO₂, органических кислот и кислотных анионов ускоряет процесс гидролиза [56].

Гидратация — химическая реакция присоединения воды к веществу (расположение молекул H₂O вокруг ионов и других заряженных частиц). В отличие от гидролиза эта реакция протекает без разложения молекулы вещества и не приводит к коренному изменению его свойств.

Гидратацией называется также присоединение воды к коллоидным частицам.

При гидратации минералов вода может входить в их решётку, составляя её неотъемлемую часть. Все подвергшиеся гидратации минералы богаты водой, которая не содержится в большей части первичных минералов, так же как и в большинстве вторичных минералов, возникающих в резко аридных условиях ³.

Дальнейшее развитие гидратации приводит к частичному вытеснению оснований, — например, в слюдах K или Na замещается гидроксонием (H₃O⁺). Это сближает процессы гидратации и гидролиза; последний при выветривании является следующей стадией изменения первичных минералов.

Выщелачивание — избирательное растворение минералов и вынос из исходных пород химических элементов, в первую очередь находящихся в форме легко растворимых в воде соединений.

Способность воды к выщелачиванию пород в условиях выветривания повышается благодаря присутствию в ней O, H₂CO₃ и других кислот. Процесс в конечном итоге приводит к значительному уменьшению массы породы и к образованию продуктов, обогащённых труднорастворимыми минералами и малоподвижными элементами.

Из горных пород при выщелачивании легко удаляются хлориды Na и K, сульфаты, карбонаты Ca и др. Примером проявления процессов выщелачивания горных пород может служить карст, возникающий в результате воздействия просачивающихся вод на соли, гипс, известняки или доломиты ⁴.

³ В химии термином *гидратация* пользуются для обозначения присоединения каким-либо химическим соединением молекулярной воды. Геологи и геохимики относят к гидратации также обводнение породы, облегание зёрен отдельных минералов плёнкой воды, адсорбцию воды вдоль микротрещин. Считается, что взаимодействие горной породы с водой в процессе гидратации при положительных температурах неизбежно сопровождается окислением, катионным обменом и гидролизом [91].

⁴ Следует отметить, что термин *выщелачивание* не имеет строгого толкования. Геологи, геохимики и почвоведы понимают под выщелачивани-

Исключительно важную роль в изменениях пород зоны гипергенеза играют биологические процессы. Растения и животные способствуют выветриванию, прежде всего, воздействуя на породы механически. При разложении мёртвого органического вещества образуются CO_2 , сложные органические кислоты и другие химические соединения. Наибольшая концентрация их характерна для почвенного покрова. На глубину продукты разложения поступают в процессе инфильтрации и инфлюации поверхностных вод. Помимо этого, они образуются также при распаде органического вещества, захороненного в осадочных толщах. Существенное значение для развития гипергенных изменений горных пород имеет деятельность микроорганизмов — они разлагают остатки растений и животных и действуют как факторы, определяющие физико-химические условия миграции элементов (восстановительная среда в местах гниения органического вещества, окислительная в зоне фотосинтеза водных растений и т. д.).

В результате перечисленных и сопутствующих им процессов возникают две основные формы вещества пород: твёрдые — продукты, представляющие собой собственно элювий, составляющий кору выветривания, и вещества, выносимые из материнских пород. Эти вещества на отдельных участках выпадают из растворов, создавая горизонты цементации и вторичные солевые ореолы рассеяния околорудных залежей. Часть растворимых соединений выносятся грунтовыми водами за пределы площади развития коры выветривания, где при благоприятных условиях они могут явиться материалом для образования залежей железных, марганцевых, урановых руд и т. д.

В целом можно отметить, что: 1) Na, K в виде легко растворимых бикарбонатов, сульфатов или хлоритов выносятся и мигрируют на значительные расстояния, накапливаясь в морских бассейнах, при этом происходит значительное разделение K и Na — K сорбируется глинистыми минералами и почвами, тогда как Na в основной своей массе достигает океана; 2) Ca и Mg в виде бикарбонатов переносятся на меньшее расстояние из-за выпадения их в виде карбонатов при потере растворами угольной кислоты, колебаниях температуры, испарении и т. д. Эти же элементы в сульфатных растворах приобретают большую подвижность и достигают океана, а их хлориды, реагируя с другими солями, часто образуют труднорастворимые осадки; 3) Al и SiO_2 образует нерастворимые алюмосиликаты: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, аллофан и др. Эти продукты могут оставать-

ем динамику вод в природных условиях. В области гипергенных процессов этим термином пользуются для характеристики процесса «удаления освобожденных при разложении минералов катионов и обновления растворов, окружающих кристалл» [56]. В обстановке выщелачивания развиваются растворение и гидролиз. Следовательно, гидролиз выщелачивание протекают параллельно, с обязательным опережением первого. Некоторые исследователи под выщелачиванием понимают избирательное растворение какого-либо минерала из породы (сульфидов, карбонатов и др.) [5].

ся на месте либо в виде взвесей и мути переноситься на значительные расстояния, попутно избирательно сорбируя из водных растворов некоторые ионы и оседая в бассейнах седиментации [94].

Необходимо также добавить, что в приповерхностной части земной коры некоторое количество вещества всегда мигрирует в форме твёрдых частиц обычно глинистой, реже алевритовой размерности (*суффозия* и *кольматация*). Данные процессы играют существенную роль в изменении горных пород подзоны выветривания, и отделить их влияние на горные породы от изменения последних, вызываемого движением вещества в виде коллоидных или истинных растворов, в большинстве случаев не представляется возможным. Иногда суффозия и кольматация имеют доминирующее значение в изменении состава и структуры указанной зоны выветривания. В частности Н. А. Лисицыной [43] при исследовании кор выветривания Аркалыкского месторождения бокситов установлено, что в коре выветривания девонских мергелей на глубине 70 м присутствуют вымытые споры и пыльца растений сенон-эоценового возраста. Доказано наличие вымытой пыльцы на глубине 200 м в коре выветривания железистых кварцитов Кривого Рога [62].

Весь комплекс явлений, происходящих при химическом выветривании, в значительной степени зависит от *форм нахождения* химических элементов в выветриваемых породах, а также условий *геохимической миграции* выносимых элементов. Данный вопрос следует рассмотреть более подробно.

Элементы в земной коре и прочих геосферах, как правило, образуют системы относительно устойчивых равновесий. Группы таких систем получили название *форм нахождения* химических элементов, которые первоначально были классифицированы В. И. Вернадским [11] следующим образом: 1 — горные породы и минералы, природные воды и газы; 2 — живое вещество; 3 — магматический расплав; 4 — рассеяние. С учётом «техногенных» соединений в настоящее время предлагается [1, 2] рассматривать уже 9 важнейших форм существования элементов в земной коре:

1. *Самостоятельные минеральные виды*. Это важнейшая форма нахождения химических элементов для литосферы. Находясь в этой форме, элементы мигрируют совместно в постоянном соотношении между собой. Миграция отдельных элементов, составляющих минералы, возможна только после их разрушения. Сюда могут быть отнесены коллоидные системы с твёрдой дисперсной средой. Миграция составляющих их элементов происходит в минеральной форме и также только совместно. Однако соотношение между элементами в каждой отдельной обломке может быть различным. По этой особенности коллоидные минералы близки к изоморфным смесям.

2. *Изоморфные смеси в минералах*. Представляют собой закономерное замещение аналогичных элементов друг другом в кристаллических решётках. В этой форме могут находиться практически все известные элементы, для части из них — Rb, Te, Pr, Nd, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu, Hf, Re — она является в литосфере преимущественной. Элементы, входящие в изоморфные

примеси, мигрируют только совместно с минералом-хозяином, что, в известной степени, сближает изоморфную и минеральную формы нахождения элементов. Элементарный состав и концентрация изоморфных примесей позволяют судить о геохимических характеристиках среды, в которой происходило образование основного минерала-хозяина.

3. *Биогенная форма.* Включает в себя нахождение элементов в животных и растительных организмах. Несмотря на относительно небольшую массу живых организмов в земной коре, без учёта их деятельности невозможно правильное представление о протекании подавляющего большинства поверхностных геохимических процессов. В живых организмах выявлены почти все известные химические элементы.

4. *Водные растворы.* Составляют отдельную оболочку — гидросферу, в которой химические элементы находятся в виде ионов, молекул, органических и комплексных соединений. Основная часть элементов в растворах находится в состоянии катионов и анионов. Распад на ионы наблюдается при растворении в воде веществ с ионной, металлической и ковалентной связью. Перемещение ионов в водных растворах зависит от электростатических (кристаллизационных) свойств, а также обуславливается изменениями, происходящими с растворами, и реакциями данных ионов с другими веществами, находящимися (или поступающими) в раствор. Значительная часть ионов переносится в природных водах в виде комплексных соединений, образующихся путём присоединения к ионам нейтральных молекул или ионов противоположного заряда. Свойства комплексных соединений существенно отличаются от свойств ионов входящих в их состав элементов.

5. *Коллоиды с жидкой дисперсионной средой.* Данная форма исключительно широко распространена в природе. В жидкой дисперсионной среде дисперсная фаза может находиться в твёрдом (например, гидрооксиды — $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, оксиды — MnO_2 , SiO_2), жидком и газообразном. Формирование коллоидов происходит двумя основными способами: дисперсионным (при разрушении кристаллического вещества); и конденсационным (при соединении молекулярных частиц до коллоидных размеров). Ввиду высокой дисперсности и большой суммарной поверхности, коллоидные системы обладают повышенной свободной поверхностной энергией (адсорбция веществ).

6. *Газовые смеси.* Целиком составляют атмосферу; кроме того, значительное количество газов находится в пустотах и полосах осадочных и магматических пород в сорбированном (адсорбция, абсорбция) состоянии, а также в виде включений в минералах. Газы активно участвуют в гипергенных и гипогенных геохимических процессах. Подавляющее большинство газов находится в виде молекул. Вместе с тем, широкое распространение в природе имеют и коллоидные системы с газообразной дисперсионной средой и с твёрдой и жидкой дисперсионными фазами (аэрозоли).

7. *Техногенные соединения, не имеющие природных аналогов.* Наиболее часто встречаются в почвах, донных отложениях и водах освоенных районов — на участках вблизи крупных промышленных предприятий, на сельскохозяйственных угодьях и т. д.

[17, 54]. Главным образом представлены различными искусственными полимерами, сплавами металлов, пестицидами, поверхностно-активными веществами и др. В целом, к данной форме следует относить также соединения (и элементы в самородном состоянии), вообще встречающиеся в природе, но не образующиеся природным путём в конкретных условиях, где они выявлены.

8. *Магматические расплавы.*

9. *Состояние рассеяния.* Особая форма нахождения химических элементов в земной коре, по-видимому, связанная с расположением атомов в «пустых» пространствах кристаллических решёток. Содержание элементов в состоянии рассеяния составляет 10^{-12} — 10^{-15} %, пределом рассеяния считается нахождение 1 атома на 1 см^3 вещества. Для J, Xe, Rn подобное состояние является обычным.

Завершая краткий обзор форм нахождения элементов в геосферах, следует подчеркнуть, что в геохимических процессах участвуют, главным образом, не *нейтральные атомы*, а *ионы*, число которых превышает число элементов и доходит до 150, причём каждый ион в процессах миграции должен рассматриваться как «особый химический элемент».

Вышеописанные формы нахождения элементов являются *относительно устойчивыми* системами. Большая часть элементов в геосферах находится в состоянии движения, или, иными словами, — *геохимической миграции*. Можно выделить три основных типа миграции: 1) изменение формы нахождения элементов без их значительного перемещения (оценивается при помощи коэффициентов перехода из одной формы в другую — например, коэффициент биологического поглощения, коэффициент водной миграции и др.); 2) перемещение элементов без изменения формы их нахождения (перемещение обломков минералов в поверхностных водах и др.); 3) перемещение элементов с изменением форм их нахождения (преобладает). Кроме того, следует различать четыре основных вида миграции химических элементов [64]: 1) механическую; 2) физико-химическую; 3) биогенную; 4) техногенную. При рассмотрении миграции элементов необходимо выявлять причины, обусловившие данный процесс, так как их различные сочетания способны привести к усиленной миграции одних элементов и концентрации других в пределах даже относительно небольших участков. Причины миграции, с известной степенью условности, возможно разделить на *внутренние*, связанные со свойствами атомов и их соединений, и *внешние*, определяющие обстановку миграции.

К внутренним факторам миграции относятся [1]:

1. *Электростатические (кристаллизационные) свойства ионов.* Данную группу факторов следует принимать во внимание только при миграции элементов в виде свободных ионов. Такая миграция характерна для водных растворов, газовых смесей, живого вещества и др. При рассмотрении электростатических свойств ионов традиционно применяется приближённо-количественный показатель — *ионный потенциал* (отношение валентности иона к радиусу: $Z/10r_i$, где Z — валентность,

r_i — радиус иона, нм). По величине данного показателя обычно выделяются 3 группы элементов (меньше 3; 3—12; больше 12) (рис. 1.4).

Элементы первой группы (малозарядные и крупные ионы Li, Na, K, Rb, Cs, Mg, Ca, Sr, Ba, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cu, Zn, La, Pb и др.) легко переходят в ионные растворы природных вод, способны перемещаться на далёкие расстояния и не образуют комплексные ионы. Элементы второй группы (Be, Al, Si, Sc, Ti, V, Cr, Mn^{4+} , Fe^{3+} , Co, Ni, Ga, Y, Zr, Nb, Mo^{4+} , Mo^{6+} , Sn, Hf, Lu, Th), именуемые *гидролизатами*, образуют труднорастворимые гидролизованные и сложные комплексные соединения [76]. Поведение членов данной группы дифференцировано в зависимости от pH среды. В частности, Mn выпадает в осадок в щелочной среде (pH 8—10), Al и Fe^{2+} — в кислой (pH 3—5,5). Элементы третьей группы (малый ионный радиус и высокая валентность — C, N, P, S, As, Se, Te), соединяясь с O^{2-} , образуют растворимые комплексные ионы [95].

Последовательность кристаллизации минералов из растворов, как правило, в первом приближении контролируется энергией их кристаллических решёток. Последняя зависит от *энергетических коэффициентов ионов* (ЭК), возрастающих с увеличением валентности и уменьшением ионного радиуса:

$$ЭК_{кат} = (Z^2/20r_i) \cdot 0,75(10r_i + 0,20); ЭК_{ан} = Z^2/20r_i,$$

где Z — валентность, r_i — радиус иона, нм [1].

Ионы с большими значениями ЭК раньше выпадают из растворов; в процессах выветривания они, как менее подвижные, накапливаются в элювии. Дальность свободной миграции с увеличением радиуса иона возрастает⁵, тогда как при диффузии — уменьшается.

⁵ Схематическая последовательность отложения элементов, мигрирующих в виде простых ионов (нм): Ni^{3+} (0,035), Cr^{6+} (0,052), Cr^{3+} , Co^{3+} (0,064), W^{6+} (0,065), Sn^{4+} , Fe^{3+} (0,067), Mo^{4+} (0,068), As^{3+} (0,069), Ni^{2+} , Mg^{2+} (0,074), Co^{2+} (0,078), Fe^{2+} , Cu^{2+} (0,080), Zn^{2+} (0,083), Sb^{3+} (0,090), Cu^{1+} (0,096), Cd^{2+} (0,099), Sn^{2+} (0,102), Hg^{2+} (0,112), Ag^{1+} (0,113), Bi^{3+} (0,120), Pb^{2+} (0,126), I^- (0,22) [1].

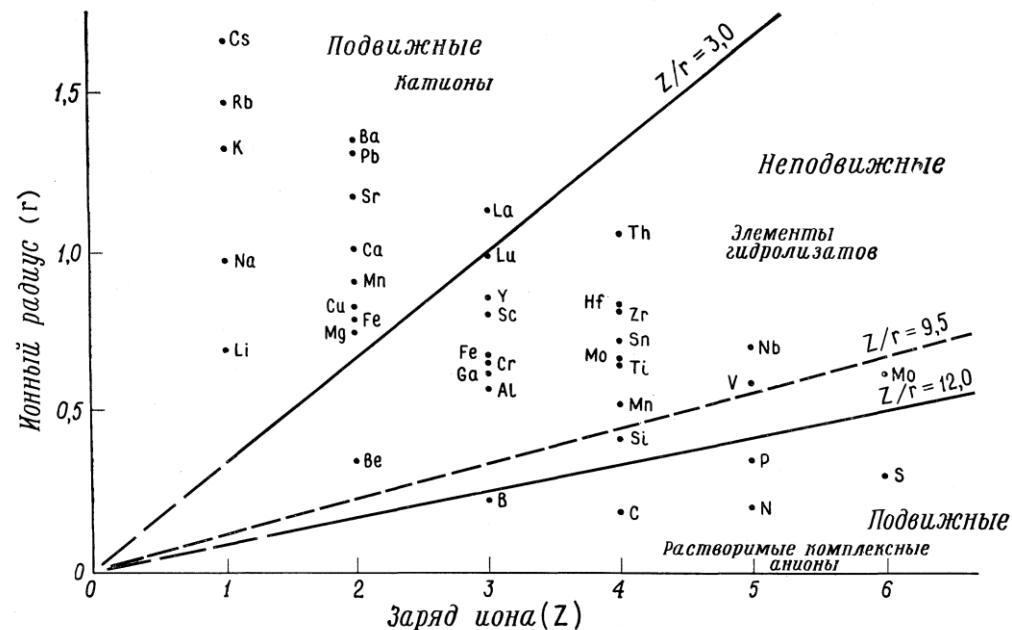


Рис. 1.4. Группировка элементов в соответствии с их ионными потенциалами [41].

2. *Свойство связи соединений.* Эти свойства характеризуют способность соединений противостоять усилиям, направленным на их разрушение. Связь элементов в соединении определяется рядом параметров, среди которых необходимо указать на *особенности внутреннего строения соединения и энергию его кристаллической решётки*. Наибольшей механической прочностью обладают образования с большой энергией кристаллической решётки, с плохо выраженной *спайностью* и повышенной *твёрдостью*⁶.

⁶ Для гранулометрической фракции более 0,1 мм установлен ряд относительной дальности миграции минералов: *малая* (киноварь, арсенопирит, вольфрамит, пирит, шеллит, оливин, авгит, гиперстен, барит, гроссуляр, андрадит, флюорит, роговая обманка, диопсид, колумбит, актинолит, эпидот); *умеренная* (магнетит, апатит, сфен, алмандин, ставролит, анатаз, монацит, дистен, касситерит, андалузит, золото, лимонит); *высокая* (хромшпинелиды, ильменит, гематит, лейкоксен, осмистый иридий, топаз, рутил, турмалин, платина, циркон, корунд, алмаз) [1, 64].

3. *Химические свойства соединений.* Говоря о наиболее распространённых в условиях земной поверхности соединениях — карбонатах, хлоридах, сульфатах,— следует учитывать, что только карбонаты Na, K, Sr растворимы в воде в значительной степени, тогда как прочие либо нерастворимы, либо растворимы незначительно; хлориды Na, Mg, Mn, Ni, K, Ca, Fe, Cu, Zn, Sr, Cd, Sn, Sb, Ba, Pt, Pb растворимы в воде, Cr, Ag, Au, Hg, Bi — нерастворимы; в свою очередь в воде растворимы сульфаты Na, Mg, K, Mn, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Cd, Sn, Pt, остальные — не растворимы или слабо растворимы [41]. Мономинеральные породы разлагаются быстрее полиминеральных, присутствие изоморфных примесей может играть роль катализатора или ингибитора процессов выветривания [94].

4. *Гравитационные свойства атомов.*

5. *Радиоактивный распад ядер атомов.*

Среди внешних факторов миграции упомянем следующие [1]:

1. *Температура.*

2. *Давление.*

3. *Степень электролитической диссоциации.*

4. *Концентрация водородных ионов (рН)* (рис. 1.5, табл. 1.2). Данный фактор в ряде случаев контролирует осаждение из растворов химических соединений и коагуляцию (пептизацию) коллоидов. Большинство металлов, растворяясь в кислых растворах, образуют катионы, которые с повышением рН обычно выпадают в осадок в виде гидроксидов. В щелочной среде элементы, обладающие амфотерными свойствами, могут снова перейти в растворённое состояние и образовать комплексные ионы.

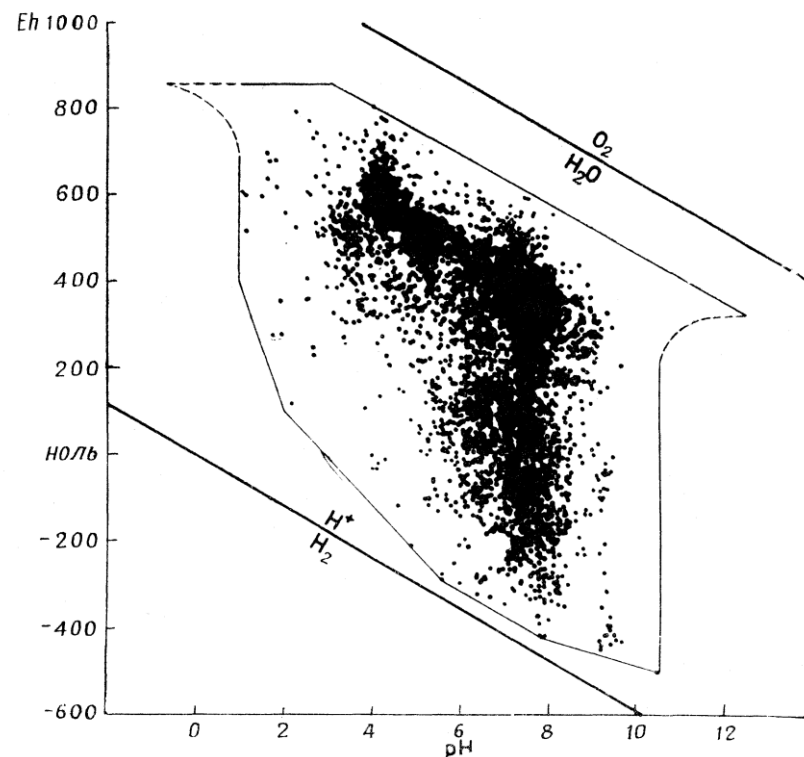


Рис. 1.5. Пределы колебаний величин рН и Eh природных сред [3].

Указать точные значения рН, при которых в природных условиях происходит осаждение или растворение элемента, затруднительно, так как на данный процесс оказывают влияние многочисленные сильно варьирующие факторы⁷. Применительно к

⁷ Приближённые значения рН осаждения гидроксидов ряда элементов из относительно разбавленных растворов (0,025—0,0025 М): Fe³⁺, Zr⁴⁺, Sn²⁺ — 2,0, Ce⁴⁺ — 2,7, Hg¹⁺ — 3,0, In³⁺ — 3,4, Th⁴⁺ — 3,5, Al³⁺ — 4,1, U⁶⁺ — 4,2, Cr³⁺, Cu²⁺ — 5,3, Fe²⁺ — 5,5, Be²⁺ — 5,7, Pb²⁺ — 6,0, Cd²⁺, Ni²⁺ — 6,7, Co²⁺, Y³⁺, Sm³⁺ — 6,8, Zn²⁺, Nd³⁺ — 7,0, Pr³⁺ — 7,1, Hg²⁺ — 7,3, Ce³⁺ — 7,4, La³⁺ — 8,4, Ag¹⁺ — 7,5—8,0, Mn²⁺ — 8,5—8,8, Mg²⁺ — 10,5 [41]. Необходимо принять во внимание, что при более низких уровнях концентрации элементов в растворах, соответствующие рН повышаются.

почвам, различают: *активную* (рН) — концентрация водородных ионов в почвенном растворе или суспензии; *обменную* (рН_{KCl}) — результат обмена поглощённых коллоидами ионов H⁺ и Al³⁺ на катион солевого раствора (KCl); и *гидролитическую кислотность* (Н) — результат реакции почвы с раствором соли сильного основания и слабой кислоты (CH₃COONa) [26]. рН почвы влияет на интенсивность микробиологической деятельности, растворение минералов, усвоение питательных веществ растениями и др.

Таблица 1.2

рН и Eh природных сред (составлено по данным [3])

Среда	рН	Eh
Метеорные воды	3,0—7,2	+200—+800
Торфяные болота	2,8—8,0	—350—+700
Почвы	2,8—10,0	—350—+750
Грунтовые воды	5,5—9,0	—100—+500
Рудничные воды:		
первичные	5,0—9,0	—100—+200
окисленные	3,0—9,0	+200—+800
Пресные воды (реки и озёра)	5,0—9,0	—50—+600
Пресноводные осадки	5,5—7,5	—150—+600
Прибрежные морские осадки	6,5—9,0	—350—+500
Морская вода	6,0—9,5	—200—+500
Мировой океан в среднем	8,0	+400
Осадки открытого моря	6,0—8,5	—400—+600
Эвапориты	6,0—10,0	—400—+600
Термальные воды	2,0—9,0	—200—+700

5. *Окислительно-восстановительный потенциал* (Eh) — мера *окислительной* или *восстановительной* тенденции, присущей данной системе (рис. 1.5, табл. 1.2). В сочетании с рН влияет на валентное состояние элементов переменной валентности (Mn²⁺ ↔ Mn⁴⁺, Fe²⁺ ↔ Fe³⁺ и т. д.). Окислительная (кислородная) обстановка способствует накоплению катионогенных элемен-

тов (например, Mn, Fe, Co) и увеличению растворимости анионогенных (S, V, Se, Mo, U) (табл. 1.3). В бескислородной (глеевой) обстановке ускоряется разложение минеральной составляющей почв — алюмо- и ферросиликатов; увеличивается миграционная способность катионогенных элементов и уменьшается — анионогенных. В восстановительной (сероводородной) обстановке H_2S обычно вызывает осаждение металлов [1, 64]. Смена обстановок вполне возможна в пределах вертикального профиля почв (почвы болот, пойм). Изменение режима O — S приводит к формированию кислородного, глеевого и сероводородного *геохимических барьеров* — определённых участков (иногда большой площади), на которых наблюдается резкое уменьшение интенсивности миграции элементов. В пределах таких участков, как правило, происходит смена геохимической обстановки, замещение одного геохимического процесса другим и осаждение ряда мигрирующих элементов. Для значительной концентрации какого-либо элемента на барьере отнюдь не обязательно его соответствующее высокое содержание в проходящих через барьер потоках. Сводные таблицы основных типов геохимических барьеров (кислородный, сероводородный (сульфидный), глеевый, щелочной, кислый, испарительный, сорбционный, термодинамический) представлены в работах [1, 2, 35, 64, 69].

Таблица 1.3

**Относительная подвижность химических элементов
в гипергенных условиях [41]**

K _x	Условия			
	окислительные	кислые	нейтральные и щелочные	восстановительные
Очень высокая	Cl, Br, I B, S	Cl, Br, I B, S	Cl, Br, I B, S V, Se, Mo, Re, U	Cl, Br, I

Высокая	V, Se, Mo, Re, U F, Na, Mg, Ca, Sr, Ra Zn	V, Se, Mo, Re, U F, Na, Mg, Ca, Sr, Ra Zn Co, Ni, Cu, Ag, Au, Hg	F, Na, Mg, Ca, Sr, Ra	F, Na, Mg, Ca, Sr, Ra
Средняя	As, Cd Co, Ni, Cu, Ag, Au, Hg	As, Cd	As, Cd	
Низкая	Si, P, K Li, Be, Ge, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi	Si, P, K Fe, Mn Li, Be, Ge, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi	Si, P, K Fe, Mn Li, Be, Ge, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi	Si, P, K Fe, Mn
Очень низкая	Fe, Mn Al, Ti, Cr, Zr, Nb, Sn, Te, TR, Ta, W, Pt, Th	Al, Ti, Cr, Zr, Nb, Sn, Te, TR, Ta, W, Pt, Th	Al, Ti, Cr, Zr, Nb, Sn, Te, TR, Ta, W, Pt, Th Zn Co, Ni, Cu, Ag, Au, Hg	Al, Ti, Cr, Zr, Nb, Sn, Te, TR, Ta, W, Pt, Th B, S V, Se, Mo, Re, U Zn Co, Ni, Cu, Ag, Au, Hg As, Cd Li, Be, Ge, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi

6. *Поверхностные взаимодействия коллоидных систем.* Данные процессы имеют исключительно большое значение при миграции-концентрации элементов в водной среде. Одной из важнейших особенностей процесса сорбции является селектив-

ность — преимущественное поглощение различными коллоидами определённых ионов и молекул. Состав сорбируемых веществ в значительной степени зависит от заряда коллоидных частиц. К положительно заряженным относятся коллоиды гидроксидов Al, Ti⁴⁺, Cr³⁺, Fe³⁺, Zr⁴⁺, Th³⁺, оксида Mn²⁺ и др., к отрицательно — силикаты, кремнезём, большинство сульфидов, гидроксиды V⁵⁺, Mn⁴⁺, Fe²⁺, а также гуминовые кислоты и т. д.

Бесспорно, не все перечисленные сорбенты играют в природе равноценную роль. К важнейшим естественным сорбентам необходимо отнести коллоиды MnO₂, поглощающие Co, Ni, Cu, Zn, Ba, W, Au, Hg, гидрооксида Fe(OH)₃ — P, V, As, Se, Sb, кремнезёма — радиоактивные элементы. Несколько подробнее следует остановиться на сорбционных характеристиках глинистых минералов. В настоящее время выделен ряд групп подобных образований (каолинита, слюд, монтмориллонита, хлорита и др.), существенно различающихся способностью к катионному обмену. В частности, для галлуазита и диккита данный показатель составляет 3—15 мг-экв/100 г, иллита и глауконита — 10—40 мг-экв/100 г, монтмориллонита и бейделлита — 80—150 мг-экв/100 г, вермикулита 10—150 мг-экв/100 г (для сравнения укажем, что ёмкость поглощения гуминовой кислоты оценивается приблизительно в 350 мг-экв/100 г [26]). В большинстве случаев катионообменная способность возрастает с рН. На уровень адсорбции влияют размер частиц, площадь адсорбента, степень кристаллизации, количество влаги и т. д. Обобщённый ряд адсорбции отдельных катионов глинистыми минералами выглядит следующим образом: Ba²⁺ > Sr²⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺ > Cs⁺ > Rb⁺ > K⁺ > Na⁺ > Li⁺ [41]. Для каолинита установлена последовательность Hg > Cu > Pb, монтмориллонита — Pb > Cu ≥ Ca > Ba > Mg > Hg. В целом можно утверждать, что при прочих равных условиях лучше сорбируются поливалентные ионы, а среди ионов одинаковых валентностей — те, чей радиус больше (например, I⁻ > Br⁻ > Cl⁻) [1].

7. Жизнедеятельность организмов. Миграция элементов в зоне гипергенеза тесно связана с деятельностью микро- и макроорганизмов, в результате которой освобождаются из соединений O, N, CO₂, в свою очередь влияющие на миграцию многих элементов, включая металлы. Органические кислоты, выделяемые корнями растений, разрушают кристаллические решётки минералов, что способствует переходу элементов из минеральной формы нахождения в растворённую. В составе органического вещества, выделяемого растениями, присутствуют фенол-карбон-овые, а в случае хвойных деревьев — смоляные кислоты. Эти соединения в сочетании с другими органическими кислотами и углекислотой существенно понижают рН дождевых вод, выпадающих в пределах лесных массивов (рН = 3,5—4,5; при стекании по стволам — до 2,6). Данные воды являются активными геохимическими агентами (рис. 1.6), участвующими в формировании зональной коры выветривания [12]. Растения достаточно выборочно накапливают химические элементы, которые далее — при опадении — в большинстве своём аккумулируются

в гумусовом горизонте почв. В результате биогеохимических процессов происходит разделение ряда стабильных изотопов (например, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) и т. д.

8. *Комплекс типоморфных элементов (ионов)*. К типоморфным относятся «распространённые элементы, наиболее интенсивно мигрирующие и накапливающиеся в ландшафте» [66]. Набор типоморфных элементов обуславливает многие стороны миграции и оказывает непосредственное влияние на концентрацию ряда металлов. Основными типами обстановок водной миграции по составу ведущих мигрантов являются следующие: 1) Сильнокислая ($\text{pH} < 4$); типоморфные ионы — H^+ , иногда SO_4^{2-} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} и др.; 2) Кислая ($4 < \text{pH} < 6,5$); типоморфные ионы — H^+ , анионы органических кислот; 3) Нейтральная и слабощелочная, гидрокарбонатно-кальциевая ($\text{pH} = 6,5\text{—}8,5$); типоморфные ионы — Ca^{2+} , HCO_3^- ; 4) Нейтральная и слабощелочная, хлоридно-сульфатная ($\text{pH} = 7\text{—}8$); типоморфные ионы — Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} ; 5) Гипсовая, нейтральная и слабощелочная; типоморфные ионы — Ca^{2+} , SO_4^{2-} . 6) Содовая, щелочная ($\text{pH} > 8,5$); типоморфные ионы и соединения — HCO_3^- , OH^- , SiO_2 , Na^+ [68].

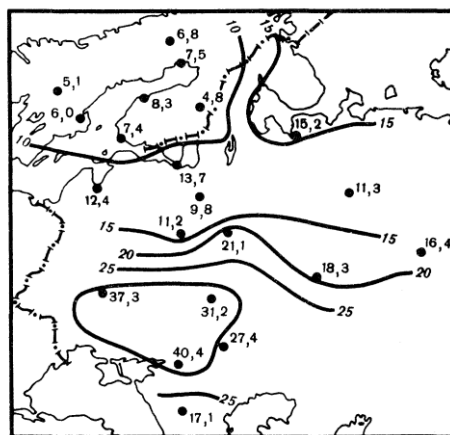


Рис. 1.6. Среднегодовая минерализация атмосферных осадков, мг/л [89].

9. *Геоморфологические особенности* — один из важнейших внешних факторов миграции элементов в зоне гипергенеза, зачастую определяющий, в какой форме (минеральная, истинные или коллоидные растворы) на конкретном участке происходит преобладающая миграция исследуемых элементов.

В рамках данной темы, применительно к корам выветривания, в первую очередь, необходимо рассматривать процессы миграции и концентрации химических элементов в особом комплексе верхней части земной коры — ландшафтах, в состав которых входят такие геохимические системы, как почва, кора выветривания, отложения, грунтовые и поверхностные воды, растительность и приземный слой атмосферы.

Подобные системы, по терминологии В. И. Вернадского [11], являются *биокосными многофазными природными телами*. Их геохимическое своеобразие заключается в сочетании различных форм миграции, среди которых значительную роль играет биогенная миграция. Только совместное изучение особенностей тесно связанных биокосных тел, составляющих отдельные ландшафты, позволяет правильно представить геохимию элементов в зоне гипергенеза.

При исследовании ландшафтов возникает необходимость выделения наиболее мелких ландшафтных подразделений — «элементарных ландшафтов». Согласно Б. Б. Полюнову [73], «...элементарный ландшафт в своём типичном проявлении должен представлять один определённый элемент рельефа, сложенный одной породой или наносом и покрытый в каждый отдельный момент своего существования определённым растительным сообществом. Все эти условия создают определённую разность почвы и свидетельствуют об одинаковом на протяжении элементарного ландшафта развитии взаимодействия между горными породами и организмами». Вследствие быстрого изменения состава почвенного покрова, при выделении элементарных ландшафтов необходимо ориентироваться на отсутствие каких-либо внутренних причин, ограничивающих их площадь [66]. По вертикали элементарные ландшафты неоднородны и расчленяются на отдельные ярусы: живого вещества; почвенный; коры выветривания; грунтовых вод [24]. Так как число элементарных ландшафтов, определяемое различными сочетаниями изменчивых биокосных тел, слишком велико, их по условиям миграции химических элементов объединяют в три основные группы:

1. *Элювиальные* ландшафты — характеризуются «залеганием на водоразделах, независимостью процесса почвообразования от грунтовых вод, отсутствием притока материала путём жидкого и твёрдого бокового стока, наличием расхода материала путём стока и просачивания, составом растительности, приспособленной к борьбе с просачиванием и выносом минеральных элементов, формированием в профиле почв иллювиальных горизонтов, а в течение длительных геологических периодов — остаточных форм древней коры выветривания» [73]. Таким образом, элювиальные ландшафты от остальных групп элементарных ландшафтов отличаются выносом ряда элементов при отсутствии поступления материала из соседних ландшафтов. Вещество в элювиальные ландшафты поступает только из атмосферы (осадки, пыль). Почвы и подстилающие породы (при прочих равных условиях), как правило, обеднены легковымываемыми элементами; с другой стороны, выносу веществ из элювиальных ландшафтов в значительной мере препятствуют биогенная и абиогенная аккумуляции. Следует отметить, что растения не

только оказывают влияние на геохимические особенности подобных ландшафтов, но и сами вынуждены приспосабливаться к интенсивному выносу ряда элементов из почв. В результате в рассматриваемых ландшафтах наблюдается отбор растительных форм, ведущий к преобладанию видов, способных противостоять процессам выноса [2].

2. *Супераквальные* (надводные) ландшафты — располагаются на пониженных участках, где близко подходящие к поверхности грунтовые воды являются одним из путей привноса вещества. Вещество в супераквальные ландшафты может поступать также в результате поверхностного стока из элювиальных ландшафтов. Следовательно, состав биокосных тел в супераквальных ландшафтах зависит не только от состава подстилающих пород, но и от геохимических особенностей рядом расположенных ландшафтов. Растения в данных условиях приспосабливаются к избыточному содержанию ряда элементов в почвах и водах; при их отмирании происходит обогащение верхних горизонтов почв отдельными элементами.

3. *Субаквальные* (подводные) ландшафты континентальных водоёмов являются индикаторами геохимических обстановок элювиальных и супераквальных ландшафтов, располагающихся на их водосборах. В донных отложениях, как правило, преобладают элементы, характеризующиеся наибольшей миграционной способностью, а также находящиеся в повышенных концентрациях в природных объектах водосбора.

Необходимо различать степень «совершенства» геохимических связей внутри ландшафта [65]. Могут быть выделены *совершенная* связь — все части ландшафта образуют единую геохимическую цепь и тесно сопряжены друг с другом; и *несовершенная* — отдельные биокосные тела геохимически слабо связаны (рис. 1.7). Совершенная связь характерна для районов с влажным климатом, где энергично протекает биологический круговорот элементов, тогда как несовершенная типична для сухого климата — биогенная и водная миграции в этом случае менее интенсивны, кора выветривания слабо связана с почвой и т. д.

Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов

A В таежной зоне
A₁ Совершенное

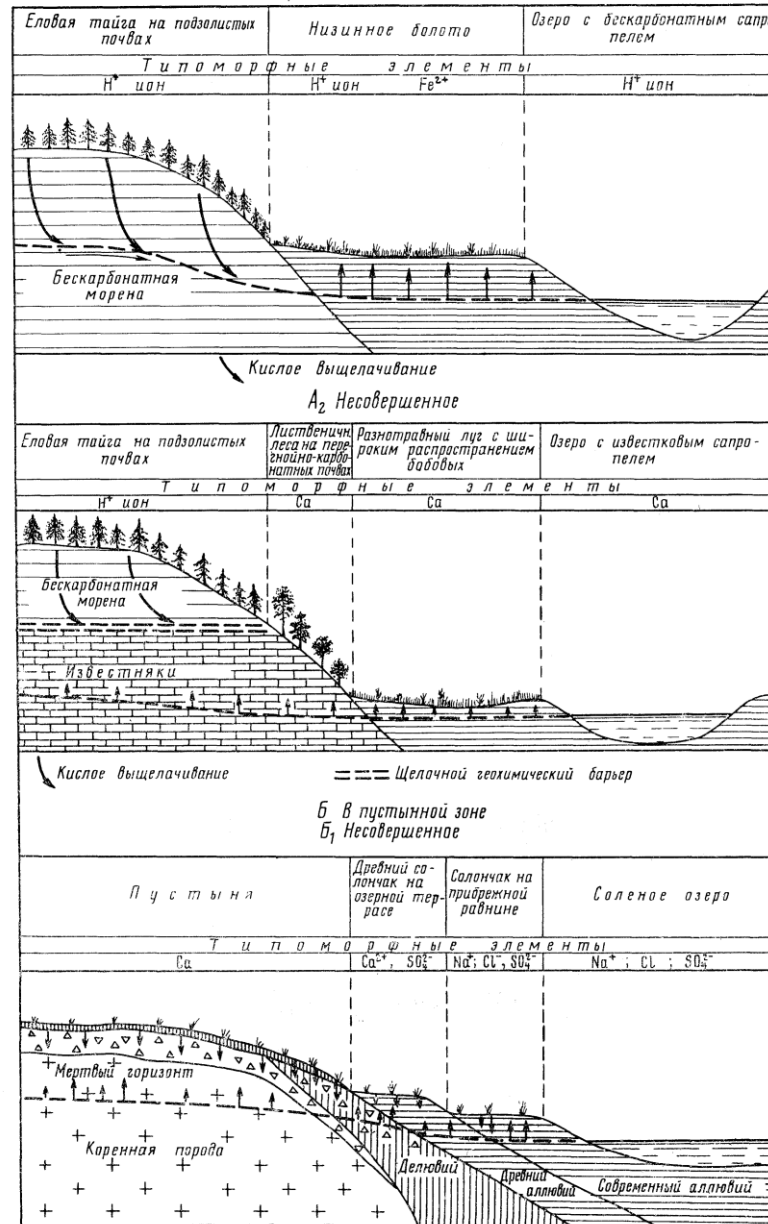


Рис. 1.7. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов [68].

Основываясь на понимании взаимосвязи между элементарными ландшафтами, представляется возможным говорить о втором важнейшем типе членения систем ландшафтного уровня: *геохимическом ландшафте* — «парагенетической ассоциации сопряжённых элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов» [66]. Попутно следует упомянуть особую категорию *межбарьерных ландшафтов* — совокупность элементарных ландшафтов, связанных единым видом миграции элементов и расположенных между двумя геохимическими барьерами одного класса [1].

Практика геохимических исследований требует рассмотрения элементарных и геохимических ландшафтов на следующих *6 таксономических* уровнях [1]:

1. *Преобладание основного вида миграции* — биогенные, абиогенные, «техногенные» (в последнем случае более уместен термин *природно-производственная система*);

2. *Особенности ведущего вида миграции*. Например, биогенные ландшафты должны разделяться по особенностям биологического круговорота элементов; для количественного учёта последнего приняты *общая биомасса* и *ежегодная продукция*. По изменению отношения биомассы к ежегодной продукции выделяются ландшафты: лесов; степей (лугов, саван); пустынь; тундр и верховых болот; примитивных пустынь. Вместе с тем, подобное деление целесообразно только для общего обзора. Для детальных исследований биогенные ландшафты необходимо подразделять в зависимости от изменения *растительных комплексов и ассоциаций*. Среди ландшафтов с заметными проявлениями результатов производственной деятельности на данном таксономическом уровне следует различать: сельскохозяйственные (агроландшафты); промышленные; лесотехнические; селитебные; искусственных водоёмов; дорожные и др.

До недавнего времени в качестве важнейших веществ-контаминантов рассматривались, главным образом, пыль, СО, СО₂, SO₂ и NO_x, углеводороды, соединения N, K, P, ядохимикаты, синтетические органические вещества, радиоактивные изотопы. Металлы и их соединения почти не принимались во внимание. Вместе с тем, проведённые в последние годы экспериментальные и эпидемиологические исследования выявили широкий спектр отрицательных воздействий данных элементов на живые организмы. Для многих металлов, помимо прямого токсического воздействия, были установлены так называемые отдалённые эффекты, затрагивающие функции воспроизводства и биопродуктивности. В отличие от многих загрязняющих веществ, металлы не включаются в процессы самоочищения — в ходе миграции они лишь меняют уровень концентрации и/или форму нахождения; поступая в биологический круговорот, металлы постепенно приводят к загрязнению всех жизнеобеспечивающих сред (воды, воздух, пища и т. д.) [17];

3. *Обстановка (кислородная, глеевая, сероводородная), рН среды, набор типоморфных элементов, соотношение органических кислот в почвах.* При резком изменении данных факторов образуются соответствующие геохимические барьеры;

4. *Роль воздушной миграции элементов* — выделение ландшафтов с почвами, подверженными и не подверженными воздушной эрозии, а также ландшафтов с современным отложением эолового материала. В ряде случаев, в зонах воздушной эрозии наблюдается интенсивный вынос преимущественно лёгких частиц, что приводит к относительному обогащению почв тяжёлыми металлами, сопровождаемому соответствующим снижением их концентрации на участках отложения эолового материала;

5. *Геоморфологические особенности района.* При обзорном рассмотрении больших территорий выделяются: 1) ландшафты равнинных областей; 2) ландшафты низкогорья и среднегорья; 3) ландшафты высокогорных областей. На детальном уровне исследования различаются основной (элювиальные, супераквальные, субаквальные) и дополнительный ряды ландшафтов [24]: *транселювиальные* (верхние части склонов); *трансаккумулятивные* (нижние части склонов и сухих ложбин); *транссупераквальные* (на участках склонов надводных ландшафтов, например, пойменные ландшафты); собственно *супераквальные* (замкнутые понижения со слабым водообменом); *трансаквальные* (реки, проточные озёра, водохранилища, дельтовые болота). Главный источник химических элементов в элювиальных ландшафтах — подстилающие породы; в транселювиальные и супераквальные ландшафты элементы поступают также из ландшафтов вышерасположенных территорий. Достаточно часто в почвах ландшафтов склонов и подножий относительно повышено содержание коллоидных частиц, что в свою очередь приводит к заметному развитию процессов сорбции. С другой стороны, в ландшафтах пойм рек существенно возрастает роль миграции элементов в водных растворах, в связи с чем почвы этих ландшафтов часто обеднены рядом легкоподвижных элементов. Геоморфологическими особенностями отдельных участков объясняется возникновение механических геохимических барьеров;

6. *Закономерности миграции и соотношение между элементами, поступающими в ландшафт от постоянного природного источника.* Необходим учёт неоднородности состава почвообразующих пород и др.

Общая схема развития кор выветривания в гумидных условиях может быть представлено в следующем виде [62].

Наибольшей интенсивности процессы, ведущие к разложению пород, достигают вблизи поверхности. Здесь действуют совместно химические и физические факторы. Последние, измельчая горные породы, подготавливают материал для химического изменения. Этому способствует обилие в воздухе почв и в просачивающейся через них воде O_2 , CO_2 и продуктов распада органического вещества. Указанные агенты (в первую очередь O_2) частично расходуются в верхнем горизонте подзоны выветривания, частично увлекаются вниз инфильтрационными и инфилюационными водами, выносящими элементы, высвобождаю-

щиеся при разложении пород. С глубиной факторы физического разрушения ослабевают, воды постепенно утрачивают свою реакционную способность, в них уменьшается количество O и CO_2 , величина pH постепенно меняется, достигая в конце концов значения, характерного для вод субстрата.

Изменяющиеся сверху вниз условия определяют различие в интенсивности процессов выветривания и в характере переработки горных пород на разных глубинах от поверхности. Если в нижнем горизонте коры изменение пород ограничивается только возрастанием трещиноватости (щебенчатый элювий) при почти полном сохранении их первоначального минералогического состава, то верхний горизонт коры представляют продукты наиболее глубокого изменения пород, характерного для данной физико-географической обстановки.

Происходит образование новых минеральных ассоциаций — простых и сложных кислородных и карбонатных соединений, кислых и основных солей, металлоорганических комплексов. Развивается явление *гипергенного метасоматоза*, т. е. замещения неустойчивых в этих условиях минералов устойчивыми. Часть элементов мигрирует с инфильтрационными и грунтовыми водами, задерживаясь на геохимических барьерах. В результате возникают плотные конкреции, а на отдельных уровнях целые горизонты *ожелезнённых, карбонатизированных, огипсованных* пород (ортзанды, известковистые коры).

В подзоне выветривания преобладает разложение пород, хотя здесь наблюдается и цементация за счёт привноса SiO_2 , $CaCO_3$, $MgCO_3$ и других соединений. В подзоне начального гипергенеза под влиянием подземных вод также происходит изменение и разрушение многих минералов. Однако для этой подзоны наиболее характерны явления *цементации* и *перекристаллизации*.

Для понимания процессов, происходящих в зоне гипергенеза, исключительно важно правильное представление о формах и интенсивности выноса аморфного кремнезёма на различных стадиях элювиального процесса (подробнее см. [40, 59]).

При выветривании алюмосиликатных пород в условиях холодного климата под действием кислых растворов ($pH < 4$) скорость выноса SiO_2 меньше, чем Al_2O_3 . В результате элювий приобретает преимущественно кремнезёмистый состав, характерный для подзолообразовательного процесса (рис. 1.8, 1.9).

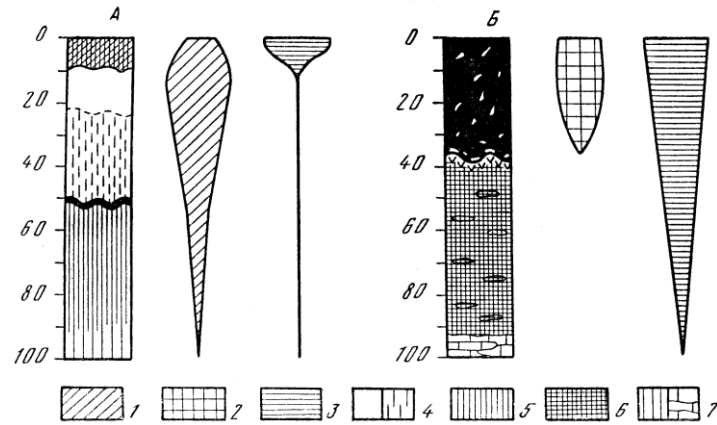


Рис. 1.8. Дерново-подзолистые почвы кислого класса (А)
и дерново-карбонатные почвы кальциевого класса (Б) [63].

1 — кислое выщелачивание Na, Mg, Al, S, Cl, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn и т. д.; 2 — нейтральное и слабокислое выщелачивание Na, Mg, S, Cl, Ca, Mn, Mo; 3 — биогенная аккумуляция; 4 — горизонты энергичного выщелачивания; 5 — иллювиальные горизонты (вмывавия); 6 — карбонатная кора выветривания известняков; 7 — коренные породы

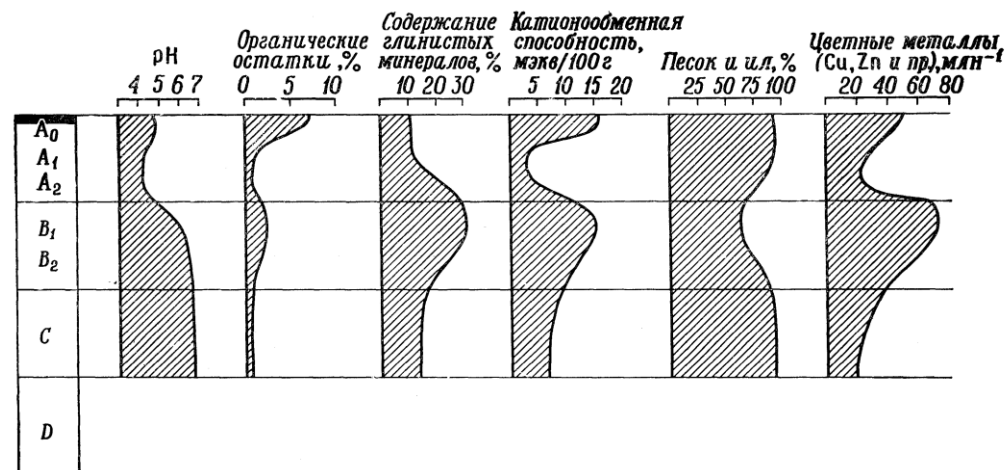


Рис. 1.9. Изменение физических и химических свойств различных горизонтов профиля дерново-подзолистой почвы (обобщённо) [41].

В тёплом и жарком климате (доминирование гидролиза) наблюдается интенсивный вынос SiO_2 при инертности Al_2O_3 . В этих условиях могут образовываться глинистые минералы трёх типов (рис. 1.10, 1.11).

Каолинит образуется в результате гумидного выветривания в кислой среде при отсутствии в растворах заметных количеств Na, Mg, K, Ca (водоёмы и болота, богатые гумусом). Наиболее благоприятные условия — тёплый влажный климат, выровненные эрозией поверхности суши, медленное осадконакопление. Спутниками каолинита являются *галлуазит*, имеющий решетку близкую к каолинитовой, но отличающийся большей неупорядоченностью, и образующийся из каолинита под действием K-содержащих растворов. Галлуазит образуется при более быстром процессе выветривания, чем каолинит, в условиях большей влажности.

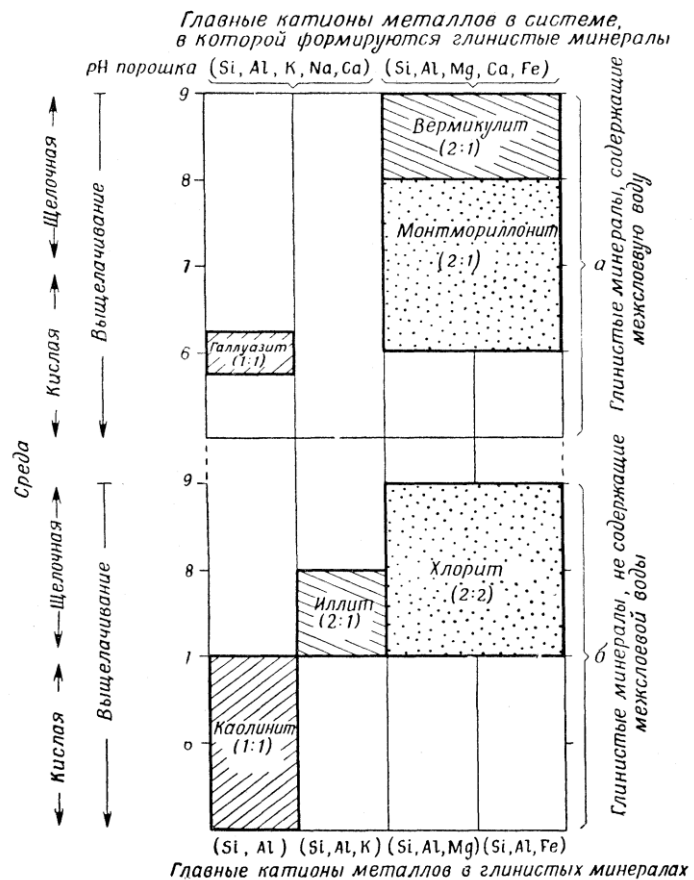


Рис. 1.10. Основные условия образования глинистых минералов [28].

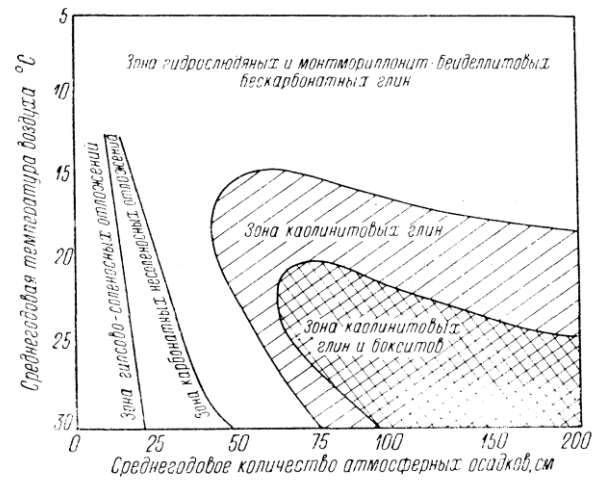


Рис. 1.11. Климатическая зональность образования глинистых минералов в зоне гипергенеза [62].

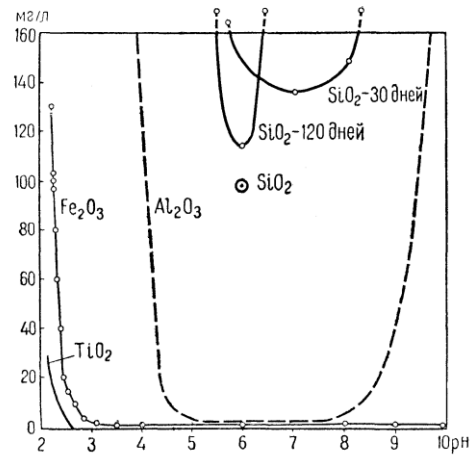


Рис. 1.12. Диаграмма растворимости свежесождённых SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 в воде в зависимости от pH [8].

Гидроглиуды. К минералам этой группы относятся иллит, серицит, мусковит. Гидроглиуды образуются в континентальных условиях во влажном, холодном и умеренно-холодном климате, но непременно в растворах с высокой концентрацией К (иллит может образовываться под влиянием К-содержащих растворов из монтмориллонита).

Монтмориллонит. Данный минерал характеризуется присутствием в своем составе Mg и Fe. Оптимальными условиями его образования считается сухой умеренный или тёплый климат, нейтральная или щелочная среда, присутствие в растворе достаточной концентрации Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} и отсутствие заметных количеств К, который привел бы к образованию гидроглиуд [94].

При относительно слабой миграции SiO_2 (малое количество осадков) образуются глинистые минералы с двумя кремнекислородными слоями (иллит, монтмориллонит и др.). Если происходит заметный вынос SiO_2 , то кристаллизуются глинистые минералы с одним кремнекислородным слоем (каолинит). В случае интенсивной десилификации (рис. 1.12) в элювиальном горизонте происходит образование минералов свободного Al_2O_3 .

Латериты являются конечной стадией специфического химического выветривания — латеритного процесса, при котором происходят следующие важнейшие реакции: 1) окисление S сульфидов, закиси Fe, Mn; 2) разрушение силикатов путём окисления Fe, Mn и удаления проточной тёплой водой Na, Mg, K, Ca и значительной части Si — при этом многие минералы претерпевают постепенное изменение состава, а затем и разрушение решёток; 3) образование новых, более устойчивых минералов.

В результате этих реакций, сложные каркасные, цепочечные и ленточные силикаты, разрушаются с образованием более простых слоистых силикатов и свободных оксидов. Наибольшее значение имеют гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, галлазит, гётит, бёмит и гиббсит. Иногда встречаются новообразованные сульфаты, фосфаты, опал.

Бокситы представляют собой одну из крайних в природе степеней дифференциации Al и Fe и резко выделяются минимальным содержанием наиболее подвижных в условиях гипергенеза элементов — Na, Mg, K и Ca [8]⁸.

Профиль коры выветривания. Различная подвижность химических элементов (рис. 1.13), а также меняющиеся сверху вниз условия разложения пород и аккумуляции вещества обуславливают зональность профиля кор выветривания — обобщённого разреза, включающего все горизонты, характерные для данного типа коры.

⁸ При изучении древних кор выветривания Урала, К. И. Лукашёвым и Л. А. Гузовским [49, 50] разработана их геохимическая классификация, основанная на учёте преобладающего состава продуктов выветривания и минералого-геохимических парагенезисов. В частности, выделяются следующие основные типы и подтипы кор остаточного генезиса: I. Сиаллитный (SiAl) — собственно-сиаллитный, сиаллитно-щелочной (SiAlk) и сиаллитно-железистый (SiAlFe); II. Сиаллитно-магнезиальный (SiAlMg); III. Сиферритный (SiFe) — собственно-сиферритный и сиферритно-глино-зёмистый (SiFeAl); IV. Ферритно-сиаллитный (FeSiAl); V. Ферритный (Fe); VI. Ферритно-аллитный (FeAl); VII. Аллитный (Al); VIII. Силицитный (Si).

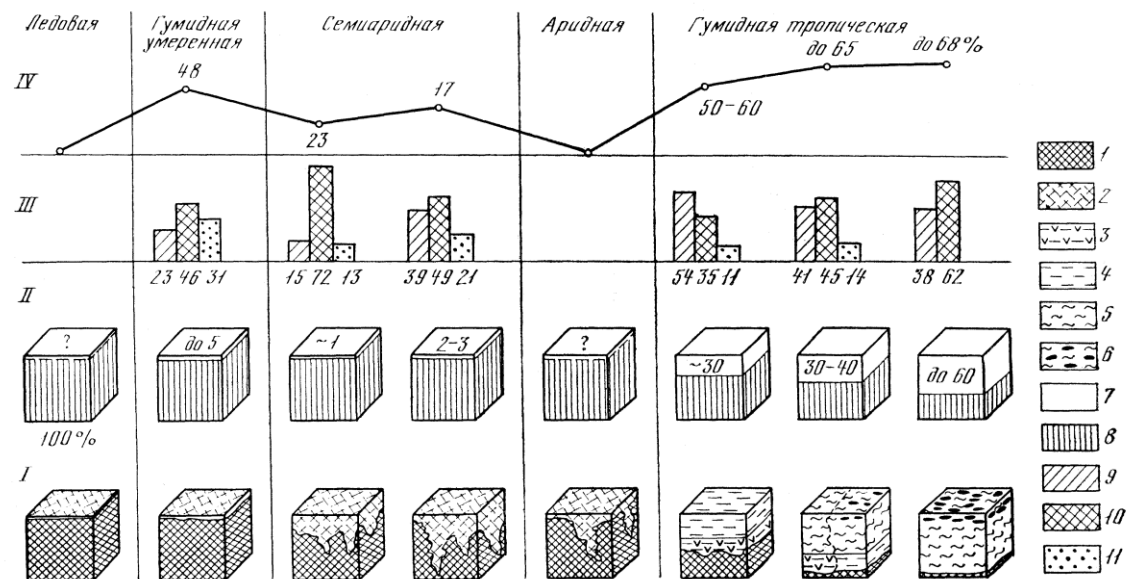


Рис. 1.13. Особенности выветривания основных пород в различных климатических зонах [44].

I — вещественный состав и мощность кор выветривания: 1 — коренная порода. Продукты выветривания: 2 — дезинтегрированные; 3 — хлорит-монтмориллонит-гидро-слюдистые; 4 — каолиновые; 5 — каолинит-гипбситовые и матагаллуазит-гипбситовые; 6 — гипбсит-гематит-гётитовые. II — вынос главных элементов из куба породы основного состава в % от содержания: 7 — выносятся; 8 — остаётся в породе. III — соотношения элементов в составе выносимого комплекса, в % от общей суммы выносимых элементов: 9 — Na, K, Ca, Mg; 10 — Si; 11 — Al, Fe, Ti. IV — вынос главных элементов, в % от содержания в исходной породе.

В литературе описаны различные принципы определения профиля кор выветривания. Как правило, название коре дается по преобладающим аутигенным минералам верхней её зоны [62]. В частности, широко известна схема изменения геохимических зон по профилю кор выветривания алюмосиликатных пород, предложенная И. И. Гинзбургом [23] (следует отметить, что в последнее время приведённая зональность критикуется как за неудачную терминологию, так и по существу, ибо названные процессы не соответствуют реакциям, действительно происходящим в коре выветривания [5]).

В. П. Петров [71] выделяет следующие характерные горизонты выветривания: 1) Гумусовый горизонт (A_1 современных почв); существует только в живой коре выветривания — в почве; в древних корах его нет; существовал в эпоху формирования толщи выветривания; 2) Горизонт, сложенный породой, находящейся в равновесии с действующими растворами (A_2 современных почв). В древних корах выветривания является самым верхним горизонтом и наиболее часто подвергается размыву; 3) Промежуточные горизонты. Здесь возможно несколько минералогически различных горизонтов, но все они представляют собой переход от материнской породы к верхнему горизонту, находящемуся в равновесии с раствором; 4) Нижние горизонты начинающегося выветривания. Для них наиболее характерно создание значительной пористости в материнской породе; здесь происходит наибольший вынос вещества материнской породы и имеет место временное сохранение важнейших, иногда легко разлагающихся минералов. На составе пород этой зоны наиболее часто сказывается влияние минералов субстрата; ими, в частности, определяется реакция растворов; 5) Материнская порода.

Так же как и схема И. И. Гинзбурга (табл. 1.4), эта последовательность изменения характера процессов наиболее отвечает сущности профиля гумидного выветривания алюмосиликатных пород; в ней только отчётливее подчеркивается роль почвообразовательных процессов.

Для коры выветривания сульфидных месторождений установлена следующая общая схема зональности (сверху вниз) [94]: 1) железная шляпа, где происходит разрушение первичных сульфидов с образованием конечных форм их окисления; 2) зона выщелачивания, из которой вынесена большая часть металлов и в которой произошло обогащение кварцем, баритом, — сыпучка; 3) зона окисленных руд, располагающаяся в пределах области колебания уровня грунтовых вод и характеризующаяся затруднённой циркуляцией воздуха и недостатком O ; здесь возникают сульфаты Fe^{2+} ; 4) зона вторичного сульфидного обогащения, находящаяся ниже уровня грунтовых вод. Металлы, мигрировавшие сводами из окисленной зоны, здесь восстанавливаются и выпадают в виде вторичных сульфидов.

Скорость формирования кор выветривания. Одним из важных признаков, определяющих мощность и отчасти зрелость кор выветривания, является продолжительность эпох их образования. Имеется, ряд работ, в которых излагаются результаты определения времени формирования современных почв и приводятся примерные расчёты скорости развития кор выветривания прошлых геологических периодов.

Так, Н. Н. Соколов [82], путём сопоставления данных изучения почв, возникших на старых постройках, морских дюнах, речных и морских террасах с установленным временем образования, пришёл к выводу, что уже за 50—100 лет заметно значительное формирование почв, но устойчивой стадии они достигают позднее; этот срок для подзолистых почв определяется в 1 000—1 500 лет.

Геохимические зоны коры выветривания [23]

По преобладающим процессам	По преобладающему минералообразованию	По морфологии, цвету и физическому состоянию продуктов выветривания
Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза	Зона полуторных окислов (охр, железняков, гиббсита), иногда галлуазита и каолинита	Зона увлажнения, конечного разложения плотного, рыхлого или глинистого элювия. Окраска бурая, красная, жёлтая, белёсая. Часто конкреционные формы
Зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления (бедных Fe пород)	Зона каолинита (в кислых породах), монтмориллонита (в основных и содержащих Mg-минералы породах), нонтронита (в основных и богатых железом породах) и частично гиббсита (в базальтах, амфиболитах, хлоритовых сланцах)	Зона интенсивного просачивания, промежуточного разложения и конечных продуктов, зона глинистого элювия. Окраска белёсая, жёлтая, пятнистая. Иногда с пизолитами Fe и Al.
Зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления (богатых Fe пород)	Зона гидрослюд и гидрохлоритов (иногда карбонатов и опалов), появление каолинита и монтмориллонита	Зона просачивания и начального разложения мелкозернисто-песчанистого элювия серых и более тёмных цветов в зависимости от цвета исходной породы
Зона гидратации силикатов, начала выщелачивания	Появление гидрослюд, гидрохлоритов, а также	Зона дезинтеграции, сложенная обломочным элю-

и преобладающего физического выветривания	серицитов, гипергенных хлоритов, вермикулитов (иногда магнезитов)	вием (щебнем, дресвой, брекчиями, хрящом, сапропитом). Начальные продукты выветривания имеют цвет исходных пород
-------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

П. А. Замятченский [30], также изучавший почвы на искусственных сооружениях, установил, что, в зависимости от субстрата и условий выветривания, скорость роста почв за 100 лет варьирует от 1,2 до 20 см. При этом наибольшая скорость роста относится к почвам, возникшим на рыхлых песчаных породах.

Б. М. Михайлов [57] подсчитал количество SiO_2 и CaO , извлекаемое растениями с 1 м^2 поверхности земли при латеритном выветривании метаморфических пород Гвинеи. На основании этих данных скорость развития почвы — 1 см за 600 лет.

Скорость формирования почвы на лёссовидном суглинке в Курской обл. России, установленная путём определения возраста по ^{14}C , равна 1,3—2,0 см за 100 лет [18].

Расчёты возможной скорости роста кор выветривания прошлых эпох, исходя из баланса различных компонентов в подзоне выветривания, показывают следующее.

И. И. Гинзбург [22] рассчитывал количество воды, требующееся для выноса Si , высвобождающегося при выветривании алюмосиликатных пород в условиях тропического климата. В результате им были получено, что при 3 750 мм атмосферных осадков в год на формирование 1 см коры выветривания требуется 300 лет, а при 500 мм осадков — 2 200 лет.

Л. А. Гузовский и А. И. Гавришин [27] подсчитали количества Si , Al , Fe , Ca и Mg , выносимые с единицы площади развития порфиритов при их выветривании в тропических условиях. Полученные результаты позволили прийти к заключению, что для образования мезозойских кор выветривания Южного Урала мощностью 30 м потребовалось 4—7 млн лет.

Таким образом, на основании приведённых данных можно констатировать, что:

1. Почвы, являющиеся верхним, наиболее доступным для агентов выветривания горизонтом кор, формируются во много раз быстрее, чем относительно глубокие горизонты элювиальных образований. Это лишний раз подчёркивает особое положение, которое занимают почвы в составе кор выветривания;

2. Для образования полного профиля мощных кор выветривания, даже в особо благоприятной обстановке и без учёта действия процессов денудации, требуется время, определяемое миллионами лет;

3. Продолжительность эпох корообразования может быть значительно большей, чем время, необходимое для формирования

профиля коры выветривания в отдельных пунктах. Это определяется разнообразием как климатических, так и тектонических и ландшафтных условий. Кроме того, время, необходимое для формирования единицы мощности кор, включая и современные почвы, оказывается различным в зависимости от характера пород, подвергавшихся выветриванию [62].

