



Дж. П. Кеннетт

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

Marine Geology

James P. Kennett

Graduate School of Oceanography
University of Rhode Island

Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 07632

Дж. П. Кеннетт

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

В двух томах

Том 1

Перевод с английского

д-ра геол.-мин. наук

И.О.Мурдмаа

и канд. геол.-мин. наук

Е.В.Ивановой

под редакцией

чл.-корр. АН СССР

А.П.Лисицына



МОСКВА «МИР» 1987

ББК 26.326
К35
УДК 551.46

Кеннетт Дж.

К35 Морская геология: В 2-х т. Т. 1. Пер. с англ.—М.: Мир, 1987.—397 с., ил.

Фундаментальная монография Дж. Кеннетта (США) представляет собой современную сводку знаний, полученных зарубежными авторами в ключевых направлениях науки об океане на протяжении последних 20 лет. Книга состоит из четырех крупных частей: I. Тектоника и океанология; II. Окраины океанов; III. Океанские осадки и микрофоссилии; IV. История океана. Она написана четким и кратким языком, построена очень логично; материал преподносится в последовательности развития знаний в этой области геологии. Русское издание выходит в двух томах в отличие от английского однотомного.

Для океанологов, геологов, студентов и преподавателей всех геологических специальностей.

К $\frac{1904040000-359}{041(01)-87}$ 118-86, ч. 1

**ББК 26.326
551.46**

Редакция литературы по геологии и геофизике

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Предлагаемая вниманию читателей книга Дж. Кеннетта «Морская геология», безусловно, одно из наиболее фундаментальных геологических изданий последних лет. В ней обобщены и сопоставлены в глобальном масштабе крупнейшие достижения в области изучения геологии Мирового океана за последние два десятилетия.

Морская геология, или геология моря (в англоязычной литературе иногда называемая также геологической океанографией), — наука о составе, строении и геологической истории той части Земли, которая скрыта водами океанов. В настоящее время она, как и геология суши, включает в себя обширный комплекс наук о Земле: геофизику, геохимию, литологию, тектонику и геоморфологию, петрологию и вулканологию, палеонтологию и стратиграфию, историческую геологию океанов (или палеоокеанологию), учение о полезных ископаемых, инженерную геологию и др.

Бурное развитие этой науки произошло за последние 20–30 лет. Открытия, сделанные при изучении геологии океанов, как известно, вызвали революцию в геологии континентов, и это не удивительно, поскольку долгое время представления о геологии огромной части поверхности нашей планеты были самыми туманными.

Пытливый ум человека всегда стремился проникнуть в тайны глубин океана. Однако на этом пути стояли огромные трудности, не меньшие, чем при освоении космоса. Это не только труднодоступность глубин океана и отложений на их дне, но также удаленность, тяжелейшие условия (льды, штормы) и высокая стоимость исследований, особенно в Арктике и Антарктике. Чтобы преодолеть эти трудности, потребовались многие десятилетия.

Начало становления морской геологии относится к кругосветной экспедиции на «Челленджере» более чем 100 лет назад. Одним из первых геологов, кто правильно оценил необходимость изучения и интерпретации геологических разрезов на морском дне, был А. Д. Архангельский. Он же развил идеи палеоокеанологии, сравнительно-литологического и сравнительно-биологического анализа. В книге «Верхнемеловые отложения востока Европейской России», опубликованной в 1912 г., сказано: «Геолог должен переработать собранный материал с помощью тех особых методов исследования, которыми пользуется современная океанография и зоогеография...» (Архангельский А. Д., 1912, с. 134). Примерно треть его работы посвящена палеоокеанографии, которая 70 лет спустя превратилась в современную палеоокеанологию. Другой наш соотечественник Ю. М. Шокальский еще в 1917 г. прозорливо писал: «Историческая геология есть в значительной степени океанография прошедших времен» (Шокальский Ю. М., Океанография, 1917, с. 567).

Значительным толчком к развитию океанологии послужили потребности в увеличении запасов минерального сырья, которые на континентах быстро иссякают. Достаточно сказать, что в настоящее время более трети нефти добывается со дна морей и океанов, а в ближайшие 10–15 лет Мировой океан станет главным источником нефти. Во всевозрастающих масштабах ведутся исследования железо-марганцевых конкреций, сульфидов, кобальтовых корок, а также россыпных месторождений.

Современный этап в морской геологии можно назвать эпохой великих открытий, когда человечество, по существу, впервые открыло для себя две трети поверхности планеты. При этом оказалось, что по геологическому строению эта большая по площади часть планеты коренным образом отличается от континентов. Лишь за последние два десятилетия ученые смогли проникнуть сквозь толщу вод и с помощью разнообразных геофизических и геологических приборов не только изучить поверхность дна, но и как бы «просветить» его, а затем более чем в 1000 точках дна пройти сквозь большую часть осадочного покрова на значительную глубину и даже проникнуть в базальты ложа. Сразу же рухнуло много неверных представлений о распространении на дне океана палеозойских и даже более древних пород, о продолжении некоторых структур с континентов в океаны и новом их появлении на других континентах, об океанизации и др. Именно в эти годы ученые сумели выдвинуть ряд смелых гипотез и почти немедленно проверить их результатами бурения и геофизических исследований. Впервые геологи, изучая керны океанского бурения, прочитали детальную летопись событий на Земле за последние 150 млн. лет, установили не только факт крупных перемещений материков, но и научились точно определять их положение на разных этапах прошлого, выявили гигантские колебания уровня Мирового океана, факты высыхания крупнейших морей в ходе их развития (мессинские отложения Средиземного моря) и др.

В ходе этих увлекательных исследований объектом был не какой-то отдельный регион, как обычно при исследованиях на суше, и даже не континент, а вся планета в целом! Именно глобальный подход к постановке и решению крупных проблем является важной особенностью современного этапа развития геологии. Еще совсем недавно обращение к новой глобальной тектонике воспринималось как необоснованное стремление распространить ее концепции на всю планету. Проверка временем показала, что современная тектоника литосферных плит не может быть иной, не глобальной. Сейчас морская геология как самостоятельная наука имеет свои объекты исследования, свои методы, свои теоретические положения, которые привели к пересмотру основных положений геологии суши и коренной ее перестройке, которая у нас в стране пока не завершилась.

Данные по морской геологии, глобальной эволюции Земли, ее живой и неживой природы также необходимы сейчас для каждого образованного человека, как данные об эволюции жизни, теория Дарвина и др. Именно поэтому публикация книги Дж. Кеннетта представляется особенно актуальной: многим геологам необходимо объективно рассмотреть полученные независимые доказательства в пользу идей мобилизма и теории литосферных плит, данные новых отраслей наук о Земле — литологии, геохимии и стратиграфии литосферных плит и др.

Книга с таким названием появляется в отечественной и англоязычной литературе не впервые. В нашей стране под таким названием издавались книги М. В. Кленовой (1948), О. К. Леонтьева (1963, 1965, 1968), Н. В. Логвиненко (1980), а за рубежом Ф. Кюнена (1950) и два издания книги Ф. Шепар-

да (1951 и 1969). Если сравнить эти пять работ, то можно видеть, сколь быстро шло развитие морской геологии, как значительно изменился круг ее проблем и фактический материал. Думается, что и настоящая книга также не последний этап в становлении геологии Мирового океана.

Книга принадлежит к категории строгих научных произведений с максимальным привлечением точных количественных данных, где это на современном уровне развития знаний представляется достаточно надежным и уместным. Широта охвата и основательность изложения, точность формулировок и применяемых терминов являются ее безусловным достоинством. Она написана простым языком с четкими определениями и широкими сопоставлениями, основана на новейшей информации из разных областей морской геологии. Поэтому ее можно с полным правом назвать и учебником для повышения квалификации уже работающих геологов, ее с интересом прочтут геологи, ведущие исследования как на суше, так и в океане.

На современном уровне развития морской геологии, как увидит читатель, написать такую книгу — дело очень нелегкое. Потребовалось обобщить данные, разбросанные в сотнях монографий и тысячах статей по разным вопросам (только результаты бурения изложены в 90 томах объемом около 1000 страниц каждый). Это гигантский труд, находящийся на грани человеческих возможностей! Результатом его явилась эта уникальная работа, которая стоит в одном ряду с многотомными монографиями, написанными коллективами авторов, такими как «Море» в США или пятитомное издание «Океанология» в СССР (The Sea. Ed. M. N. Hill, vol. 1–6, 1960–1982, USA; «Океанология». В 5-и томах. Под ред. А. С. Моница. — М.: Наука, 1978–1980).

К сожалению, возможно, в связи с языковым барьером, автор мало использовал работы русских и советских морских геологов, что несколько обеднило содержание книги. Автор не упоминает о работах Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, П. Л. Безрукова и многих других выдающихся русских морских геологов. Не приводятся также многие другие данные по геологии океанов, полученные в СССР. Это обстоятельство следует иметь в виду при чтении книги Дж. Кеннетта.

Необходимо также отметить недооценку автором данных по изучению вещества донных осадков: литологии, геохимии, изотопной геохимии, петрологии и петрохимии и др. Вещество осадка автор рассматривает главным образом как вместилище остатков организмов. Это несколько обедняет информацию, которую можно получить при изучении осадков и базальтов ложа океана. В книге нет, например, цельной картины закономерного сочетания факторов, управляющих осадкообразованием в Мировом океане. Автор указывает на влияние широтной зональности, а также глубины, но не упоминает о других видах зональности, определяющих осадкообразование в современных и древних океанах; не касается учения о типах седиментогенеза акад. Н. М. Страхова и др.

Джеймс Кеннетт родился в Новой Зеландии и на всю жизнь сохранил интерес к изучению Южного океана, омывающего берега его родины. Он участвовал в антарктических экспедициях и, уже работая в Университете штата Флорида, США, изучал колонки американских антарктических экспедиций. Главное направление исследований Кеннетта — стратиграфия по фораминиферам, вопросы эволюции среды на основании изучения фораминифер, тефрохронология и история вулканизма, применение изотопов кислорода и углерода для биостратиграфии и, наконец, палеоокеанология. В настоящее время Кеннетт — профессор Университета Род-Айленда, США,

редактор нового международного журнала «Палеоокеанология», первый номер которого выйдет в свет в 1986 г., и активный участник исследований, проводимых на «Гломаре Челленджере» и на «Джоидес-Резолюшен».

Переводчики и редактор стремились наиболее полно передать не только концептуальную, но и терминологическую сторону работы. Успеху перевода, как мне представляется, в немалой степени способствовало и то, что он сделан известными специалистами в области морской геологии: д-ром геол.-мин. наук И. О. Мурдмаа (гл. 1, 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12 и 13; гл. 3 и 9 совместно с Е. В. Ивановой) и канд. геол.-мин. наук Е. В. Ивановой (гл. 8, 14, 15, 16, 17, 18 и 19) при постоянной консультации д-ров геол.-мин. наук Л. П. Зоненшайна, О. Г. Сорохтина и др.

Можно надеяться, что предлагаемая вниманию советского читателя монография вызовет большой интерес и будет полезной для самых широких кругов геологов, геофизиков, океанологов и географов, станет учебным пособием для студентов, настольной книгой всех, кто интересуется новой геологией океанов и морей.

А. Лисицын

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Я очень рад, что благодаря этому переводу «Морская геология» станет доступной широкому кругу советских геологов. В наши дни перспективы морской геологии стали поистине глобальными. Исследователи многих стран и народов вносят свой вклад в изучение геологического строения и истории развития океанских бассейнов и их окраин. Но языковые барьеры все еще служат препятствием свободному обмену идеями между отдельными учеными и научными школами разных стран. Отсюда ясна важность переводов, подобных настоящему.

«Морская геология» была написана прежде всего как современный учебник для студентов, но с момента выхода в свет в 1982 г. она широко используется в качестве справочного пособия также профессиональными геологами. Я надеюсь, что книга найдет такое же применение в Советском Союзе.

Я глубоко признателен своему уважаемому коллеге, чл.-корр. АН СССР А.П. Лисищину из Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, взявшему на себя труд редактирования перевода. Я благодарен переводчицам — д-ру геол.-мин. наук И.О. Мурдмаа и канд. геол.-мин. наук Е.В. Ивановой, а также всем другим лицам, принявшим участие в работе над русским изданием книги.

11 сентября 1985 г.

Джеймс Кеннетт

*Всем исследователям, создавшим
новую систему взглядов на Землю,
а также Диане, Дугласу и Мэри
посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Идея написания «Морской геологии» продиктована острой необходимостью иметь цельное, современное, исчерпывающее полное изложение курса геологии океанских регионов, отсутствие которого ощущали как преподаватели университетов, так и студенты. В наши дни геология океанов и морей превратилась в довольно сложную точную науку. Вставшая перед человечеством проблема рационального использования минеральных ресурсов Мирового океана требует расширения наших знаний о геологии и геофизике океанов. Огромные успехи, достигнутые в области морской геологии, вызвали к жизни принципиально новые взгляды на строение нашей планеты. Революция в науках о Земле явилась прямым следствием исследований, проведенных в морях и океанах. Однако до сих пор нет ни одной книги, в которой были бы собраны воедино все новые идеи, зародившиеся за последние 15–20 лет в данной области знаний.

Передо мной стояла задача создать учебник, охватывающий все многообразие проблем морской геологии, включая петрологию горных пород, литологию осадков, геофизику, тектонику, стратиграфию, геологическую историю океанов и их окраин. Книга содержит значительное количество информации, которую иначе трудно извлечь из специальных изданий. Теперь, когда революционная концепция глобальной тектоники литосферных плит завоевала всеобщее признание и в ходе выполнения разнообразных научных программ, прежде всего Проекта глубоководного бурения DSDP, собрано огромное количество нового фактического материала, потребность в такой сводке стала особенно острой. Только теперь, впервые в истории геологии, появилась возможность изучать океаны в их связи с общей эволюцией планеты. Как ни парадоксально, рост наших знаний ведет к все возрастающей специализации наук об океане. Предмет столь необъятен, что исследователь в состоянии быть компетентным специалистом только в немногих отраслях. Тем не менее ему нужно иметь представление о множестве смежных дисциплин. В этой связи сводки, подобные настоящей, приобретают большую актуальность.

Книга предназначена для студентов старших курсов и аспирантов в качестве начального курса по морской геологии и не требует особых предварительных знаний в области океанологии. Она будет полезна также профессионалам-геологам и специалистам в смежных областях в поисках новых подходов к решению стоящих перед ними проблем. Я надеюсь также, что она научит лучше понимать всеобщую связь между разными глобальными оболочками: литосферой, гидросферой, атмосферой, криосферой и биосферой, ибо в ней показано, как изменения в любой из них в конечном счете сказываются на всех других.

В книге даны общие представления о Мировом океане, причем особое внимание уделено истории его развития. Исторический подход прежде все-

го заключается в том, что океаны рассматриваются в процессе их эволюции. Геология по своей природе — наука историческая и этим отличается от знакомых нам неисторических наук. Именно поэтому в книгу включен большой раздел, посвященный новейшей геологической дисциплине — *палеоокеанологии*, занимающейся изучением эволюции океанов по данным анализа морских осадков. Проблемы палеоокеанологии вызывают все возрастающий интерес. Это направление претерпевает сейчас бурное развитие. В палеоокеанологии, возможно, больше, чем в любой другой отрасли морской геологии, нужен комплексный подход. Чтобы решить какую-нибудь палеоокеанологическую задачу, необходимо использовать результаты исследований нескольких направлений. В книге делается попытка показать, сколь богат и разнообразен круг тех материалов, которые можно получить при морских геологических исследованиях и которые могут быть привлечены к распутиванию глобальных ситуаций. Например, многое из того, что мы уже узнали или продолжаем узнавать об истории земных климатов, почерпнуто из результатов изучения морских осадков.

Главная цель «Морской геологии» — объединить новые и классические геологические концепции для изучения истории океанов. Классическая геология смотрела на Землю с суши. Но Земля — преимущественно водная планета. Континенты, словно острова, окружены бескрайними океанскими просторами. Тектонические движения в океанах определяют в конечном счете географию Земли, а зависящие от нее изменения циркуляции океанских вод в течение геологического времени оказывали сильнейшее влияние на глобальные климаты. Отсюда следует, что курс морской геологии нужен для всех студентов, занимающихся геологическими науками. Введение такого курса, однако, затрудняется отсутствием подходящего учебника.

Материал в этой книге изложен в рамках теории тектоники литосферных плит. Книга содержит 19 глав, объединенных в 4 крупные части, посвященные тектоническим и океанологическим основам морской геологии, окраинам океанов, океанским осадкам и микрофоссилиям, истории океанов. Главы расположены в порядке развития идей. Сначала излагаются основные концепции морской геофизики, стратиграфии, геологии и океанологии, знакомство с которыми необходимо для понимания последующих глав, где приведены материалы о процессах, происходящих близ побережий, о континентальных окраинах, донных осадках и палеоокеанологии. Заключительная глава посвящена глобальной эволюции океанов за последние 200 млн. лет. Главное внимание в книге уделено не детальным описаниям явлений, а раскрытию сущности механизмов и процессов.

Сопоставляя главные результаты и понятия морской геологии, автор столкнулся со сложным переплетением взаимодействующих явлений. Одному человеку трудно быть сведущим во всех охваченных книгой областях знаний, поэтому я обращаюсь к моим коллегам, а также ко всем читателям с просьбой высказать критические замечания и помочь подыскать лучшие примеры на случай будущей переработки книги. В настоящее время некоторые отрасли морской геологии быстро развиваются. Нет сомнения в том, например, что в ближайшие годы мы будем свидетелями огромных достижений в области глобальной палеоокеанологии. А значит, те новые взгляды, которые изложены в данной книге, будут быстро устаревать в ходе продолжающихся исследований.

Ссылки на литературу в тексте сведены к минимуму. Многие работы не цитируются, чтобы облегчить чтение учебника. Я надеюсь, что читатель отнесется с пониманием к подобным упущениям.

Я очень благодарен моим коллегам и аспирантам за критические замечания и ценные предложения, внесшие существенный вклад в улучшение данной книги. Т.Х. Ван Андел и К.К. Турекьян прочли рукопись целиком и дали множество полезных советов. Другие коллеги—Р.С. Детрик, Э.П. Лейн, Т.С. Лутит, Р.Л. Мак-Мастер, Т.С. Мур-мл., Х. Сигурдссон, М.С. Шринивазан и М. Вимбуш—прочли отдельные главы. Б.Х. Корлисс, В. Дадли, П.Э. Харгрейвс, Иоанна Резиг, В.Р. Ридель и Ф. Тейер критически просмотрели микропалеонтологические разделы. В работе над отдельными разделами мне помогали Дж.Т. Дофин, Дж.Д. Дивин, Р.Л. Ларсон, Маргарет Лейнен и Кэрин Ромайн. Большую ценность для меня имели также участие и поддержка С.В. Марголиса и Дж.Х. Липса. Многим другим коллегам я благодарен за предоставление и обсуждение как опубликованной, так и неопубликованной информации. Д.Ф. Хейнрич, Б. Летто, В.Т. Мелфейт и Р.Е. Уолл из Национального научного фонда США в течение многих лет поддерживали мою работу.

Я выражаю искреннюю признательность всем лицам, обеспечившим публикацию данной работы, в том числе Логену Кемпбеллу из издательства «Прентис-Холл», который посоветовал мне расширить ранее задуманную книгу, и Эллен Коджи, моему редактору, за ее добросовестную работу по подготовке рукописи к печати. Нэнси Мидер перепечатала рукопись и выполнила другие вспомогательные операции. Разнообразную помощь оказывали мне Кристин Элмстром, Д. Скейлс, Долорес Смит и Мишель Эмери. Джейн Картер выполнила литературное редактирование книги, сделала массу исправлений. Нэнси Пенроуз провела такую же работу с несколькими главами.

Пользуясь случаем, я хочу выразить благодарность тем, кто в течение многих лет оказывал плодотворное влияние на мою исследовательскую работу. Знания и склонности человека вырабатываются в общении с учителями и коллегами. Многие ученые из Геологической службы Новой Зеландии поощряли интерес к геологии 12-летнего школьника. Один из них, Н. де Хорнибрук, продолжал заниматься мной в течение ряда лет. Особенно большое влияние на формирование моих взглядов оказали профессора П. Велла, В.Х. Веллман, Р.Х. Кларк и Дж. Бредли. Х. Пантин познакомил меня с морской геологией, а Дж. Броди из Новозеландского океанографического института поддерживал мой интерес к этой науке в дальнейшем. Среди коллег более позднего времени особое влияние на меня оказывали Д.Л. Банди и Н.Д. Уоткинс, а также Н.Д. Шеклтон, Б. Мальмгрэн, М.С. Шринивазан, М.Л. Бендер и Т.С. Мур.

Я особенно благодарен своей жене Диане за то, что она в течение двух десятилетий моей исследовательской работы всячески поддерживала меня.

Джеймс П. Кеннетт

1. ВВЕДЕНИЕ

Трудности для того и существуют, чтобы их преодолевать.

Эрнест Шеклтон

Морская геология занимается изучением строения и истории той части Земли, которая скрыта под морскими водами. Значение этой отрасли геологии становится очевидным, если учесть, что водой покрыты три четверти поверхности Земли. Морская геология изучает множество объектов: от пляжей, маршей и лагун через континентальные шельфы до глубочайших впадин океана. Морские геологи и геофизики обычно не ограничивают свои исследования площадями, находящимися под уровнем моря, так как большое количество важной информации об истории океанов и Земли в целом содержится в породах, обнажающихся на суше. Морские стратиграфы и палеонтологи часто изучают морские осадки, поднятые выше уровня моря. Геологи, занимающиеся тектоникой океана, нередко посещают океанские острова, чтобы лучше понять процессы формирования и эволюции океанской коры. Морской геолог Филип Кюнен [612] назвал одну из своих работ «Нет геологии без морской геологии».

Главная цель морской геологии и геофизики — понять структуру Земли под океанами, историю и характер процессов, которые формировали морское дно, и историю Мирового океана в целом. Задачи геофизиков и геологов в развитии этих знаний существенно перекрываются, хотя по традиции геофизики занимаются больше структурой земной коры, тогда как геологи изучают главным образом историю Земли. Тем не менее открытия геофизиков в области тектоники океана привели к прогрессу в наших фундаментальных представлениях об истории Земли. Морские геологи отличаются от исследователей суши прежде всего тем, что используют другие методы. Так как морские геологи лишены возможности изучать естественные обнажения, отбирая образцы со дна океана (за исключением работ с подводных лодок), были разработаны специальные методы дистанционного отбора проб под водой. Почти для любых морских исследований необходимы суда. Поскольку методы морской геологии столь отличны от используемых на суше, а океан представляет собой единую геохимическую систему, то и ход рассуждений морских геологов несколько иной. От геофизиков морские геологи отличаются тем, что занимаются прежде всего изучением горных пород и осадков. Объектами исследований морских геофизиков являются главным образом сила тяжести, тепловой поток, магнетизм, землетрясения и искусственно созданные звуковые волны, проникающие через толщину пород и осадков.

Почти все, что мы знаем о геологии океанов, открыто за последние 30 лет. В первой половине XX в. бытовало интуитивное представление об океане как о потенциальном источнике информации о строении Земли. 72% поверхности нашей планеты занято океанами. Материки и океаны распределены неравномерно: в Южном полушарии воды покрывают 81% площа-

ди, а в Северном — 61%. В полушарии с полюсом в Новой Зеландии морем занято 89% поверхности, а сушей — только 11%. Континентальные области Земли почти всегда (в 95% случаев) являются антиподами океанских. Общий объем воды в океанах составляет 1350 млн. км³ [740], а средняя глубина — около 3700 м. В то же время средняя высота поверхности суши всего 850 м. Однако континенты и океаны образуют лишь тонкую поверхностную пленку огромного тела планеты. Рассмотрение формы земного шара в целом показывает, что Мировой океан расчленен континентальными блоками на несколько крупных и несколько мелких океанов или морей. Наиболее протяженная непрерывная водная поверхность расположена близ 50° ю. ш. — это Южный, или Антарктический, океан. Северные океаны разделены крупными континентальными массивами: Евразийско-Африканским, Американским и Австралийским. Такой облик поверхность Земли приобрела совсем недавно, поскольку относительное положение континентов и океанов в течение всего геологического времени непрерывно менялось. Данная книга — в значительной мере рассказ об эволюции океана: о тектонических и географических изменениях и взаимодействиях в среде обитания живых организмов и в системе осадкообразования.

История морской геологии

Большая часть земной поверхности была изучена только в течение нескольких последних десятилетий, когда в рамках океанографии развилась морская геология. Это был период интенсивных географических и геологических исследований. Основа этой эры океанологических исследований была заложена около 150 лет назад несколькими учеными, участвовавшими в первых научных экспедициях. Эволюционная теория происхождения видов и представления о древности жизни, возникшие у Чарлза Дарвина в результате наблюдений во время плавания на корабле «Бигль» (1831–1836 гг.), имели принципиальное значение для дальнейших исследований истории Земли. Пытаясь объяснить происхождение коралловых атоллов, Дарвин высказал также первые предположения о движениях океанского дна.

Исследование рельефа дна океанов началось в середине XIX в. До этого времени о глубинах океана было известно очень мало из-за недостаточной длины тросов, использовавшихся для их измерения. Первые точные измерения глубин были выполнены Джеймсом Россом в 1840 г. во время его плавания в Антарктику на судах «Эребус» и «Террор». В ходе этой экспедиции Росс в одной точке достиг лотом дна на глубине 14 550 футов (4770 м), тем самым доказав значительную глубину океанских бассейнов. В целях навигации были начаты интенсивные батиметрические съемки прибрежных районов восточного побережья США. К 1843 г. Береговым управлением, позднее переименованным в Береговую и Геодезическую службу США, было промерено 30 000 км² внутренней части континентального шельфа. В 1830 г. при департаменте военно-морского флота США было организовано бюро для составления карт глубоководных районов, которое возглавил лейтенант Чарлз Уилкс. Сменивший его на этом посту в 1842 г. лейтенант Меттью Фонтен Мури расширил деятельность этой организации, которая стала с 1866 г. называться Гидрографическим управлением военно-морского флота США. Мури опубликовал первую в мире батиметрическую карту. Благодаря своему влиянию в военно-морском флоте он мог пользоваться для промера военными судами, снабженными двойными катушками троса длиной по 10 000 фатомов (18 530 м) и 64-фунтовыми (29 кг) пушечными ядра-

ми в качестве грузов для лотов. Используя данные проведенного промера (180 точек глубоководных измерений), Мури составил батиметрическую карту Атлантического океана между 52° с. ш. и 10° ю. ш. — первую карту глубоководных областей океана, которая затем была использована при прокладке первых трансатлантических телеграфных кабелей. Эти достижения позволяют считать Мури первым морским геологом.

В связи с прокладкой трансатлантических и других подводных телеграфных кабелей возрос интерес к рельефу дна океана, а также к проблеме о возможности жизни на больших глубинах. Влиятельный английский биолог того времени Эдвард Форбс заявил, что на глубине более 600 м жизнь полностью отсутствует. Он сформулировал эту идею в ходе экспедиции на судне «Бикон» в Средиземном море в 1841 г., хотя живые донные организмы были извлечены с помощью драгирования с глубин до 1380 футов (455 м). Он назвал глубоководную зону океанов азойской, имея в виду полное отсутствие там жизни. Предполагалось, что азойская зона возникла в результате обеднения вод кислородом в связи с ограниченной циркуляцией и стагнацией. Азойская теория была опровергнута лишь в 60-е гг. XIX в., когда на поднятых со дна для ремонта глубоководных кабелях были обнаружены прикрепленные к ним живые организмы. Открытие жизни на океанских глубинах в свою очередь послужило стимулом для поисков в океане наиболее примитивных форм жизни (живых ископаемых), которые могли выжить в относительно не изменившейся, как тогда считали, глубоководной обстановке. Другая основополагающая концепция была выдвинута близким другом Чарлза Дарвина Томасом Гексли, изучившим известковые биогенные глубоководные илы и обратившим внимание на их сходство с писчим мелом в обнажениях на суше. Т. Гексли установил, что писчий мел состоит из мельчайших известковых раковин планктонных организмов, подобных тем, которые слагают глубоководные илы и предположил, что писчий мел представляет собой поднятый на поверхность глубоководный осадок.

К 60-м гг. XIX в. был сформулирован целый ряд проблем, касающихся океанских глубин, и созрели условия для организации крупной океанографической экспедиции, которая смогла бы ответить на них. Одним из наиболее влиятельных поборников идеи организации такого рода экспедиции стал Чарлз Уэлвилл Томсон, занявший после Форбса кафедру естественной истории Эдинбургского университета. Томсон не признавал эволюционной теории и полагал, что смена в океане по вертикали одних групп организмов другими соответствует вертикальной смене их в слоях осадков. Иначе, он считал, что с увеличением глубины океана более примитивные создания становятся преобладающими. Лондонское Королевское общество согласилось субсидировать наиболее грандиозный и новаторский из когда-либо предпринятых научных проектов — глобальное исследование глубоководного океана. Это была экспедиция на «Челленджере» (1872–1876 гг.) под руководством Томсона. «Челленджер» представлял собой корвет водоизмещением 2300 т с вспомогательной паровой машиной. Судно направлялось в рейс с целью «определить условия в глубоководных областях великих океанских бассейнов». Экспедиция, самая продолжительная до настоящего времени, прошла в океане за 4 года почти 70 000 морских миль, сделала около 500 глубоководных промеров с помощью лота, 133 драгировки и собрала разнообразные данные на 362 океанологических станциях, расположенных через каждые 200 миль. В результате работы экспедиции было открыто 715 новых родов и около 4500 новых видов морских животных. Ввод

в 1870 г. в практику морских работ стальных тросов значительно облегчил отбор проб с больших глубин. Глубина 8180 м, измеренная экспедицией в Марианском желобе, была максимальной для того времени.

Экспедиция на «Челленджере» заложила солидный фундамент для будущего развития морской геологии. Собранные ею пробы донных осадков послужили основой выделения главных типов морских отложений, их классификации и выявления общих закономерностей их распространения на дне Мирового океана. Джон Меррей провел обстоятельные исследования глубоководных биогенных илов. Им разработана концепция о роли планктонных организмов в формировании океанских осадков на разных глубинах и в разных широтных зонах. Он сумел также выделить ассоциации планктонных микроорганизмов разных широт, заложив тем самым основы биогеографии планктона в океане. Благодаря своим разносторонним блестящим трудам Меррей получил общее признание как отец современной морской геологии. На его плечи легла основная ответственность за публикацию многотомного отчета экспедиции на «Челленджере», который оставался главным источником знаний об океанском дне вплоть до 30-х гг. нашего столетия. Меррей завершил свою научную карьеру опубликованием в 1912 г. совместно с И. Хьортом монографии «Глубины океана». Многие годы она была одной из самых популярных книг по океанографии. Хотя экспедиция на «Челленджере» существенно обогатила наши знания об океане, она не сумела изменить сложившиеся задолго до нее ложные представления о спокойной, извечно неизменной обстановке непрерывного накопления осадков. Этот миф не был опровергнут и в течение всего последующего столетия.

В течение 70 лет после экспедиции на «Челленджере» было собрано немного новых данных по геологии и геофизике дна океана. Океаны были поручены главным образом биологам. В Америке Делесс в 60-е гг. и Пуртале в 70-е гг. XIX в. по собранным к тому времени пробам составили карты распространения осадков на континентальной окраине восточного побережья США от Новой Англии до Флориды, но за последующие годы мало что добавилось к этому. В 1912 г. немецкий метеоролог Альфред Вегенер выдвинул гипотезу о дрейфе континентов. Но после первоначальных горячих дебатов она была вскоре отвергнута из-за недостатка данных о геологии и геофизике океанов. Одним из важнейших достижений периода, предшествовавшего второй мировой войне, стало создание для измерения глубин океана электрического эхолота, заменившего проволочный лот, требовавший больших затрат времени и недостаточно точный. Эхолот был разработан попутно в связи с созданием приборов для обнаружения подводных лодок. Впервые его применили в немецкой экспедиции на судне «Метеор» в Южной Атлантике в 30-е гг. XX в. Это было большим шагом вперед в изучении рельефа дна океана. Многочисленные промерные галсы через Южную Атлантику, выполненные экспедицией на «Метеоре», выявили в центре океана на всем его протяжении крупный подводный хребет. Ранее, при прокладке телеграфных кабелей, тот же хребет был открыт в Северной Атлантике и назван плато Телеграф, но его длина оставалась неизвестной. Теперь хребет переименовали в Срединно-Атлантический. Впоследствии оказалось, что он представляет собой часть планетарной системы срединно-океанских хребтов.

Вторым крупным достижением в период между двумя мировыми войнами было развитие морских гравиметрических исследований. Пионером этих работ стал голландский геофизик Ф. А. Венинг-Мейнес, который проводил

их на подводных лодках, представлявших собой относительно стабильные платформы для исследования. Особое значение имело открытие больших отрицательных гравитационных аномалий над глубоководными океанскими желобами, подобными развитым близ Индонезии. Они позволили предположить, что в этих структурах тектоническая активность прерывается достижению земной корой изостатического равновесия. Наблюдения Веннинга-Мейнеса играли важную роль в дальнейшем развитии глобальных геотектонических теорий. В 1932 г. Веннинг-Мейнес провел на американской подводной лодке в составе Принстонской экспедиции военно-морского флота США исследования в Пуэрто-Риканском желобе. Членом научного персонала экспедиции был аспирант Гарри Х. Хесс — впоследствии один из создателей теории спрединга океанского дна (см. гл. 4).

Удивительно мало было сделано в этот период в области изучения океанских осадков. Немецкая Южнополярная экспедиция в 1901–1902 гг. собрала серию коротких колонок, изученных в 1912 г. Филиппи. В экспедиции на «Снеллиусе» в 1929–1930 гг. применялась выстреливающая трубка под названием пушки Пиггота, при помощи которой удалось получить колонки длиной до 2 м. Такие колонки позволили начать изучение геологической истории по изменениям состава осадков и содержащихся в них палеонтологических остатков. Подобные колонки, полученные из Северной Атлантики в 30-е гг., показали, что по изменениям в составе ассоциаций микроорганизмов можно различать ледниковые и межледниковые эпохи [127, 832, 924, 995]. Однако слишком мало было сделано для изучения природы глубин океана. Вплоть до второй мировой войны дно океанских глубин продолжали считать монотонным и неинтересным, а придонные воды — практически неподвижными. Так, Х. Свердруп, Н. Джонсон и Р. Флеминг в 1942 г. в книге «Океаны» [1015] писали: «С океанологической точки зрения топография океанского дна представляет интерес главным образом потому, что оно образует нижнюю и боковые границы водной толщи».

Вторая мировая война оказала сильное влияние на развитие океанологии и морской геологии как ее отрасли. Для проведения дорогостоящих крупномасштабных океанографических исследований была необходима финансовая поддержка со стороны правительств или богатых меценатов. До войны правительства выделяли на эти работы лишь ничтожные фонды. Более солидную финансовую поддержку оказывали некоторые некоммерческие институты, созданные частными лицами. Они подготовили почву для дальнейшего развития океанологии, ускоренного военными нуждами. Вторая мировая война внесла радикальные изменения в порядок приоритетов правительственных мероприятий США и других государств: значение науки возросло и ассигнования на прикладные науки стремительно увеличились. В связи с противолодочной обороной расширились исследования по распространению звука в воде, что способствовало разработке сейсмических методов зондирования толщ морских осадков. Были также начаты многочисленные исследования свойств дна, так как они влияют на распространение звука. С 1943 г. начались работы по составлению карт донных осадков. Но для ученых самым знаменательным последствием войны все же была возросшая уверенность в собственной способности внести свой вклад в благополучие нации [916]. Океанология вышла из войны вполне современной наукой с крепким фундаментом для дальнейшего развития всех своих отраслей. Началось интенсивное изучение океанов, совпадавшее по времени с завершением географической съемки всех континентов, кроме Антарктиды. Внутри самой океанологии произошли некоторые сдвиги интересов:

морская биология уступила первенство более сбалансированному развитию физических наук. Океанология стала зависеть от правительственных субсидий и правительственной политики. В 1946 г. была организована исследовательская служба военно-морского флота США для осуществления долгосрочных научных проектов, в том числе океанографических. Эта служба в период с середины 40-х до конца 60-х гг. играла ведущую роль в быстром развитии океанологических институтов. В 1950 г. создан Национальный научный фонд США, который начал оказывать все возрастающую финансовую поддержку морским геологическим исследованиям в стране. Правительства ряда других государств, в том числе СССР, Великобритании, Франции, Канады, Новой Зеландии, а несколько позже ФРГ и Японии, также стали поддерживать широкомасштабные исследования в области морской геологии. Важный вклад в морские геологические исследования внесла Шведская океанологическая экспедиция 1947–1948 гг.

В послевоенные годы морская геология быстро развивалась. Благодаря резко возросшему финансированию создались благоприятные условия для систематического изучения геологии и геофизики океанов. Впервые появилась возможность исследовать большую часть планеты. Многие морские лаборатории США расширились. Скриппсовский океанографический институт в Ла-Холле, шт. Калифорния, созданный для морских исследований в конце прошлого века и в 1912 г. вошедший в состав Калифорнийского университета, превратился в крупнейший океанографический центр США. Роджер Ревелл, будучи его директором с 1948 по 1964 г., сосредоточил усилия института на исследованиях дна океана. Вудс-Холский океанографический институт, созданный в 1930 г. как небольшой частный некоммерческий институт, быстро вырос в годы второй мировой войны. Советские ученые провели обширные работы по съемке рельефа дна и донных осадков Мирового океана, составив ряд детальных атласов.

К 50-м гг. техника эхолотного промера была существенно усовершенствована, позволив дешево и достаточно точно измерять глубины любой части Мирового океана вплоть до максимальных. Разрешающая способность современного *прецизионного эхолота-самописца* выше $1/5000$, т.е. на глубине 5000 м может быть зарегистрирован перепад глубин в 1 м. Увеличение океанографического флота сделало возможным осуществление широкомасштабных батиметрических съемок океанов. Работы по батиметрическому картированию океанов, начатые Морисом Юингом (рис. 1-1) и Брусом Хизеном из Ламонтской геологической обсерватории Колумбийского университета (ныне Геологическая обсерватория Ламонт-Доэрти), продолжались под руководством Б. Хизена и М. Тарп и завершились опубликованием известных карт Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, изданных Национальным географическим обществом. Эти карты столь детальны и наглядны, что послужили для многих ученых стимулом к зарождению новых идей в интересующих их областях знаний. Б. Хизен сосредоточил свое внимание на изучении системы срединно-океанских хребтов, возвышающейся более чем на 3000 м над уровнем ложа океана и опоясывающей практически весь земной шар. Эта система, превосходящая по масштабам Альпы и Гималаи, была целиком открыта всего лишь 25 лет назад. М. Юинг и Б. Хизен первыми поняли значение этой опоясывающей Землю системы хребтов [323]. Они же открыли на гребне срединных хребтов узкий трог, или рифтовую долину [323]. Кэри [168] интерпретировал рифтовую долину как узкий блок, опускающийся под действием растяжения при расхождении океанского ложа в стороны от него. Однако Х. У. Менард из Скриппсовского института, изучавший в это



Рис. 1-1. Морис Юинг на фоне исследовательского судна «Вима» (по любезному разрешению Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти).

же время гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия, не обнаружил там рифтовых долин.

Созданная М. Юингом Геологическая обсерватория Ламонт-Доэрти в послевоенные годы играла выдающуюся роль в накоплении знаний о геологии и геофизике океанов. Эта деятельность «преобразила данный предмет из тихой академической заводи в одну из самых захватывающих областей исследований сегодняшнего дня. Тому, что дно океанов перестало быть неведомой страной, мы в значительной мере обязаны неустанному любопытству Мориса Юинга» [1128]. В самом начале своей научной деятельности Юинг осознал принципиальное различие между океанской и континентальной земной корой, назвав это различие жесткой истиной. Чтобы понять природу океанской литосферы, в том числе ее осадочного чехла, Юинг и его коллеги разработали методику сейсмических исследований с помощью искусственно возбуждаемых подводным взрывом упругих волн. Эту отрасль исследований называют *морской взрывной сейсмологией*. Она дает сведения о мощности осадков на дне океана и о структурах океанской земной коры. Позже был разработан метод *айргана* (воздушной пушки), которым в наши дни широко пользуются для изучения строения осадочных толщ. Здесь упругие волны возбуждаются при выпуске сжатого воздуха из специальной камеры под поверхностью воды. Путем приема непрерывных отражений звуковых волн от захороненных под поверхностью дна слоев осадков получают детальную конфигурацию осадочных тел. После войны для работ со взрывами имелось достаточно взрывчатых веществ. Юинг начал свои сейсмические исследования в Вудс-Холском институте накануне вто-

рой мировой войны и продолжил их в Ламонтской обсерватории после войны. В 1953 г. он арендовал судно «Вима» — первое исследовательское судно обсерватории, позволившее ее сотрудникам ускорить сейсмические работы в океане. Со временем метод *отраженных сейсмических волн* стал обычным при работе большинства исследовательских судов. Полученные с его помощью данные легли в основу выявления закономерностей распределения осадков в океанских бассейнах и понимания процессов осадконакопления на больших глубинах. Юинг организовал систематический сбор разнообразных данных, включая также магнитные и гравиметрические материалы, фотографии дна и колонки осадков на судах Ламонтской обсерватории. Накопились огромные массивы первичных данных для текущих и будущих исследований. Дэвид Эриксон и Гэста Уоллин были пионерами микропалеонтологических исследований океанских бассейнов. В эти же годы Ц. Эмилиани первым начал использовать изотопы кислорода для палеотемпературного анализа океанских осадков.

Были открыты и закартированы новые крупные структуры океанского дна, среди которых особое значение имели протяженные линейные зоны разломов, выявленные в Тихом океане Дитцем [260] и Менардом [730]. Оказалось, что подобные разломы широко распространены во всех океанах и они имеют решающее значение для разработки геотектонических теорий. Батиметрическое картирование океанских бассейнов, выполненное в 50-е гг., выявило довольно простую картину рельефа ложа океана, послужив основой для разработки в 60-е гг. теорий спрединга и тектоники плит. История этого этапа исследований океанов описана в гл. 2 и 4.

В последнее время появилось много технических новшеств, среди них методы спутниковой навигации, которые позволяют определить место океанографической станции с точностью до 100 м. С 1968 г. проводится глубоководное бурение, описанное в гл. 3. Совсем недавно начали применять глубоководные обитаемые аппараты для прямых наблюдений океанского дна, особенно на подводных хребтах. Пионером глубоководных погружений человека стал Жак Ив Кусто, положивший также начало использованию в исследовательских целях аквалангов.

За пределами США выросли крупные центры морских геологических исследований: Океанографический институт в Уэрмли, Великобритания, Кильский университет, ФРГ, Национальный центр океанографических исследований в Бресте, Франция, Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в Москве, СССР¹, Бедфордский институт и Университет Далхузи в Новой Шотландии, Канада, Новозеландский океанографический институт в Веллингтоне, Кейптаунский университет в ЮАР и Токийский университет в Японии. Морские геологические и геофизические исследования проводят многочисленные институты в США.

¹ Морские геологические исследования разворачиваются также в других научных учреждениях СССР, в ГДР, Польше, Болгарии, КНР, Индии и других странах.—Прим. ред.

2. ГЕОФИЗИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКЕАНА

Дело будущего быть опасным... Главный прогресс цивилизации заключается в процессах, разрушающих то общество, в котором они происходят.

Геофизика

Альфред Норт Уайтхед

Форма и вращение Земли. Изучение формы Земли показало, что она представляет собой сферу, сжатую в направлении полюсов и расширенную по экватору, т. е. сплюснутый сфероид. Окружность Земли составляет около 40 тыс. км, радиус на экваторе равен 6378 км, а на полюсах 6356 км, разность радиусов — 22 км. Земля не является идеальным сплюснутым сфероидом: судя по отклонениям движения спутников, на ее поверхности имеются неровности. Сплюснутость формы земного шара создана центробежной силой вращения вокруг оси. Силы вращения влияют на направление ветров в атмосфере и течений в океане, а также на потоки разогретого вязкого вещества внутри планеты.

Внутреннее строение. Наши представления о строении и составе внутренних частей Земли базируются на знаниях о ее плотности. На основе размера, формы, массы и момента инерции средняя плотность планеты оценивается в $5,5 \text{ г/см}^3$. Поскольку большинство горных пород на поверхности Земли имеет плотность в пределах $2,7\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$, должно происходить значительное увеличение плотности с глубиной. Оно связано не столько с возрастанием давления, сколько с изменением состава. Почти вся информация о внутренних частях Земли глубже нескольких километров получена благодаря сейсмологическим исследованиям, в большинстве своем заключающимся в анализе сейсмических волн, возникающих при сильных землетрясениях и при испытаниях ядерного оружия. Сейсмология испытала бурное развитие в 60-е гг. нашего столетия в связи с разработкой проектов по изучению верхней мантии и созданием новых методов обнаружения подземных ядерных взрывов. В эти годы была развернута сеть из 100 чувствительных сейсмических станций. Они дали в руки сейсмологов значительно более детальные новые материалы для проверки многих старых гипотез о внутренних слоях Земли.

Сейсмические волны, генерируемые землетрясениями или ядерными взрывами, изгибаются, ускоряются, замедляются или даже отражаются при прохождении через Землю (рис. 2-1). Различают два основных типа сейсмических волн. *Первичные продольные волны (P)* характеризуются первоначальной скоростью распространения от источника около 8 км/с и являются волнами сжатия. Они распространяются путем попеременного сжатия и растяжения (отталкивания — стягивания) среды, причем направление колебаний совпадает с направлением движения волны. Эти волны могут проходить через жидкую среду. *Вторичные сдвиговые или поперечные волны (S)* распространяются примерно в два раза медленнее, чем продольные. Они заставляют частицы вещества колебаться перпендикулярно направлению движения волны. Эти низкоскоростные волны не могут проходить через жидкости, так как жидкости слишком текучи и в них не могут поддерживаться сдвиговые силы.

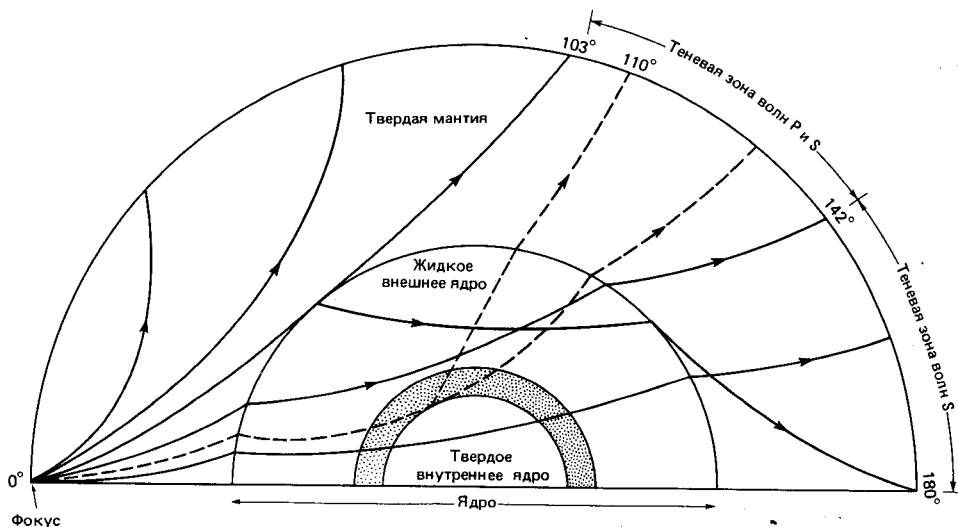


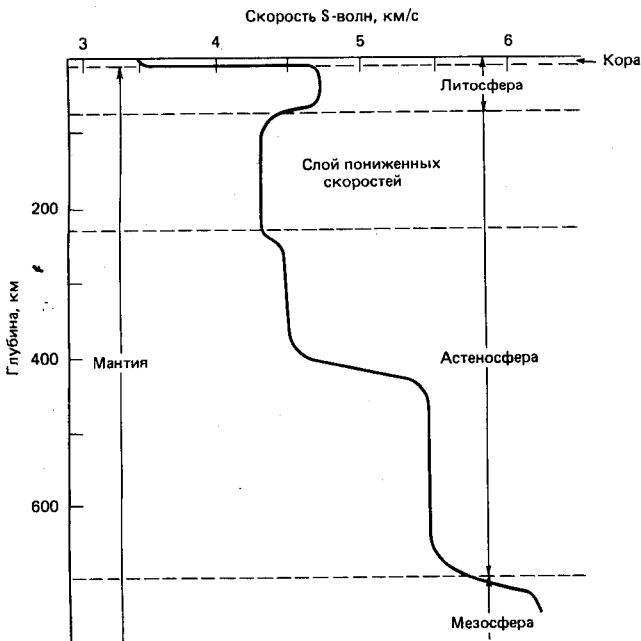
Рис. 2-1. Прохождение через земной шар лучей продольных волн (P), служащих главным источником информации о внутреннем строении Земли [103]. Справа показаны теньевые зоны для волн P и S. Пунктирными линиями обозначены лучи слабых P-волн в теньевой зоне, свидетельствующие о наличии внутри ядра зоны высокой скорости продольных волн.

Сейсмические волны регистрируются сейсмографами. Обычно считается, что они выходят из одной точки внутри Земли, называемой *фокусом*. Точку на земной поверхности, расположенную по вертикали над фокусом, называют *эпицентром*. Большинство фокусов землетрясений расположено в пределах верхних 100 км, но известны также землетрясения на глубинах до 700 км. Положение фокуса определяется путем геометрических расчетов по данным нескольких сейсмостанций. По мере проникновения волн P и S в глубь Земли скорости их возрастают (рис. 2-2). Скорость сейсмических волн зависит от плотности и текучести горных пород, через которые они проходят: скорость высокая в жестких плотных породах и низкая в более мягких менее плотных породах. Волны, проходящие наибольшие расстояния, движутся с более высокими скоростями и испытывают большее преломление при прохождении через плотные слои мантии Земли (рис. 2-1). Преломление заставляет их двигаться по изогнутым траекториям (рис. 2-1). По мере проникновения в глубь Земли волны продолжают преломляться под все возрастающими углами, последовательно пересекая границы раздела — уровни, на которых меняются физические свойства среды (рис. 2-1). Изучение поведения волн позволяет получить информацию о глубине границ и о природе вещества, слагающего внутренние части планеты.

Концентрические слои. Сейсмическими исследованиями выявлено, что Земля состоит из трех главных концентрических слоев (рис. 2-3).

1. Внешний слой — *кора* — имеет мощность от 5–10 км под океанами до 40 км и более под континентами. Породы коры богаты полевыми шпатами, силикатными минералами, состоящими из элементов с большими ионными радиусами (Na, K, Ca, Al) и железомagneзными силикатами — пироксенами и оливином. Состав океанской коры будет рассмотрен в гл. 7.

2. *Мантия* — слой мощностью 2900 км, верхней границей которого служит *раздел Мохоровичича* (Мохо или M), сейсмическая граница раздела между вышележащей холодной корой со скоростью продольных волн ме-



нее 7,4 км/с и нижележащими плотными разогретыми породами со средней скоростью 8,1 км/с. Мантия заключает в себе две трети массы Земли и 83% ее объема. Судя по убедительным косвенным признакам, мантия состоит преимущественно из оливина, пироксена и в зависимости от давления (глубины) какого-нибудь из алюминиевых минералов — полевого шпата, шпинели или граната. Эти минеральные ассоциации, взятые вместе, позволяют считать породы мантии близкими к *перидотитам*.

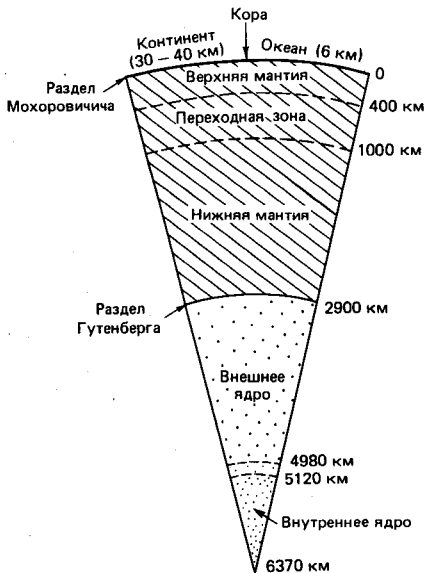


Рис. 2-3. Главные слои Земли и разделяющие их границы [120].

3. Жидкое *внешнее ядро* в центре Земли, вероятно имеющее железоникелевый состав и мощность примерно 2000 км, окружает твердое *внутреннее ядро* диаметром около 1200 км. Продольные волны проходят через жидкое внешнее ядро, а поперечные — нет (рис. 2-1).

Кора, мантия и ядро отличаются друг от друга по скоростям прохождения сейсмических волн. Другой набор терминов характеризует концентрическое строение Земли по жесткости и вязкости. К ним относятся термины *литосфера*, *астеносфера* и *мезосфера*. Литосфера представляет собой внешнюю скорлупу земного шара мощностью около 100 км, включающую кору и верхнюю мантию (рис. 2-2). Она характеризуется способностью выдерживать не прогибаясь большие поверхностные нагрузки, такие как вулканы. Литосфера холодная и потому жесткая [1136]. Литосферу на глубине около 700 км подстилает астеносфера («астенос» — по-древнегречески «мягкий»). Вещество астеносферы находится в состоянии, близком к точке плавления, из-за чего и имеет малую жесткость. Под длительным давлением оно приобретает способность течь. Верхняя часть астеносферы является зоной гравитационной компенсации для геодезистов, слоем пониженных скоростей для сейсмологов и зоной генерации магмы для большинства петрологов [8, 1136]. Следующий слой — мезосфера, более жесткая, чем астеносфера, но более вязкая, чем литосфера. Мезосфера распространяется до ядра и, таким образом, охватывает преобладающую часть мантии.

Мантия. Большая часть мантии находится в твердом состоянии. При увеличении плотности с глубиной от 3,3 до 5,5 г/см³ скорости сейсмических волн возрастают. Строение мантии сложное; оно меняется как в горизонтальном так и в вертикальном направлении. Переходная зона на глубинах примерно от 400 до 1000 км (рис. 2-3) делит ее на верхнюю и нижнюю части, причем почти все интересующие нас геологические процессы связаны с верхней мантией. Наиболее значительные вертикальные изменения внутри верхней мантии происходят на глубинах 75–150 км (рис. 2-2), где скорости поперечных волн уменьшаются на 4,7 до 4,3 км/с. Этот слой пониженных скоростей служит естественной границей между литосферой и астеносферой (рис. 2-2), представляя собой, скорее всего, зону частичного плавления пород верхней мантии. В нем присутствует небольшое количество (около 1%) расплава, который образует межгранулярную пленку между зернами силикатов подобно воде, смачивающей песок, но только при температурах выше 1200°C. Этот слой частичного плавления, вероятно, является источником магмы, которая, поднимаясь к поверхности, образует магматические породы. Магма либо внедряется в земную кору, застывая в виде *интрузивных*, или *плутонических*, пород, либо изливается на поверхность, образуя *экструзивные*, или *вулканические*, породы. Мантия, кроме того, выделяет летучие компоненты, которые поднимаются к земной поверхности, входя в состав *гидросферы* и *атмосферы*. Эти внешние геосферы представляют собой крайние члены в ряду уменьшающейся кверху плотности Земли.

Под слоем пониженных скоростей, на глубинах около 400 и 700 км, наблюдается отчетливое скачкообразное увеличение сейсмических скоростей. Рассчитанные Гутенбергом среднегодовые величины высвобождения сейсмической энергии в зависимости от глубины показывают максимумы на 350 и 600 км. Таким образом, распределение по глубине глубокофокусных землетрясений может контролироваться разрядкой напряжений в этих переходных сейсмических слоях. Возможно, что наибольшие напряжения развиваются в тех зонах, где упругие свойства вещества испытывают самые бы-

стрые изменения. Другое возможное объяснение состоит в том, что сейсмичность и увеличение скоростей прохождения сейсмических волн в этих слоях обусловлены изменениями минерального состава в связи с вариациями температуры и давления.

Распределение температуры в мантии изучено пока недостаточно. Однако мы знаем, что литосфера холодная, а нижележащая астеносфера и верхняя мантия — горячие (1000–1500°C). Сейсмические данные показывают, что мантия находится в твердом состоянии, хотя вулканизм доказывает наличие внутри мантии локальных условий образования магмы с температурой 1200°C. Теплота Земли создается за счет: 1) гравитационной энергии, превращенной в тепловую в ходе формирования и аккреции планеты; 2) энергии трения земных приливов и 3) радиоактивного распада. Земля теряет тепло путем кондуктивной передачи, радиации и конвекции. Считают, что конвекция может происходить в больших масштабах в мантии, но это пока остается дискуссионным. Конвекция представляет собой наиболее эффективный способ передачи тепла, и в то же время ее весьма заманчиво рассматривать как движущую силу при построении глобальных тектонических теорий.

Как уже говорилось выше, вещество мантии близко по составу к перидотитам. Этот вывод сделан по многочисленным косвенным признакам и остается спорным. Предположения о составе мантии основаны на следующих материалах:

1. Плотностные характеристики, выведенные из сейсмических скоростей.

2. Изучение состава определенного типа *ксенолитов* — обломков инородных, возможно мантийных, пород, захваченных лавой при некоторых вулканических извержениях. Такие ксенолиты имеют ультраосновной состав и интрузивный облик. К сожалению, не удается твердо доказать, что какие-либо породы, поднявшиеся из мантии к земной поверхности, не испытали при этом существенных изменений.

3. Наблюдения над высокоплотными веществами, неустойчивыми в поверхностных условиях.

4. Эксперименты с типично земными материалами в условиях, которые предположительно существуют внутри Земли. В лабораторных экспериментах можно испытывать различные вещества, сходные по составу с вероятными породами мантии, при температурах и давлениях, свойственных этой геосфере, и таким образом установить, насколько скорости сейсмических волн, плотность и другие физические свойства этих веществ соответствуют известным или предполагаемым для мантии.

5. Состав вещества Солнечной системы по данным анализа метеоритов.

Многие идеи о химическом составе и физическом состоянии внутренних частей Земли связаны с концепцией полиморфных переходов в породах и минералах. Согласно этой концепции, данная ассоциация минералов становится неустойчивой при изменившихся условиях давления и температуры, подвергаясь перекристаллизации и замещению новой минеральной ассоциацией. Такие изменения называются *фазовыми переходами*. Так, например, минералы с неплотной упаковкой кристаллической решетки в обстановке повышенных температур и давлений могут замещаться более плотными, занимающими меньший объем фазами. В кристаллических решетках многих силикатных минералов одни металлы могут замещаться другими, например железо магнием. У многих кристаллографических форм силикатов имеются полные серии изоморфного замещения, такие как феррит Mg_2SiO_4 — фаялит Fe_2SiO_4 , образующая ряд оливина $(Mg, Fe)_2SiO_4$

[602]. При давлениях, соответствующих глубине около 400 км, кристаллическая структура энстатита $MgSiO_3$, имеющего плотность $3,1 \text{ г/см}^3$, подвергается перестройке и переходит в оливин и стишовит с плотностью $3,4\text{--}3,5 \text{ г/см}^3$. Плотность пироксен-гранатовых пород эклогитов также несколько увеличивается на таких глубинах. На глубинах около 300 км форстерит переходит в шпинелевую структуру с плотностью $3,5\text{--}3,6 \text{ г/см}^3$ [602].

Возможно, что некоторые уровни изменения сейсмических скоростей в мантии обусловлены фазовыми переходами либо между полиморфными модификациями одних и тех же минералов, либо между двумя различными химическими компонентами. Многие силикаты алюминия, кальция и щелочных металлов (на классическом геологическом языке называемые *силикатными минералами*) испытывают фазовые переходы при давлении около 10 кбар и температуре в несколько сот градусов [602]. Сюда относятся полевые шпаты, фазой высокого давления которых являются гранаты. Габбро, состоящее из таких минералов, переходит в модификацию высокого давления — эклогит — при давлении около 10 кбар, что соответствует глубине около 30 км. Предполагали, что раздел Мохоровичича представляет собой именно такой фазовый переход. Однако Рингвуд и Грин [874] поставили эту гипотезу под сомнение, поскольку трудно было объяснить, почему фазовый переход происходит на столь различной глубине и при различных давлениях под континентами, с одной стороны, и под океанами — с другой, как это вытекает из наблюдаемого положения поверхности М.

Ядро. Существование у Земли центрального ядра было теоретически доказано Олдхемом [800] на основе значительного запаздывания продольных сейсмических волн, распространяющихся от эпицентров землетрясений по угловому расстоянию 180° . В 1913 г. Бено Гутенберг в Гёттингенском университете показал расчетами, что на глубине 2900 км продольные волны теряют 40% своей скорости. Это — раздел Гутенберга, который служит границей между мантией и ядром (рис. 2-3). Ядро сложено веществом, не способным поддерживать сдвиговые напряжения, и поэтому считается жидким. Небольшое увеличение скоростей продольных сейсмических волн указывает на существование в интервале глубин 5120–6370 км твердого внутреннего ядра (рис. 2-3). Предполагают, что ядро состоит из смеси железа, никеля и серы. Граница между мантией и ядром на глубине 2900 км обусловлена резким увеличением плотности от $5,5 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ в мантии до примерно 10^4 кг/м^3 в ядре. Таким образом, ядро в два с лишним раза плотнее мантии, и хотя оно составляет всего 16% объема Земли, в нем сосредоточено 32% ее массы [424].

Гравитационное поле Земли. По универсальному закону гравитации под действием силы тяжести все предметы притягиваются к центру Земли. Сила тяжести прямо пропорциональна массам тел и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними. Земля имеет внешнее гравитационное поле, которое отражает распределение массы в ней. Отклонения, или *гравитационные аномалии*, дают ценную информацию о распределении плотности во внешних слоях земного шара. Измеренная величина силы тяжести зависит от расстояния до центра Земли и от плотности пород как находящихся на месте измерений на поверхности, так и залегающих под ними. Чем больше плотность вещества, тем выше создаваемая им сила гравитации. Вес тела отличается от его массы на величину, называемую ускорением силы тяжести g . На уровне моря на широте 45° общепризнанная стандартная величина g равна $9,8 \text{ м/с}^2$. Для измерения различий ускорения силы тяжести пользуются единицей *гал*, названной так в честь Галилея. Один гал

равен ускорению 1 см/с^2 в каждую секунду свободного падения. На поверхности Земли ускорение за счет гравитации составляет около 981 гала. Для измерения гравитационных аномалий необходима гораздо более дробная единица — *миллигал* ($1 \text{ мгал} = 0,01 \text{ гала}$ или 10^{-6} g). Современные гравиметры позволяют измерять силу тяжести с точностью до 0,01 мгала или 10^{-8} g , что соответствует изменению расстояния от поверхности Земли примерно на 4 см.

В 70-е гг. XVIII в. П. Буге обнаружил, что сила тяжести не остается постоянной, а меняется с географической широтой. Вариации средних величин силы тяжести у поверхности Земли зависят от нескольких факторов: от широты, высоты места, плотности пород непосредственно в данном месте. Вращение Земли создает центробежную силу, которая действует противоположно силе тяжести. Центробежная сила, наибольшая на экваторе и уменьшающаяся к полюсам, вызывает систематическое уменьшение гравитации от полюсов к экватору. Гравитационная аномалия представляет собой разницу между наблюдающейся силой тяжести и ожидаемой ее величиной в данной точке, рассчитанной по модели гравитационного поля Земли. Чтобы сравнивать гравитационные аномалии, измеренные в разных местах, необходимо отнести их к общей точке отсчета, т.е. к уровню моря. Соответствующая поправка носит название поправки свободного воздуха или высотной и составляет 0,3087 мгал/м. Все различия, остающиеся после введения этой поправки, называются *аномалиями свободного воздуха*. Другая поправка — коррекция Буге — учитывает предполагаемую среднюю плотность вещества между поверхностью равной силы тяжести, или *геоида*, и точкой наблюдения. Все неоднородности поля гравитации, остающиеся после введения этой поправки, называются *аномалиями Буге* и отражают либо влияние пород с плотностью, отличающейся от средней, либо изостатически неравновесных горных масс. Поэтому поднятые массы горных пород на континентах создают большие отрицательные аномалии Буге, а под океанами эти аномалии высокие положительные.

В середине 1800-х гг. Дж. Х. Пратт и Г. Б. Эри обнаружили, что масса гор создает гравитационную аномалию, которую необходимо учитывать, но эта поправка получается меньше рассчитанной по видимой массе гор. Из этого факта Пратт вывел концепцию *изостазии*. Она исходит из того, что земная кора находится в гравитационном равновесии, которое устанавливается в соответствии с законами плавучести. Приняв повсеместно равную нагрузку, Эри предположил существование под горами «корней» из пород с низкой плотностью, которые компенсируют вес вещества самих гор. Эти идеи легли в основу будущей концепции геоида. Глобальные измерения силы тяжести показали, что, несмотря на существенную неравномерность распределения масс на поверхности, Земля близка к состоянию изостатического равновесия. При этом разные блоки коры ведут себя так, будто они плавают на плотном вязком субстрате. Отклонения от модели геоида имеют амплитуду около 80 м. Тело, плавающее в состоянии изостатического равновесия, считается *компенсированным*. Если корни под горами слишком малы, то горы *не компенсированы* и будут погружаться; если же корни слишком велики по сравнению с телом гор над ними, то кора перекомпенсирована и будет воздыматься. Форма поверхности раздела М под континентами повторяет с увеличенной амплитудой форму поверхности континентов. Уровень подошвы континентального блока меняется в зависимости от объема континентальной коры над ней. Тем самым поддерживается постоянное отношение между плавающими и затопленными частями

континентальных блоков, подобно тому как это происходит при таянии айсберга. Глубина залегания раздела М под океанами около 11 км, а под континентами — от 30 до 50 км. Такие глубины согласуются с принципом изостазии в том смысле, что легкие породы коры находятся в состоянии равновесной плавучести по отношению к плотной мантии [602].

При идеальном изостатическом равновесии любой столб пород коры оказывает на некоторой глубине, возможно около 100 км, одинаковое давление на единицу площади. Столб, возвышающийся над уровнем моря, имеет при этом массу, равную компенсирующей ее на глубине. Однако существуют крупные *изостатические аномалии*, указывающие на то, что отдельные части земной коры не находятся в состоянии изостатического равновесия. Например, под нагрузкой ледниковых шапок в эпохи оледенений Скандинавия опустилась на несколько сотен метров. В течение 10 000 лет, прошедших с конца последнего оледенения и исчезновения ледникового покрова, Скандинавский щит поднялся на 300 м, как показывает изучение высот поднятых древних пляжей и приливных террас. Изостатическое компенсирование не завершилось здесь и по сей день. Исключительно быстрое изостатическое воздымание Скандинавии свидетельствует об относительно большой скорости возвратного потока вещества мантии под этим блоком коры, а значит, о малой вязкости этого субстрата.

Одной только интерпретации вариаций аномального гравитационного поля еще недостаточно для суждения о строении подповерхностных слоев. Для объяснения гравитационных аномалий гравиметрические измерения должны сочетаться с сейсмическими и другими геофизическими данными. Например, при выявлении положения границы между континентальной и океанской корой на континентальных окраинах атлантического типа гравитационные аномалии рассматривались в комплексе с другими геофизическими данными. Над бровкой континентального шельфа и над склоном наблюдается положительная гравитационная аномалия свободного воздуха, а над верхней частью континентального подножия — отрицательная аномалия. Такой гравитационный *эффект краевых зон* обусловлен утонением континентальной коры в сторону океана.

Первые морские гравиметрические измерения были проведены в 20-е гг. нашего столетия Венингом-Мейнесом на Индонезийском архипелаге. Венинг-Мейнес сконструировал для этих измерений маятниковый прибор. Период колебания маятника прямо определяется ускорением силы тяжести, что позволяет непосредственно измерять эту величину. Гравиметрические измерения требуют точной установки прибора в горизонтальном положении, что создает главные трудности при проведении этих работ в морских условиях. Венинг-Мейнес пытался обойти эту трудность, проводя свои измерения на подводной лодке. Морские гравиметрические исследования значительно упростились, когда были изобретены пружинные гравиметры, пригодные для работы на борту надводных морских судов в различных погодных условиях [1116].

Конструкция прибора основана на приложении гравитационной силы к тщательно сбалансированной пружине. Пружину помещают в устройство, удерживающее ее в неподвижном состоянии, несмотря на движение корпуса судна. Начиная примерно с 1960 г. непрерывные гравиметрические измерения с надводных морских судов проводились повсеместно в Мировом океане.

Магнитное поле Земли. Магнитное поле Земли напоминает дипольное поле магнита, протыкающего ее через центр под небольшим углом к оси

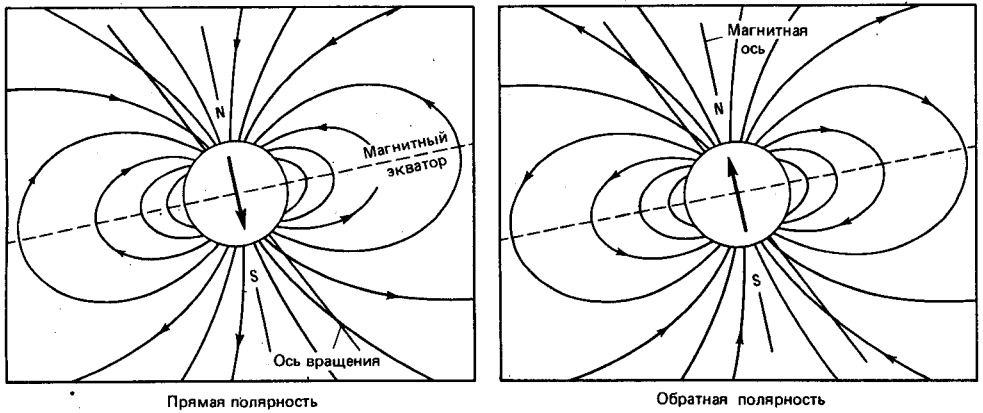


Рис. 2-4. Силовые линии дипольного магнитного поля Земли. Слева показан случай прямой (нормальной) полярности, а справа — обратной полярности. Магнитная ось наклонена к оси вращения Земли.

вращения (рис. 2-4). Дипольное поле имеет два магнитных полюса, в которых магнитная стрелка становится вертикально, и магнитный экватор, где эта стрелка располагается горизонтально (рис. 2-4, 2-5). Северный магнитный полюс находится близ северо-западной Гренландии, в точке с координатами 79° с.ш., 70° з.д., на расстоянии 1200 миль (около 1900 км) от географического Северного полюса. Южный магнитный полюс расположен около моря Росса, в точке с координатами 79° ю.ш., 110° в.д., примерно в 1000 милях (1600 км) от географического Южного полюса. В каждом конкретном месте величина и направление магнитного поля Земли испытывают вариации, особенно сильные во время магнитных бурь. В течение последних 100 лет положение магнитных полюсов менялось незначительно, хотя напряженность магнитного поля постепенно уменьшается. Считается, однако, что ось диполя колеблется с периодом в 10 тыс. лет таким образом, что среднее статическое положение магнитного полюса совпадает с географическим.

В каждой точке поверхности Земли магнитное поле характеризуется интенсивностью и направлением. В каждой точке магнитное поле описывается тремя направлениями, причем можно выбрать много вариантов этих направлений. Можно проводить измерения в вертикальном, северном и восточном направлениях (рис. 2-5). Вектор T на рис. 2-5, именуемый *пол-*

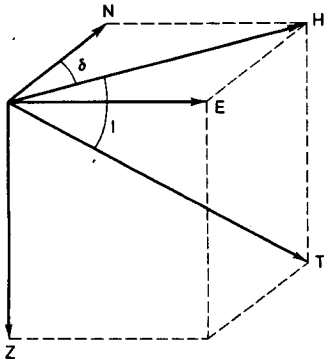


Рис. 2-5. Компоненты магнитного поля Земли. [424]: N — меридиональная (северная); E — широтная (восточная); Z — вертикальная; H — горизонтальная; I — угол наклона (наклонение); δ — склонение; T — модуль полного вектора геомагнитного поля, обозначающий направление и магнитуду магнитного поля Земли.

ным вектором магнитной силы, обозначает направление и величину (магнитуду) магнитного поля. Стрелками показаны также северная N , восточная E , вертикальная Z и горизонтальная H составляющие. Угол наклона силовой линии к горизонту называется *наклоном*. Склонение δ означает угол между северным магнитным полюсом и географическим Северным полюсом. На рис. 2-4 показаны силовые линии дипольного поля. Касательные к этим линиям отражают направление поля в каждой точке вдоль них, а составляющие магнитной силы варьируют от места к месту. Изучение палеомагнетизма осложняется изменениями этих составляющих во времени. К тому же реальное магнитное поле, измеренное в любой точке, обычно на несколько процентов отличается от теоретически предсказанного дипольного поля. Эти аномалии вызваны неупорядоченностью или недипольностью поля.

В течение последних 350 лет выявлена подробная картина магнитного поля Земли и его вариаций во времени. Знаменательно, что эта картина была составлена вне зависимости от понимания механизма формирования самого магнитного поля. Геофизики-теоретики приложили немало усилий, чтобы объяснить этот механизм. Имеются некоторые успехи, но происхождение магнитного поля Земли остается крупной нерешенной научной проблемой. Одна из первых теорий предполагала, что Земля ведет себя как огромный постоянный магнит, однако температура внутренних частей планеты слишком высока, чтобы сохранять намагниченность. В настоящее время общепризнано, что главные черты земного магнитного поля—его дипольность и недипольность и их изменения в течение геологического времени—создались внутри Земли. Из многочисленных гипотез выжила только одна, рассматривающая Землю как электромагнит. Она была разработана У.М. Элзассером в США и Эдвардом Буллардом в Англии и известна как *теория динамо-машины*.

Палеомагнетизм—изучение ископаемого или остаточного магнетизма, приобретенного горными породами в момент их формирования и сохранившегося в магнитных зернах; позволяет определять долгопериодные вариации магнитного поля Земли. Известно несколько видов остаточной намагниченности, в том числе *термонамагниченность* и *намагниченность обломочного материала*. Термонамагниченность возникает при прохождении первоначально расплавленных магнитных минералов, в том числе магнетита, в ходе остывания магмы через *точку Кюри*, которая для магнетита равна 575°C . При этой температуре вещество становится магнитным и электроны в нем ориентируются в соответствии с магнитным полем Земли. В рыхлых обломочных отложениях магнитные минеральные частицы ориентируются по направлению магнитного поля подобно железным опилкам. В большинстве случаев палеомагнитные исследования имеют дело лишь с направлениями намагниченности.

Одним из наиболее важных свойств дипольного магнитного поля Земли является его многократное исчезновение в геологическом прошлом. С каждым таким событием связана полная смена полярности, именуемая *геомагнитной* или *палеомагнитной инверсией*. Такие инверсии фиксируются в новообразованной океанской коре или в разрезах осадков. Как мы увидим ниже, летопись магнитных инверсий имела принципиальное значение при формировании идей спрединга океанского дна и тектоники плит, а также при стратиграфической корреляции разрезов морских осадков. Значение палеомагнитных инверсий в стратиграфии будет детально рассмотрено в гл. 3, а их роль в теории спрединга—в гл. 4.

Геоморфология дна океанов

Гипсометрия. Различие высот между континентами и океанами можно отобразить в виде гипсографической кривой (рис. 2-6). Такая кривая показывает кумулятивные проценты площади дна Мирового океана разных глубинных уровней. Дно океана можно разделить на две главные части — *континентальные окраины* и *океанские бассейны*. Континентальные окраины, охватывающие континентальные склоны и континентальные шельфы, составляют всего 21% площади дна Мирового океана. Преобладающую долю поверхности Земли занимают два уровня: один — близкий к уровню моря со средней высотой 0,8 км — характеризует континенты, второй — со средней глубиной 3,8 км — относится к океанам. Средний уровень континентов, таким образом, находится на 4,6 км выше среднего уровня ложа океана. Между этими уровнями находится крутая переходная зона — *континентальный склон*. Наибольшая глубина океана, 11,04 км, обнаружена в Марианском желобе.

Разность средних высот континентов и океана отражает принципиальное различие между континентальной и океанской земной корой по отношению к изостазии и составу.

Граница между континентальной и океанской корой не совпадает с береговой линией. Уровень моря практически никак не связан с главным

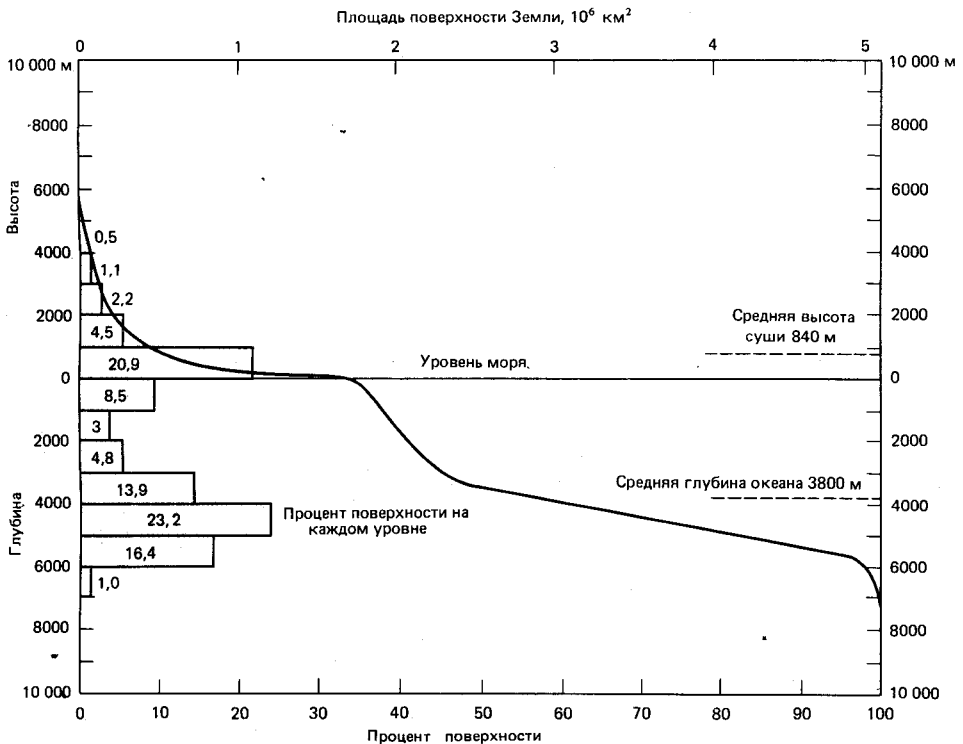


Рис. 2-6. Распределение площадей по высотным уровням [14]. Гипсографическая кривая поверхности Земли, построенная по гистограмме частоты встречаемости (слева), показывает долю (в %) поверхности, лежащей выше или ниже любого уровня. (Использованы данные Свердруп, Джонсона и Флеминга [1015].)

структурным различием между континентальной и океанской корой, поскольку по многим причинам этот уровень постоянно менялся в течение геологического времени. Переход от океанов к континентам происходит на материковом склоне, поэтому значительная часть континентальной коры (25%) в настоящее время находится ниже уровня моря. В табл. 2-1 приведены площади океанов и континентов, а также средние глубины океанов.

Таблица 2-1. Площадь, объем и средняя глубина океанов по Менарду и Смиту [740]

Океан и прилегающие моря	Площадь, 10^6 км ²	Объем, 10^6 км ³	Средняя глубина, м
Тихий	181	714	3940
Атлантический	94	337	3575
Индийский	74	284	3840
Северный Ледовитый	12	14	1117
Мировой океан	361	1349	3729

Площадь поверхности земного шара 510×10^6 км².

Больших океанов три: Тихий, Атлантический и Индийский. Самый крупный из них — Тихий океан (181×10^6 км²), который покрывает более $\frac{1}{3}$ поверхности Земли (табл. 2-1). Тихий океан также самый глубокий: его средняя глубина примерно на 200 м превышает среднюю глубину Мирового океана, составляющую около 3700 м (табл. 2-1). Каждый из океанов имеет свои отличительные особенности. Тихий океан в основном окружен горными цепями, желобами, системами островных дуг, что в значительной мере изолирует многие глубоководные районы океана от влияния континентальной, или *терригенной*, седиментации. Континентальные окраины Тихого океана узкие по сравнению с окраинами других океанов и составляют небольшую часть всей его площади. Две другие отличительные особенности Тихого океана — это большое количество вулканических островов, особенно в центральной и западной частях, и наличие обширных окраинных морей. *Окраинные моря* различных размеров расположены главным образом на западной периферии Тихого океана и отделены от глубоководных котловин желобами или островными дугами. Они особенно хорошо развиты близ Индонезии, Филиппин и восточной Австралии. Глубина окраинных морей обычно превышает 2 км, и, также как желоба, они служат ловушками для осадков, что проявляется в больших мощностях осадочного покрова.

Атлантический океан — второй по величине (94×10^6 км²). Он представляет собой относительно узкий (шириной около 5000 км) S-образный бассейн, протягивающийся от Арктики до Антарктики. Атлантический океан самый протяженный с севера на юг. Благодаря своей связи с двумя приполярными бассейнами он служит важной трассой для холодных придонных вод, формирующихся в высоких широтах обоих полушарий и в конце концов поступающих в Мировой океан. Атлантический океан немного мельководнее (примерно на 200 м), чем Мировой океан (табл. 2-1), из-за большой площади континентальных склонов и шельфов. В Атлантике довольно мало вулканических островов, а окраинные моря имеются только в ее южной (море Скоша) и западной (Карибское море) частях. К ним же относятся такие полярные бассейны, как Норвежское море. Гренландия — восточное продолжение Северо-Американского континента служит частью северной

границы океана. Другой характерной особенностью Атлантического океана является то, что в него поступает больше всего пресных речных вод. Только две реки — Амазонка и Конго — дают около $\frac{1}{4}$ всего речного стока на земном шаре. К крупным рекам, впадающим в Атлантику и прилегающие районы, относятся Миссисипи, Нигер, Парана, река Святого Лаврентия, Нил, Рона, Рейн. Одно из важнейших следствий большого объема речного стока — вынос в Атлантику огромных масс терригенного материала.

Индийский океан — третий крупнейший океан (74×10^6 км²). Большая его часть находится в Южном полушарии. Граница Индийского океана с Атлантическим располагается к югу от Южной Африки. Граница с Тихим океаном проходит через Индонезию, вдоль Восточной и Южной Австралии и далее на юг от Тасмании до Антарктиды. Средняя глубина Индийского океана, 3840 м, очень близка к средней глубине Мирового океана. Площадь шельфа составляет всего 9%. В Индийском океане немного островов, зато есть многочисленные подводные плато и хребты. Почти весь речной сток поступает в его северную часть, прилегающую к Азии.

Северный Ледовитый океан — мелководный (средняя глубина 1117 м) округлый, окруженный сушей полярный бассейн небольших размеров (12×10^6 км²) с центром около Северного полюса. Большую часть его площади (68%) занимают шельфы и континентальные склоны (табл. 2-1). Почти круглый год океан покрыт плавучими льдами толщиной до 3–4 м. Северный Ледовитый океан связан с Атлантическим только узкими проливами между Гренландией и Исландией и между Исландией и Северной Европой. Его средняя соленость значительно ниже, чем соленость Мирового океана, что является результатом его изолированности и большого речного стока с окружающих континентов.

Кроме крупных океанов между континентальными блоками имеется много малых морских бассейнов. Сюда относятся Средиземное, Черное, Красное, Берингово и Северное моря, Баффинов и Мексиканский заливы. Каждое из этих морей отличается по гидрофизическим характеристикам, тесно связанным с климатическим режимом и рельефом окружающих континентов, географической широтой, близостью ледниковых щитов, объемом речного стока, характером связи с открытым океаном и другими факторами. Особенности седиментации в этих морях очень разнообразны.

Основные формы рельефа. Если бы вся вода была удалена из океанов, то обнажилась бы картина рельефа дна, в котором доминируют опоясывающие земной шар хребты и отделяющие их от континентов глубокие котловины. Мы убедились бы, что наиболее глубокие впадины находятся не в центре океанов, как можно было бы ожидать, а расположены ближе к материкам. В центре глубины океанов меньше, так как там протягиваются срединно-океанические хребты. Это напоминает расположение главных горных цепей на суше, где, за исключением Гималаев и еще нескольких хребтов, большинство горных систем приурочены не к центру континентальных масс, а к краям и обрамлены океаническими желобами. Таким образом, как на материках, так и в океанах самые большие перепады высот связаны с узкими зонами земной коры. В этом разделе описываются основные особенности рельефа океанских бассейнов. В следующих главах будет рассмотрено происхождение форм рельефа в свете идей глобальной тектоники. Наши знания о характере морского дна появились только в последние несколько десятилетий вслед за изобретением эхолотов-самописцев. Картированием и изучением крупных форм рельефа занималось целое поколение океанографов [452], но значительную часть работы еще пред-

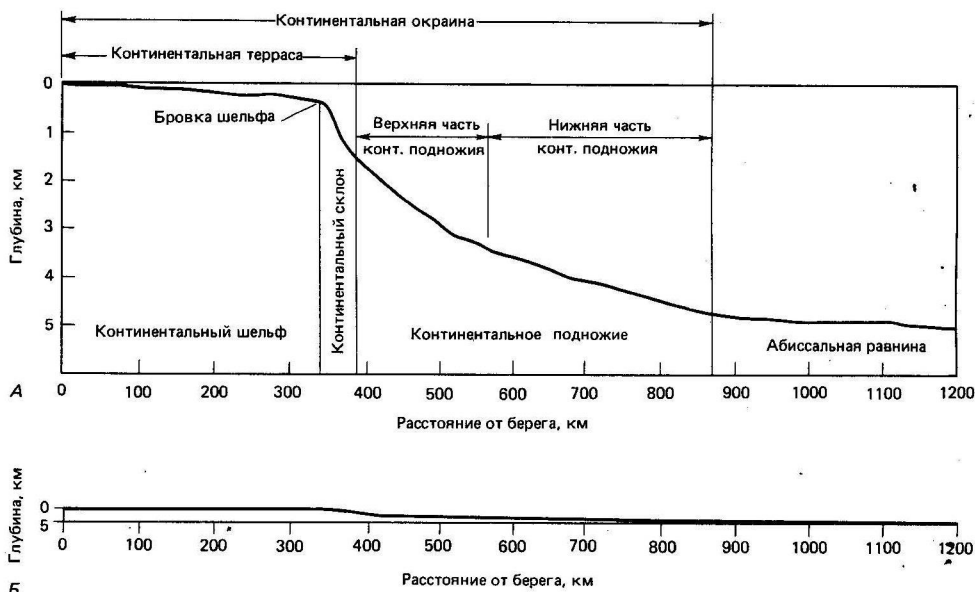


Рис. 2-7. Основные элементы рельефа атлантической континентальной окраины [14]: А – соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 50; В – в натуральном масштабе. (Использованы данные Хизена [448] и Хизена и др. [457].)

стоит сделать. Сведения о коренных породах и осадках океанского дна были получены путем драгирования и взятия колонок.

Глядя на гипсографическую кривую (рис. 2-6), мы видим, что на земной поверхности преобладают два главных уровня: континентальные платформы и океанские бассейны. Они соединены континентальными окраинами (рис. 2-7). Сейсмические методы еще недостаточно совершенны, чтобы детально показать, как соединяются океанская и континентальная кора, хотя известно, что этот переход происходит на расстоянии не более 200 км. Океаны делятся на три основные топографические провинции (рис. 2-8): континентальные окраины, океанские котловины и срединно-океанские хребты. Кроме этого, есть второстепенные поднятия и плато, которые делают океаны на отдельные котловины. Континентальные шельфы и склоны являются частью континентальной коры, хотя они и покрыты водой. Если



Рис. 2-8. Основные морфогенетические элементы рельефа северной части Атлантического океана на профиле от Северной Америки до Африки [476].

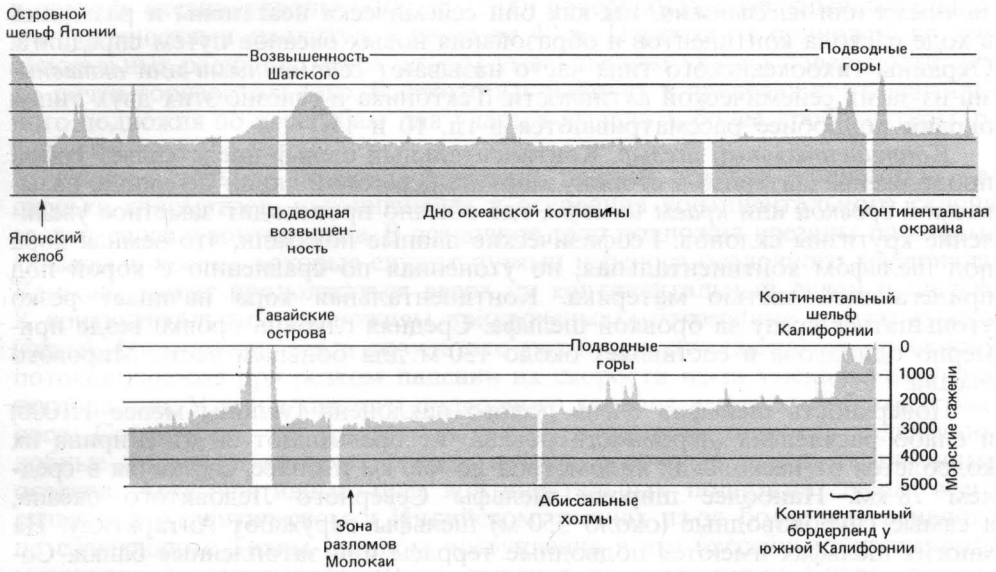


Рис. 2-9. Основные морфологические элементы рельефа дна северной части Тихого океана на профиле от Японии до Калифорнии [476].

исключить из рассмотрения шельф и склон, то окажется, что только три океанские топографические провинции занимают около 80% площади океана [1153]:

1. Глубоководные котловины—41%
2. Хребты и поднятия—33%
3. Континентальное подножие—5%

Профили через Северную Атлантику (рис. 2-8) и северную часть Тихого океана (рис. 2-9) иллюстрируют основные формы рельефа дна океанов и их взаимосвязи. Хороший обзор форм рельефа океанов дан в работе Холкомба [476].

Континентальные окраины. Континентальные окраины располагаются между континентами и океанами и включают комплекс морфоструктур, связанных с границами между этими двумя морфологическими элементами первого порядка (рис. 2-7). На континентальные окраины приходится 20% всей площади дна океанов. Хотя они очень разнообразны, выделяются два основных типа. Первый тип состоит из трех главных компонентов (по мере увеличения глубины): *континентального шельфа*, *континентального склона* и *континентального подножия* (рис. 2-7, 2-8). Это — *атлантический тип* континентальных окраин. Второй тип включает шельф, склон и глубоководный желоб (рис. 2-9). Этот тип распространен по периферии Тихого океана и назван *тихоокеанским*. Среди континентальных окраин тихоокеанского типа выделяются подтипы: *чилийский* с узким шельфом и желобом перед континентальным склоном и *островодужный*, или *марианский* с относительно мелководным окраинным морем, отделяющим континент от системы островной дуги и желоба. В некоторых случаях окраинные моря столь широкие (до 2000 км), что они не могут рассматриваться как часть единой континентальной окраины.

Континентальные окраины атлантического типа часто называют *асейс-*

мичными или пассивными, так как они сейсмически неактивны и развились в ходе раскола континентов и образования новых океанов путем спрединга. Окраины тихоокеанского типа часто называют *сейсмичными* или *активными* из-за их сейсмической активности. Тектоника и генезис этих двух типов окраин подробнее рассматриваются в гл. 10 и 11.

Континентальный шельф. Континентальный шельф представляет собой продолжение материка в сторону моря от береговой линии до линии, называемой *бровкой* или *краем шельфа*, где обычно происходит заметное увеличение крутизны склонов. Геофизические данные показали, что земная кора под шельфом континентальная, но утоненная по сравнению с корой под прилегающей частью материка. Континентальная кора начинает резко утоньшаться сразу за бровкой шельфа. Средняя глубина бровки везде примерно одинакова и составляет около 130 м для большей части Мирового океана.

Поверхность шельфов очень полого наклонена (уклоны менее 1:1000) и слабо расчленена (неровности обычно не превышают 20 м). Ширина их колеблется от нескольких километров до 400 км и более, составляя в среднем 78 км. Наиболее широки шельфы Северного Ледовитого океана, а самые глубоководные (около 350 м) шельфы окружают Антарктиду. На многих шельфах имеются подводные террасы или затопленные банки. Современный рельеф поверхности шельфов является результатом совместного действия эрозии и аккумуляции осадков, связанного с многочисленными крупными эвстатическими колебаниями уровня океана в течение последнего миллиона лет четвертичного времени. Считается, что современная бровка шельфа образовалась 18 тыс. лет назад, когда уровень Мирового океана понизился в результате связывания масс воды в континентальных ледниковых щитах и береговая линия заняла положение современного внешнего края шельфа или несколько выше.

Континентальный склон. За бровкой шельфа глубина океана быстро увеличивается от 100–200 до 1500–3500 м. Континентальный склон в целом крутой: уклоны превышают 1:40 (в среднем около 4°). От сравнительно пологого континентального шельфа и подножия его отделяют резкие перегибы дна. Эти перегибы являются наиболее выразительными границами на лике Земли. В океане, где градиенты рельефа, как правило, меньше, чем на суше, склон выделяется своей крутизной. В некоторых районах крутизна континентального склона превышает 35°, а местами достигает 90°. Ширина склона небольшая, обычно не более 200 км. Континентальный склон и шельф вместе называют *континентальной террасой* (рис. 2-7). Континентальный склон может быть разбит сбросами на ступени, но первичный ступенчатый тектонический рельеф нередко погребен под толщей осадков. Континентальная терраса, состоящая из серии хребтов и впадин, как у южного побережья Калифорнии, носит название *континентального бордерленда* (рис. 2-9). Многие континентальные окраины мира перекрыты мощными толщами осадков. На окраинах Тихого океана континентальные склоны иногда непосредственно переходят в склоны глубоководных желобов вроде Перуанско-Чилийского.

Континентальное подножие. Геоморфологическая провинция, находящаяся между континентальным склоном и дном океанских котловин, называется поднятием континентального подножия (*continental rise*)¹ (рис. 2-7 и 2-8). Континентальное подножие представляет собой полого наклоненную

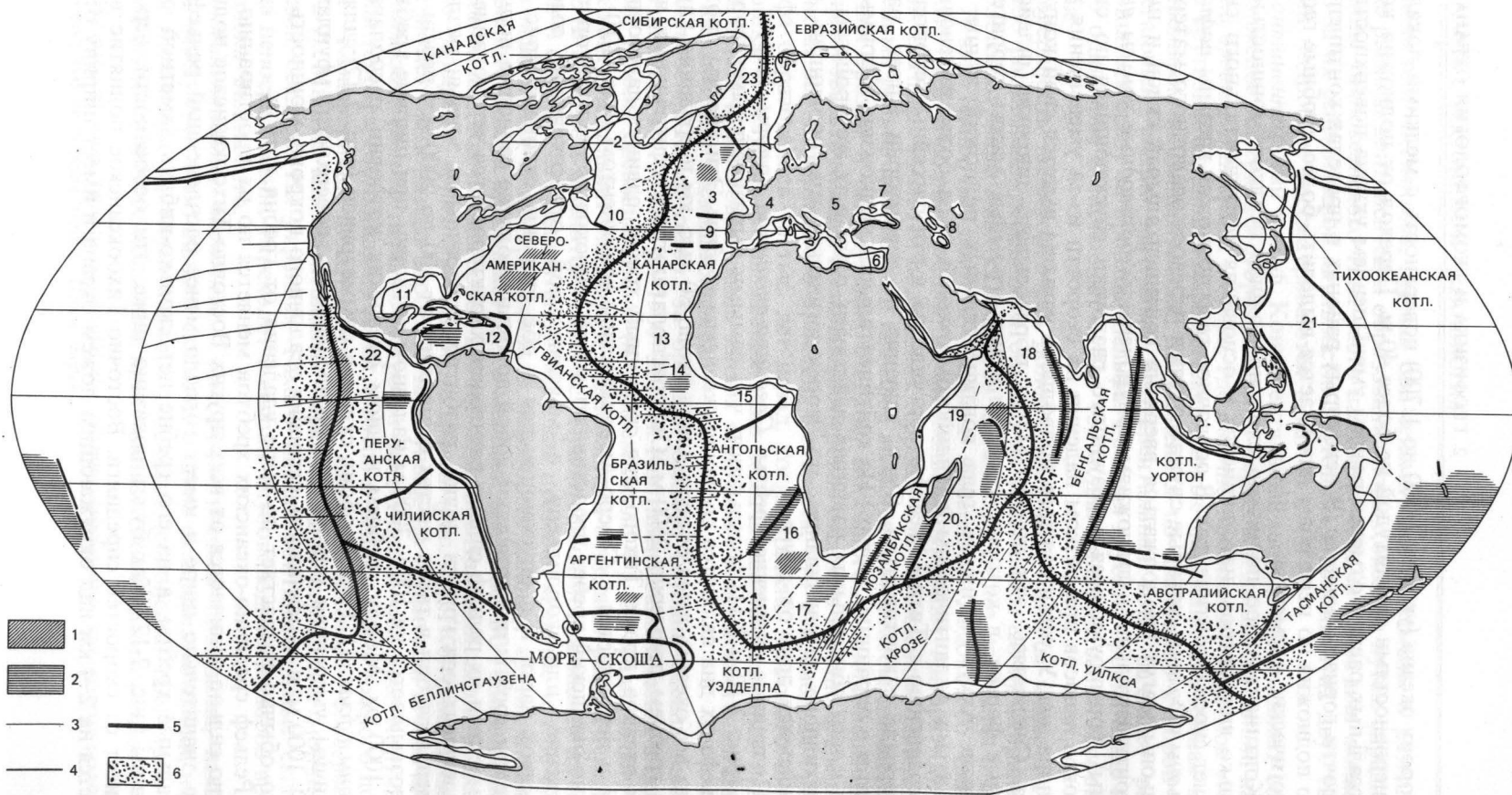
¹ На русский язык термин *continental rise* обычно переводится как «континентальное подножие», что не совсем точно. — Прим. перев.

в сторону океана (уклоны 1:100 до 1:700) поверхность с мелкими локальными неровностями амплитудой не более 40 м. Переход от подножия ко дну абиссальных равнин отмечен резким уменьшением уклона поверхности дна до почти горизонтального. В некоторых районах в пределах континентального подножия по перегибам дна удается выделить более дробные геоморфологические элементы.

Континентальное подножие сложено толщей осадков мощностью несколько километров, накопившейся у основания континентального склона за счет сноса с континентов. В осадочное тело подножия врезаны *подводные каньоны* и *долины*, которые служат путями переноса осадочного материала. Каньоны могут продолжаться вверх на континентальный склон и шельф. К континентальным подножиям приурочены *глубоководные конусы выноса* (фены), формирующиеся в результате разгрузки спускающихся по склону потоков наносов при резком падении их скорости из-за уменьшения углов наклона дна. У устья каждого подводного каньона имеется свой конус выноса. Соединяясь, эти конусы могут образовывать широкие шлейфоподобные формы, в которых сосредоточены огромные массы терригенных осадков. Аккумулятивные тела континентальных подножий лучше всего развиты в Атлантическом и Индийском океанах из-за более интенсивного по сравнению с Тихим океаном поступления в эти бассейны терригенного материала с континентов. (Реки, текущие по территории Китая, разгружаются в окраинных морях.) На континентальных подножиях и примыкающих к ним абиссальных равнинах действуют одни и те же процессы аккумулятивного выравнивания, но морфологически эти провинции четко отличаются друг от друга.

Подводные океанские хребты. Срединно-океанские хребты. Карты океанов (рис. 2-10 и 2-11) показывают, что самыми выразительными формами рельефа их дна являются *срединно-океанские хребты*. Эти хребты проходят через все океаны, имея общую длину около 80 тыс. км и среднюю глубину над гребнем примерно 2500 м. Они располагаются в центральных частях всех океанов, кроме Тихого, где срединный хребет сдвинут далеко на восток и пересекается с Северо-Американским континентом (рис. 2-10). Срединно-океанский хребет представляет собой широкое подводное горное сооружение, или кордильеру, с максимальной относительной высотой в осевой части и с опускающимися в обе стороны склонами (рис. 2-12). В целом хребты представляют собой довольно пологие сводовые поднятия, но местами их рельеф сильно расчленен, характеризуется чередованием параллельных оси гряд и долин, разбитых поперечными зонами разломов. Перепад глубин в таких местах составляет от 100 до 2000 м. Гребень хребта возвышается на 1000–3000 м над дном котловин при ширине хребта более 1000 км. Между гребнем и дном океанских котловин располагаются *склоны (фланги)*. Рельеф обоих склонов симметричен (рис. 2-12), для него типичны умеренная или резкая расчлененность поверхности фундамента (100–1000 м) и изменчивость строения осадочного покрова, мощность которого обычно возрастает по мере удаления от гребня хребта.

Рельеф срединно-океанских хребтов меняется по их простираанию. Особенно сильно отличается от всех других Восточно-Тихоокеанское поднятие. Оно значительно шире и имеет гораздо менее расчлененный рельеф, чем остальные хребты, а на его гребне нет сколько-нибудь заметной осевой долины (рис. 2-12). Как будет показано ниже, эти особенности, вероятно, зависят от скоростей спрединга. Восточно-Тихоокеанское поднятие возвышается на 2–4 км над окружающим ложем океана и имеет ширину от 2000



до 4000 км. В Калифорнийском заливе оно исчезает под континентом Северная Америка и появляется вновь, но уже в гораздо менее отчетливой форме к западу от побережья штата Орегон, уходя далее в залив Аляска.

Лучше всего изучена та часть системы срединных хребтов, которая находится в Атлантическом океане и носит название Срединно-Атлантического хребта. Типичный профиль через этот хребет, показанный на рис. 2-12, похож на многие другие. Очень сильно расчлененный гребень переходит здесь в широкие склоны, также имеющие неровный рельеф. Вдоль оси хребта протягивается центральная *рифтовая долина* глубиной 1–2 км и шириной в несколько десятков километров (рис. 2-13). Рифтовую долину открыл Б. Хизен из Ламонтской обсерватории в начале своих работ по составлению батиметрических карт океанов. Долину с обеих сторон обрамляют крутые рифтовые горы, представляющие собой поднятые сбросовые блоки (рис. 2-13). Осевая зона Срединно-Атлантического хребта с центральным рифтом почти идентична по форме рифтам Восточной Африки (рис. 2-13). В самом деле, в Аденском заливе срединно-океанская рифтовая система переходит в Африканские рифты. Отсюда делается вывод, что причина образования континентальных и океанских рифтов являются сходные тектонические процессы.

Детальные съемки с надводных судов и буксируемых придонных аппаратов, а также наблюдения с исследовательских подводных лодок, выполненные экспедицией FAMOS¹ в районе к югу от Азорских островов, выявили внутри центральной рифтовой долины еще одну более узкую долину шириной всего несколько километров. Со дна этого рифта, в том числе с приуроченных к нему вулканических холмов, были получены образцы наиболее свежих срединно-океанских пород – базальтов. Здесь наблюдались зияющие трещины шириной несколько метров и глубиной до 10 м, протягивающиеся параллельно оси рифта на несколько сот метров [459]. Среди пород доминируют базальты, но встречаются также габбро, перидотиты и другие магматические породы. В нескольких местах вдоль хребта возвышаются вулканические острова, сложенные преимущественно базальтами – Азорские, Исландия, Вознесения, Тристан-да-Кунья.

Пояс срединно-океанских хребтов протягивается от континентального шельфа Азии, в районе дельты Лены, через Северный Ледовитый океан (хребет Нансена) и Норвежское море до Исландии, а далее через Атлантический океан вокруг Африки в Индийский океан. Между Мадагаскаром и Индией хребет раздваивается. Одна ветвь идет на северо-запад и входит в Аденский залив, где она вновь делится на рифт Красного моря и на Африканскую континентальную систему рифтовых долин. Вторая ветвь

¹ French-American Mid-Ocean Undersea Study – франко-американские срединно-океанские подводные исследования. – Прим. перев.

Рис. 2-10. Главные элементы рельефа дна Мирового океана – система срединно-океанских хребтов, котловины, зоны разломов, плато, желоба и подводные возвышенности. (Карта взята из книги В. С. Heezen and C. D. Hollister «The face of the deep», Oxf. Univ. Press 1971.) Условные обозначения: 1 – возвышенности; 2 – плато; 3 – разломы; 4 – бровка континентального шельфа; 5 – ось срединно-океанского хребта; 6 – срединно-океанский хребет. Цифрами на карте обозначены котловины: 1 – Норвежская, 2 – Лабрадорская, 3 – Западно-Европейская, 4 – Баллеарская, 5 – Тирренская, 6 – Левантийская, 7 – Черноморская, 8 – Каспийская, 9 – Иберийская, 10 – Ньюфаундлендская, 11 – Мексиканская, 12 – Карибская, 13 – Зеленого Мыса, 14 – Сьерра-Леоне, 15 – Гвинейская, 16 – Капская, 17 – Агульяс, 18 – Аравийская, 19 – Сомалийская, 20 – Маскаренская, 21 – Филиппинская, 22 – Гватемальская, 23 – Гренландская.

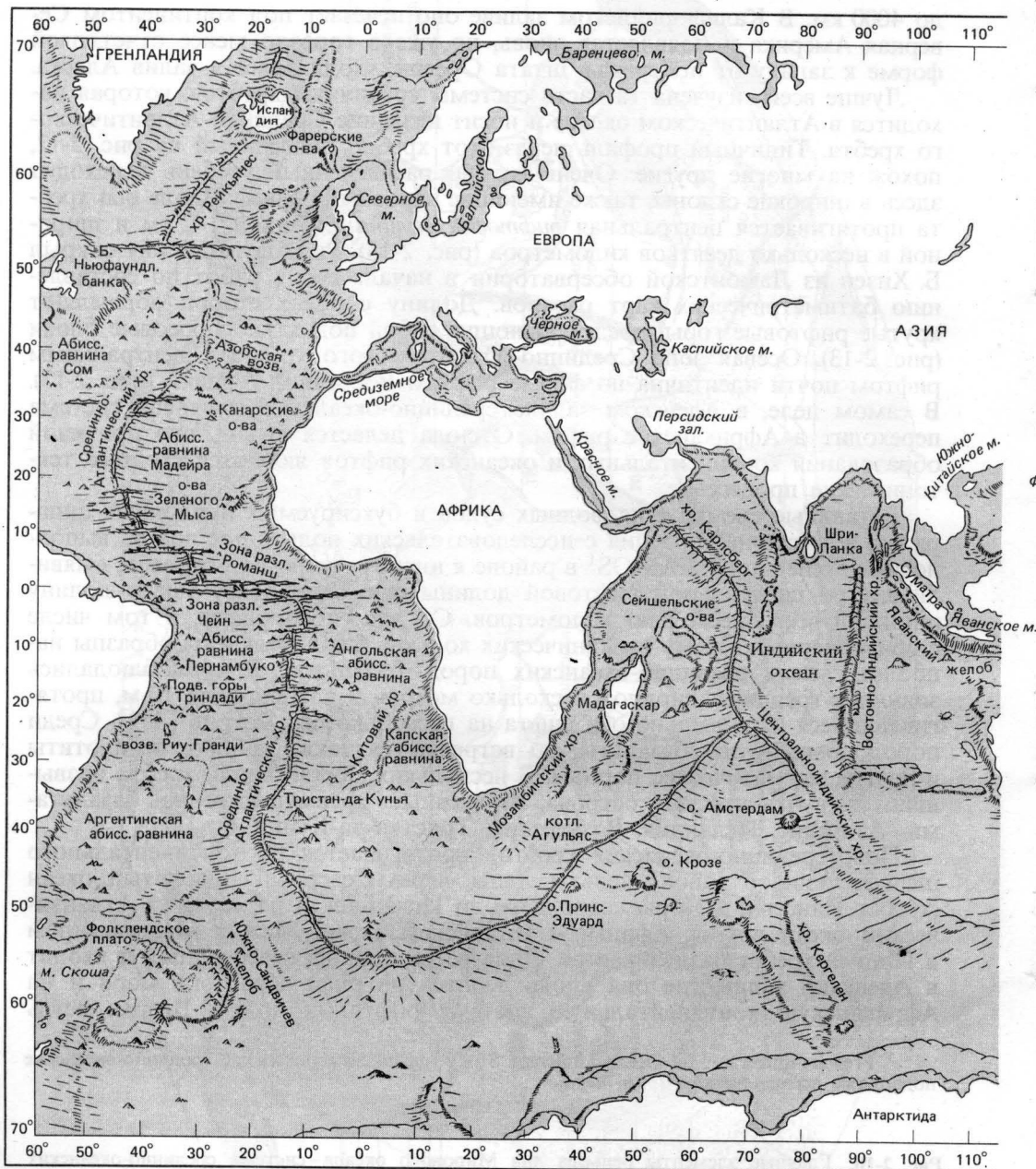
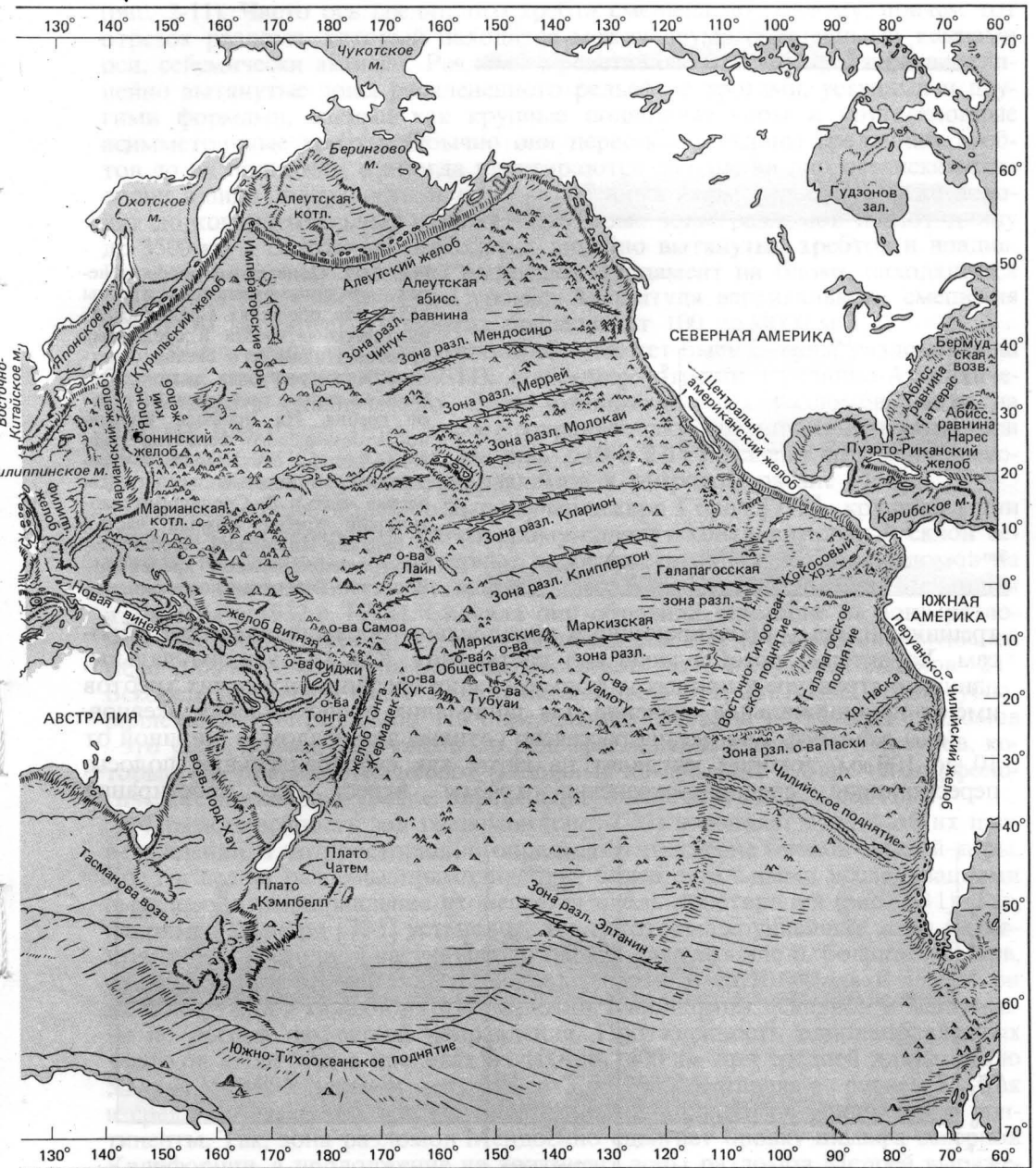


Рис. 2-11. Физиографическая карта Мирового океана; Меркаторская проекция; масштаб 1:101 000 000. (Публикуется с разрешения Hubbard Scientific Company.)

проходит через Индийский океан на восток, огибает с юга Австралию и Новую Зеландию, продолжается в виде Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий и входит затем в Калифорнийский залив.

Одним из редких участков срединно-океанских хребтов, возвышающим-



ся над уровнем океана, является Исландия с ее активным вулканизмом. Центральный грабен Исландии представляет собой непосредственное продолжение Срединно-Атлантического хребта. Современный в геологическом масштабе времени вулканизм сосредоточен здесь целиком в центральном грабене, тогда как к западу и востоку от него вулканические породы становятся последовательно древнее. На дне грабена наблюдаются активные

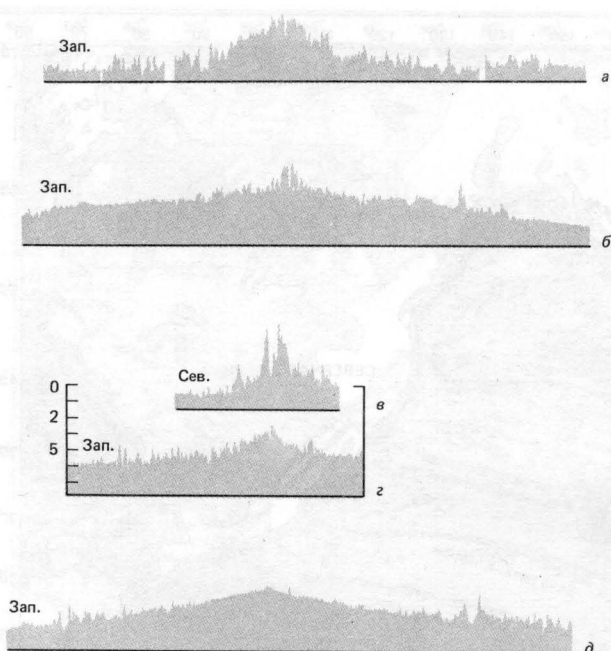


Рис. 2-12. Поперечные профили через срединно-океанские хребты [451]. На профилях Срединно-Атлантического хребта и срединных хребтов Индийского океана отчетливо видна рифтовая долина, врезаемая в сильно расчлененный рельеф гребня. На профиле Восточно-Тихоокеанского поднятия рифтовая долина отсутствует. а – Срединно-Атлантический хребет (северная часть); б – Срединно-Атлантический хребет (южная часть); в – Западно-Индийский хребет; г – Центральноиндийский хребет; д – Восточно-Тихоокеанское поднятие.

трещины (гьяры), простирающиеся параллельно обрамляющим его сбросам. Характерно преобладание сил растяжения. Как мы увидим дальше, данные о структуре и процессах формирования срединно-океанских хребтов имеют принципиальное значение для понимания происхождения океанов.

Зоны разломов. Дно океана расчленено сотнями зон разломов шириной от 10 до 100 км, которые выглядят на карте как субпараллельные полосы, пересекающие срединно-океанские хребты вкrest их простираения

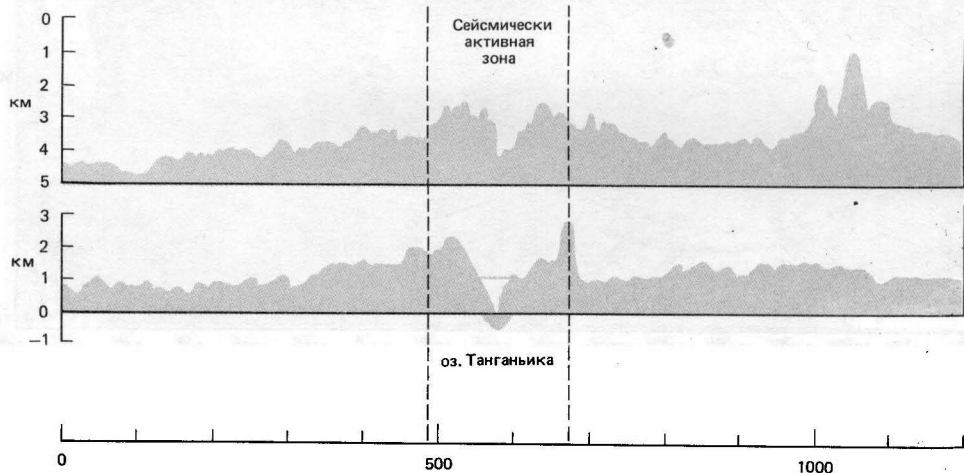


Рис. 2-13. Профили через Срединно-Атлантический хребет (вверху) и Восточно-Африканскую рифтовую систему (внизу) с их осевыми долинами, изображенные в одинаковом масштабе [324].

(рис. 2-11). Часто ось срединного хребта смещена по разлому, причем тот отрезок разлома, который находится между двумя смещенными концами оси, сейсмически активен. Разломы представляют собой протяженные, линейно вытянутые зоны расчлененного рельефа с трогами, уступами и другими формами, такими как крупные подводные горы и крутосклонные асимметричные хребты. Обычно они пересекают склоны срединных хребтов до их подножия, а иногда простираются дальше на дно океанских котловин в виде поверхностных или погребенных форм рельефа и даже доходят до континентальных окраин. Некоторые зоны разломов имеют длину до 3500 км и состоят из нескольких линейно вытянутых хребтов и впадин. Во многих случаях разломы рассекают фундамент на блоки, находящиеся на разном гипсометрическом уровне. Амплитуда вертикального смещения при этом варьирует в широких пределах от 100 до 4000 м.

Гребень срединно-океанского хребта может быть смещен разломами на большие расстояния (рис. 2-11). Например, отрезки Срединно-Атлантического хребта сдвинуты по серии субпараллельных разломов почти на 4000 км. Благодаря этому хребет сохраняет свое срединное положение при S-образном изгибе бассейна. На рис. 2-10 и 2-11 показано положение некоторых наиболее крупных зон разломов в Мировом океане [737].

Первым среди разломов был изучен эскарп Горда [772] — крупный уступ широтного простирания, по которому сдвинут континентальный склон северной Калифорнии. Характерные особенности одной из зон разломов на всем ее протяжении были впервые детально закартированы Менардом и Дитцем в 1952 г. [738]. Сначала они обратили внимание на зону разломов Мендосино (рис. 2-11). По их данным, длина ее составляет по меньшей мере 2000 км, амплитуда рельефа достигает 3 км, а крутизна склонов — 24°. Вскоре в восточной части Тихого океана была открыта целая серия субпараллельных зон разломов. По определению Менарда [731], зона разломов — это узкая полоса расчлененного рельефа, линейных хребтов и уступов, которые, как правило, разделяют различные по средней глубине геоморфологические провинции. Такое определение остается в силе и сейчас.

Прямолинейность зон разломов (рис. 2-11) позволяет судить об их происхождении, а по простиранию определяют движение блоков земной коры. Хотя в целом разломы прямолинейны, более детальными исследованиями выявлено, что направление их меняется вдоль простирания (рис. 2-11). Так, например, Менард [733] установил, что некоторые крупнейшие зоны разломов северо-восточной части Тихого океана следуют вдоль больших кругов, опоясывающих земной шар и имеющих диаметр до 10 000 км. В 1970 г. он же обнаружил в каждой из зон разломов Клиппертон, Кларингтон и Мендосино по восемь изменений направления. Протяженность однонаправленных участков варьирует в пределах от 100 до 1400 км при средней длине около 500 км. Угол отклонения меняется от 3 до 102°, составляя в среднем 5°. Как и срединно-океанские хребты, некоторые зоны разломов упираются в континенты. Так, зона разломов Мендосино сдвигает бровку шельфа северной Калифорнии, а продолжение на континент зоны разломов Меррей выражено в виде Поперечного хребта в южной Калифорнии. Картирование зон разломов быстро продвинулось вперед после того, как начались интенсивные магнитометрические съемки дна океана. Рисунок магнитных аномалий, выявленный в результате этих съемок, доказал существование крупных латеральных сдвигов срединно-океанских хребтов по зонам разломов и позволил закартировать новые серии разломов по всему Мировому океану. В итоге была выявлена тесная связь между срединно-океанскими хребтами

и зонами разломов. Сначала эта связь представлялась довольно туманной, поскольку наиболее известные зоны разломов находились в северо-западной части Тихого океана, а лучше всего изученный срединный хребет — в Северной Атлантике. Происхождение зон разломов и их роль в глобальной тектонике будут рассмотрены ниже.

Дно океанских котловин. Океанские котловины расположены между континентальными окраинами и срединно-океанскими хребтами. В их пределах выделяются три категории форм:

1. Абиссальные равнины — провинции плоских и холмистых равнин
2. Подводные возвышенности
3. Подводные горы и группы гор

Плоские абиссальные равнины. Одним из наиболее поразительных открытий Срединно-Атлантической экспедиции 1947 г. было обнаружение на абиссальных глубинах Северной Атлантики обширных, почти горизонтальных плоских равнин [454]. Шведская глубоководная экспедиция в 1948 г. открыла такие же равнины на дне Индийского океана к югу от Бенгальского залива. Еще несколько абиссальных равнин было затем закартировано в разных районах Мирового океана (рис. 2-11). Плоские абиссальные равнины имеют ровное дно с уклоном менее 1:1000 (1 м/км). Они относятся к наиболее выровненным поверхностям на лике Земли. Абиссальные равнины примыкают к нижнему краю континентального подножия, находясь на глубинах от 3000 до 6000 м, и простираются по горизонтали на расстояние от менее 200 км до более 2000 км. Одни из них имеют идеально выровненную поверхность и постоянный однонаправленный уклон, а другие осложнены пологими неровностями. Такого рода равнины широко распространены в Атлантическом и Индийском океанах, а также в окраинных морях, например в западной части Средиземного моря, в Карибском море и в Мексиканском заливе.

Сейсмические данные показывают, что абиссальные равнины сложены мощными осадочными толщами, перекрывающими первичные неровности рельефа фундамента. Самые выровненные из них приурочены к районам, куда поступает особенно много терригенного материала с континентов. К таким районам относится Атлантический океан. В Тихом океане абиссальных равнин гораздо меньше из-за того, что обрамляющие его желоба улавливают значительную часть поступающего с континентов осадочного материала (рис. 2-11).

Переход от абиссальных равнин к континентальным подножиям обычно отмечен резким увеличением уклона дна до 1:100—1:700. В некоторых случаях абиссальные равнины граничат с глубоководными конусами выноса, а в других на продолжении подводных каньонов наблюдаются врезанные в поверхность равнин глубоководные долины.

Провинции абиссальных холмов. Абиссальные холмы — это небольшие, четко очерченные поднятия, возвышающиеся над уровнем абиссальных равнин не более чем на 1000 м (рис. 2-8). Их горизонтальные размеры обычно изменяются от 1 до 10 км, но иногда достигают 50 км или больше. Крутизна склонов 1—15°. Абиссальные холмы встречаются группами между абиссальными равнинами и срединными хребтами, где образуют *провинции абиссальных холмов*. Форма абиссальных холмов обычно обусловлена рельефом фундамента, но этот же термин можно применять и к холмам осадочного происхождения. Хотя абиссальные холмы встречаются в большом количестве в Атлантическом и Индийском океанах, главная область их распространения — Тихий океан, где холмистые равнины занимают от 80 до

85% площади его ложа. Генетически абиссальные холмы представляют собой составную часть рельефа срединно-океанского хребта (рис. 2-8), но морфологически они отделены от него, так как встречаются на больших глубинах, за пределами подножий склонов хребтов, и имеют меньшую высоту, поскольку частично погребены под слоями осадков.

Подводные горы. Подводные вулканы и вулканические цепи ложа океана образуют особую геоморфологическую провинцию, отличную от вулканического рельефа срединно-океанских хребтов. Вулканы высотой более 1000 м называются *подводными горами* (рис. 2-9). Подводные горы разбросаны поодиночке и чаще в виде групп или рядов по всему ложу океана (см. гл. 7). Большинство из них имеет коническую форму со склонами крутизной 5–15°. В Тихом океане тысячи таких гор. Сросшиеся вулканы образуют *вулканические хребты* или *цепи подводных гор*, подобные Гавайской гряде. Горы словно протыкают поверхность абиссальной равнины, указывая на то, что их основания погребены под осадками.

Однажды сформировавшись, подводные вулканы существуют затем длительное время, как, например, цепь Гавайских и Императорских подводных гор. Когда же вершины подводных гор поднимаются выше уровня океана, образуя вулканические острова, надводная часть их рано или поздно срезается эрозией. Последующее их погружение приводит к образованию плосковершинных *гайотов*, или *столовых гор*, находящихся на глубине до 2 км (см. гл. 7). В тропических районах вокруг островов вырастают коралловые рифы, а после погружения горы на ее месте образуется коралловый атолл.

Гайоты встречаются во всех океанах, но особенно многочисленны они в Тихом океане, где огромный пояс гайотов протягивается в северо-западном направлении через всю центральную его часть. Наличие у гайотов плоских вершин долгое время озадачивало геологов. Было предложено немало гипотез для объяснения их происхождения. Бурение и драгирование позволили решить эту проблему. С плоских вершин во всех случаях были получены образцы мелководных осадков с фауной и со следами деятельности волн, залегающих непосредственно на вулканических породах фундамента. Сейчас общепризнано, что гайоты представляют собой подводные вулканы, вершины которых срезаны береговой волновой абразией.

Глубоководные желоба. Одна из самых впечатляющих форм рельефа дна океана — окраинно-океанские глубоководные желоба. Это узкие ущелья с крутыми бортами, почти параллельные континентальным окраинам. Они расположены либо у основания континентальных массивов, как желоба вдоль западного побережья Южной Америки, либо у подножия островных дуг, таких как Бонинско-Марианская (рис. 2-9 и 2-11). Почти все желоба находятся в Тихом океане (табл. 2-2), кроме Южно-Сандвичевого и Пуэрто-Риканского (в Атлантике) и Яванского у Больших Зондских островов (в Индийском океане).

Желоба имеют огромную протяженность и образуют непрерывные гирлянды [120]. Длина Перуанско-Чилийского желоба составляет 5900 км, Марианского — 2500 км. Будучи длинными и глубокими, они очень узки; их ширина не превышает 100 км. Желоба напоминают изогнутые надрезы в теле Земли. Глубина их от уровня моря достигает 11 км, а от уровня соседних участков ложа океана 2–4 км (табл. 2-2). Именно к желобам приурочены максимальные глубины Мирового океана. Глубочайшая впадина Челленджер (11 034 м) является частью Марианского желоба. Сюда погрузился в 1960 г. в батискафе «Триест» Ж. Пикар. Дно желобов узкое, заполнено

Таблица 2-2. Характеристики океанских желобов. По данным Р. В. Фейрбриджа ([330] цит. по [397])

Желоб	Глубина, км	Длина, км	Средняя ширина, км
Тихий океан			
Курило-Камчатский	10,5	2200	120
Японский	8,4	800	100
Бонинский	9,8	800	90
Марианский	11,0	2550	70
Филиппинский	10,5	1400	60
Тонга	10,8	1400	55
Кермадек	10,0	1500	40
Алеутский	7,7	3700	50
Центральноамериканский	6,7	2800	40
Перуанско-Чилийский	8,1	5900	100
Атлантический океан			
Пуэрто-Риканский	8,4	1550	120
Южно-Сандвичев	8,4	1450	90
Индийский океан			
Яванский	7,5	4500	80

осадками. Склоны желобов крутые, имеют ступенчатое строение, созданное сбросами. Желоба отделены от ложа океана краевыми валами, возвышающимися над уровнем дна соседних океанских котловин на 200–1000 м. В районе Индонезии встречаются двойные желоба. Островные дуги вместе с желобами и субпараллельными им пологими краевыми валами объединяются в единую провинцию, которая занимает всего 1,2% поверхности Земли. Но несмотря на это, они, как и срединные хребты, играют ведущую роль в глобальной тектонике.

Сейсмические методы отраженных и преломленных волн. Мощности осадочного чехла океана и его слоистую структуру изучают главным образом методом отраженных сейсмических волн, тогда как информация о строении океанской коры и верхней мантии под осадками черпается из данных, получаемых методом преломленных волн. Эти наиболее широко применяемые сейчас геофизические методы были разработаны в 50-е и в начале 60-х гг. М. Юингом и его коллегами из Ламонтской обсерватории, М. Н. Хиллом из Кембриджского университета, Р. Райттом и Дж. Шором из Скриппсовского института. Позже они прошли проверку и стали широко применяться нефтяными компаниями при разведке как морских, так и наземных месторождений углеводородов.

Сейсмические методы основаны на измерении времени от момента посыпки сейсмической волны (или импульса), возбужденной взрывом, механическим ударом или вибрацией, до ее возвращения к приемникам после преломления и отражения от поверхностей раздела слоев с разными физическими свойствами (рис. 2-14). Физические основы методов отраженных и преломленных волн обобщены в работе М. Б. Добринина [267]. При применении метода отраженных волн акустическая энергия отражается от поверхности раздела, а при применении метода преломленных волн преломляется и распространяется вдоль границы раздела. Принципиальная разница между геометрией прохождения отраженных и преломленных волн вытекает из различного характера их взаимодействия с литологическими границами раздела [267].

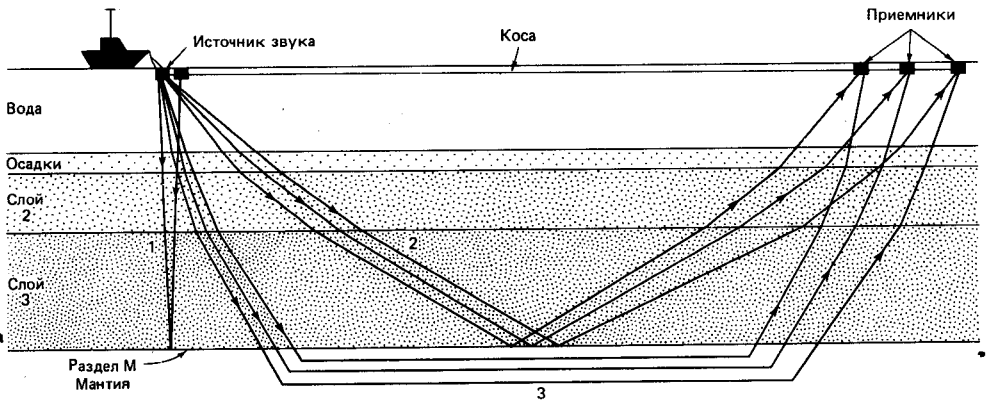


Рис. 2-14. Прохождение отраженных и преломленных волн через слои земной коры от источника до приемника: 1 – вертикальное отражение; 2 – широкоугольные отражения 3 – преломленные волны.

Траектории волн, отраженных от поверхностей раздела, легко изобразить графически (рис. 2-14). При помощи отраженных волн можно установить границу раздела между любыми двумя слоями, акустический импеданс (функция скорости и плотности) которых различен [318]. Отношение энергии отраженной волны к исходной (называемое коэффициентом отражения Рэлея) для нормальной плоской волны выражается формулой

$$\frac{P_2 C_2 - P_1 C_1}{P_2 C_2 + P_1 C_1},$$

где P – плотность, а C – компрессионные скорости в соответствующих слоях. Разность импеданса для границы раздела можно определить путем измерения количества энергии, отраженной этой поверхностью. В большинстве случаев более интенсивная запись на ленте самописца соответствует увеличению амплитуды отраженной волны. Тонкие слои с небольшой разницей импеданса обычно не регистрируются. На сейсмограммах отраженных волн регистрируется удвоенное время прохождения волной пути от источника до границы раздела. Чтобы по времени прохождения волн вычислить глубину залегания или мощность слоя, нужно знать скорости распространения волн на всем их пути. Поэтому отсутствие данных о скоростях волн в вышележащих слоях затрудняет изучение глубинного слоя, но форму его поверхности все равно можно установить.

Путь прохождения преломленных волн более сложен (рис. 2-14). Они пересекают границы между разными средами таким образом, что время прохождения от источника до приемника будет кратчайшим [267]. Обычно при работе методом преломленных волн используются волны, распространяющиеся вдоль кровли слоя, в котором скорости значительно больше, чем в вышележащих слоях. Для определения скоростей сейсмических волн и глубин залегания таких слоев измеряется время, затраченное волнами на прохождение пути от источника до приемника.

Широко используемый в нефтяной геологии многоканальный метод отраженных волн является в наши дни, пожалуй, наиболее тонким и технически совершенным геофизическим методом. Одноканальное сейсмопрофилирование, широколучевое сейсмозондирование методами отраженных и преломленных волн стали применяться в научных целях сразу после вто-

рой мировой войны. Несколько позже создание донных сейсмографов, разработка совершенной вычислительной техники для анализа сейсмограмм и введение многоканальных систем выдвинули сейсмологию в ряд наиболее быстро развивающихся направлений морских геофизических исследований.

Метод отраженных волн. Эхолотирование. Прецизионный эхолот-самописец был создан во время второй мировой войны в связи с разработкой средств борьбы с подводными лодками. Начиная с 50-х гг. его стали широко применять на научно-исследовательских судах. Эхолот работает на простом принципе измерения времени прохождения звукового сигнала через водную толщу, отражения его от дна и возвращения к приемнику на надводном судне. Если дно ровное, запись эхолота интерпретируется просто, но над склонами или в случае резко расчлененного рельефа боковые отражения искажают картину, поскольку эхолот не может регистрировать истинную глубину под судном. Проблему удается частично решить при помощи *узколучевых эхолотов*, в которых используется стабилизированный пучок с углом расхождения $2-3^\circ$.

Для решения некоторых задач морской геологии полезны также *низкочастотные эхолоты*. Передатчики и приемники этих приборов работают на частотах около 3,5 кГц, тогда как рабочие частоты обычных эхолотов около 12 кГц, а сейсмопрофилографов — от нескольких герц до нескольких сот герц. Промежуточные частоты позволяют удачно сочетать достаточно глубокое проникновение волн в толщу осадков с высокой разрешающей способностью, необходимой при изучении *верхней части осадочной толщи*. Глубина проникновения обычно около 100 м, а в некоторых районах достигает 200 м. В комбинации с отбором проб поршневыми трубками профилирование на частоте 3,5 кГц дает четкое представление о верхних слоях осадков (рис. 2-15).

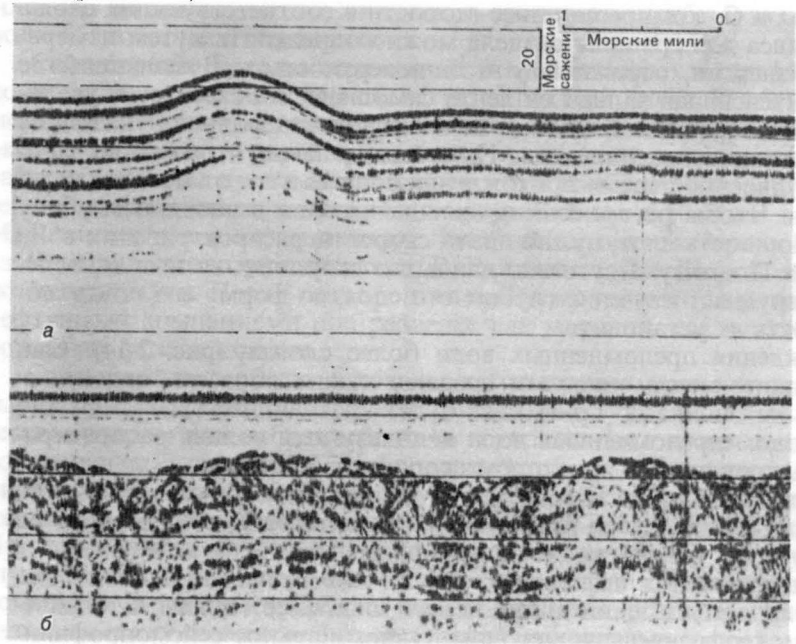


Рис. 2-15. Сейсмопрофили на частоте 3,5 кГц; район внешнего хребта Блейк-Багама, глубина около 4400 м [318].

Сейсмопрофилирование методом отраженных волн. Сейсмопрофилирование позволяет картировать акустические отражающие горизонты в толще осадков. Работают они обычно на частотах от 20 до 200 Гц. Низкочастотные акустические сигналы, проходя через осадки, ослабляются (поглощаются) меньше, чем высокочастотные, и поэтому частично проникают сквозь поверхность дна, отражаясь от подповерхностных границ раздела.

При сейсмопрофилировании методом отраженных волн применяют различные источники звуковых сигналов. В первых экспериментах, проведенных сразу после окончания второй мировой войны, в этих целях пользовались только взрывами. Чтобы получить непрерывную сейсмическую запись, с борта судна через каждые 3 мин сбрасывалась 200-граммовая шашка тринитротолуола. В Ламонтской обсерватории благодаря применению этой методики в течение 10 лет были собраны весьма ценные материалы. В настоящее время взрывчатые вещества, работа с которыми очень трудоемка и небезопасна, заменены воздушными пушками (айрганами) и искровыми разрядниками (спаркерами). Айрганы «выстреливают» сжатый воздух в воду через каждые 10 или 12 с. Отраженные сигналы принимаются буксируемой за кормой судна гирляндой гидрофонов. Гидрофоны преобразовывают акустические сигналы в электрические, которые графически регистрируются на ленте самописца. Гидрофоны обычно помещают в гибкие пластмассовые шланги, заполненные легкой жидкостью (маслом). Достигнутая таким путем нейтральная плавучесть снижает уровень шумов при буксировке. Собранная в шланг гирлянда гидрофонов носит название *сейсмической косы*. Современные гидрофоны способны регистрировать слабые сигналы, приходящие от подповерхностных отражающих горизонтов, почти на полном ходу судна, что повышает эффективность работ. Такая система *непрерывного сейсмопрофилирования* (НСП) в наше время является столь же обычным оборудованием научно-исследовательских судов, каким был в 50-е гг. эхолот.

Многоканальное сейсмопрофилирование. Созданные и внедренные в практику за последние 20 лет *многоканальные сейсмические системы* сделали настоящую революцию в разведочной сейсмологии. До недавнего времени ими почти не пользовались в научных исследованиях, главным образом из-за очень высокой стоимости. Но в последнее время положение изменилось, и есть основания полагать, что применение многоканальных методов в научных целях в 80-е гг. будет расширяться.

Многоканальные системы отличаются от обычных одноканальных тем, что для регистрации пользуются очень длинными косами (до нескольких километров) с большим числом гидрофонов, собранных в группы. Каждая группа гидрофонов работает как отдельный регистратор сейсмических сигналов. Такая серия регистраторов позволяет получать большое число отраженных сигналов от одной точки на дне океана (*общей глубинной точки*). Суммирование сигналов дает возможность улучшить отношение полезного сигнала к шумам и тем самым повысить качество записи. Другое преимущество метода заключается в том, что по трассам распространения волн, сходящих от каждой глубинной точки, можно точно определить скорости звука в слоях, а значит, и их мощности. Длинные косы обеспечивают прием вертикальных и закритических отражений, а также преломленных волн (рис. 2-14). С помощью закритических отраженных и преломленных сигналов можно определить скорости прохождения сейсмических волн в вышележащих слоях, рассчитать их мощности и глубины залегания [999]. В качестве источников звуковых сигналов в многоканальных системах исполь-

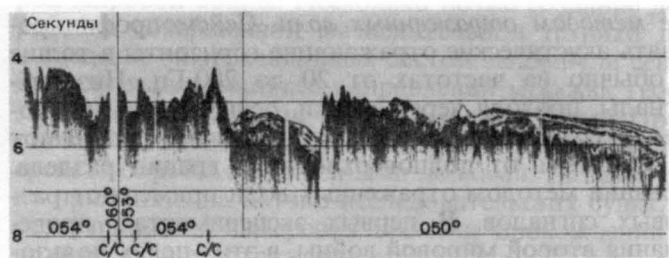


Рис. 2-16. Сейсмопрофиль через восточный фланг Срединно-Атлантического хребта около 45° ю.ш. [318].

зуются более мощные айрганы высокого давления (2000 фунтов на квадратный дюйм, т. е. примерно 100–150 атм), которые обеспечивают проникновение волн в более глубокие слои. В настоящее время с помощью этой новой техники проводятся геофизические съемки океанов. Обработанные цифровыми методами данные многоканального сейсмопрофилирования сейчас широко используются при изучении эволюции земной коры океанов. Исчерпывающе полный обзор данных о многоканальном сейсмопрофилировании приведен в работе Добрина [267] (см. гл. 8).

При интерпретации сейсмопрофилей (рис. 2-16–2-18) нужно иметь в виду следующие соображения.

1. Облик сейсмопрофиля создается латеральными и вертикальными неоднородностями среды, через которую проходят звуковые волны. Следовательно, сейсмопрофиль – это не геологический разрез, а лишь изображение неравномерностей скорости звука, проходящего через толщу пород.

2. Стратиграфическое разрешение для разрезов лимитируется длинами волн или частотами сейсмической энергии. Например, при частоте 25–50 Гц и скорости 5 км/с длина сейсмических волн равна 100–200 м. Объекты размером меньше длин волн сейсмический метод различить не способен.

3. Качество сейсмического разреза определяется совершенством методики его получения и обработки. Ошибки, внесенные в процессе фильтрации, анализа скоростей или других процедур обработки сигналов, могут весьма существенно исказить вид записи.

4. Сейсмический профиль представляет собой двумерное изображение трехмерной системы.

Основные черты сейсмопрофилей отраженных волн. Самым сильным отражающим горизонтом под дном океана является граница, отделяющая осадочный чехол от пород фундамента. Осадочный чехол называют *слоем*

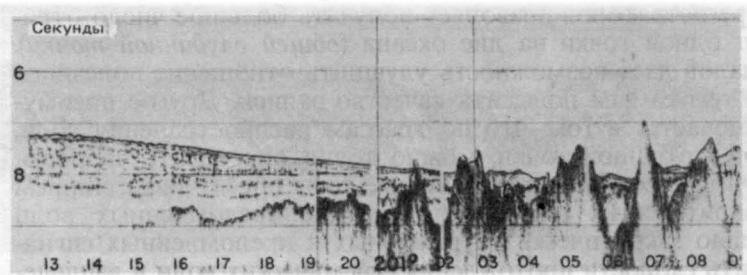


Рис. 2-17. Сейсмопрофиль через южную часть Аргентинской котловины в направлении Фолклендского эскарпа к северу от острова Южная Георгия [318].

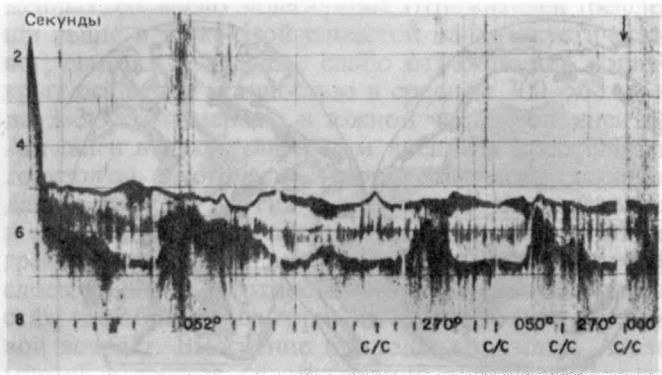


Рис. 2-18. Сейсмопрофиль через Северо-Американскую котловину северо-восточнее Бермудских островов. В средней части осадочной толщи виден отражающий горизонт А. Резкий пик на левом конце профиля — подводная гора, расположенная примерно в 300 км от Бермудских островов [318].

1 океанской земной коры. Непосредственно под ним лежит слой 2. Разделяющая их поверхность имеет более расчлененный рельеф, чем дно океана. Поднятия и депрессии фундамента амплитудой до 1 км чередуются примерно через каждые 10–20 км. Неровный рельеф фундамента прослеживается даже под плоскими абиссальными равнинами.

Из данных сейсмопрофилирования, дополненных материалами глубоководного бурения, мы черпаем информацию о мощностях океанских осадков и о скоростях распространения в них сейсмических волн. По сейсмическим данным в осадочном чехле Атлантического океана было выделено три комплекса [320, 492].

1. Неконсолидированные осадки, в которых скорость сейсмических волн равномерно возрастает с глубиной от 1,6 до 2,2 км/с.

2. Полуконсолидированные осадки, характеризующиеся скачкообразным увеличением сейсмических скоростей с глубиной, образующие так называемый слой А (скорости в пределах от 1,7 до 2,9 км/с).

3. Консолидированные осадки слоя В с почти постоянными сейсмическими скоростями от 2,7 до 3,7 км/с [675].

Малые мощности осадочного чехла океанов, обнаруженные в ходе первых сейсмических исследований (рис. 2-19), были полной неожиданностью для морских геологов. Отсюда следовало, что либо прежние оценки скоростей аккумуляции осадков сильно завышены, либо океаны моложе, чем считалось. Сейсмические работы методом отраженных волн выявили также неравномерность распространения масс осадков в океане (рис. 2-19). Оказалось, что мощность осадков меняется от нуля в одних районах до нескольких километров в других. Мощность осадков зависит от многих факторов, в том числе от возраста океана, от близости континентов, от интенсивности выноса терригенного материала реками, от продукции осадкообразующих биогенных компонентов и их растворения, а также от деятельности придонных течений.

Бросается в глаза отсутствие сколько-нибудь заметного осадочного покрова в осевой полосе срединно-океанских хребтов (рис. 2-16, 2-17). Вниз по склонам мощности постепенно возрастают, но в средних широтах, особенно в Тихом океане, даже фланги хребтов покрыты лишь маломощным слоем осадков. Это объясняется низкой биологической продуктивностью

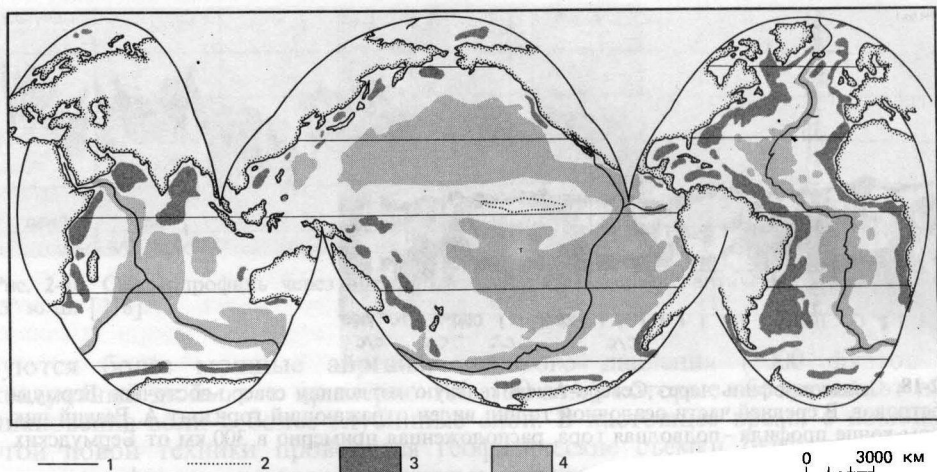


Рис. 2-19. Мощность осадочного чехла над фундаментом в Мировом океане [70]. 1 — ось спрединга; 2 — экваториальная линза осадков (мощность более 0,5 км); 3 — осадки мощностью более 1 км; 4 — осадки мощностью менее 0,1 км.

и ничтожным поступлением терригенного материала. В депрессиях зон разломов местами встречаются мощные толщи карбонатных илов, образовавшиеся за счет оползания осадочных масс с крутых склонов.

Главные области аккумуляции осадков расположены вблизи континентов, интенсивно дренируемых водотоками (рис. 2-17). Крупные реки выносят в океан огромные массы осадочного материала, за счет которого у подножий континентальных склонов накапливаются мощнейшие осадочные толщи (рис. 2-18). Они особенно мощны в Атлантическом океане, куда впадает много крупных рек, а также в северной части Индийского океана. На большей части дна Тихого океана осадочный покров очень тонкий (рис. 2-19). На окраинах Тихого океана осадки сосредоточены в отдельных «карманах» на подножии континентальных склонов и на дне глубоководных желобов.

Вдали от континентов мощности осадочного покрова контролируются главным образом биологической продуктивностью, растворением биогенных компонентов и переотложением осадков придонными течениями. Экваториальный и приантарктический пояса повышенных мощностей пелагических осадков связаны с зонами высокой биопродуктивности (рис. 2-19). Таким образом, сейсмическими методами было получено большое количество ценной информации о распределении мощностей океанских осадков задолго до того, как бурение позволило определить их состав.

Уже первыми работами по сейсмопрофилированию был установлен факт существования в осадочном чехле океанов отражающих горизонтов, которые прослеживаются на площадях в миллионы квадратных километров. Наиболее интенсивно отражающий и лучше всего изученный горизонт А простирается непрерывно под дном всей северо-западной части Атлантического океана (рис. 2-16, 2-18) между Малыми Антильскими островами, Большой Багамской банкой и континентальным подножием Северной Америки на западе и западным флангом Срединно-Атлантического хребта на востоке. Горизонт А маркирует кровлю слоистой пачки осадков, представляющей собой с сейсмической точки зрения группу близко располо-

женных, согласно залегающих отражателей (рефлекторов). Осадочные толщи выше и ниже этой слоистой пачки акустически прозрачны, хотя в них встречаются отдельные слабо отражающие горизонты. Горизонт А перекрыт осадками мощностью в среднем 300–500 м; максимальные мощности до 3–3,5 км измерены в южной части континентального подножия Новой Англии и в аккумулятивном внешнем хребте Блейк-Багама. Отражающие горизонты, акустически и морфологически сходные с горизонтом А, наблюдались также в других котловинах Атлантического океана. Сначала Юинг и его коллеги [325] предположили, что горизонт А представляет собой погребенную абиссальную равнину с локальным сгущением турбидитных слоев вблизи поверхности. Колонки, взятые поршневыми трубками в местах, где обнажается горизонт А, позволили установить, что он имеет меловой возраст. Выяснение природы горизонта А стало в 60-е гг. одним из многих стимулов развертывания работ по Проекту глубоководного бурения DSDP. Этой проблеме был частично посвящен один из первых рейсов бурового судна «Гломар Челленджер» в Северной Атлантике в 1969 г. Бурение показало, что сильные отражения вызваны прослоями кремней в среднеэоценовых отложениях. Более древние отражающие поверхности под горизонтом А, носящие названия *горизонты* β и В, по данным бурения также представлены слоями кремней¹, но только мелового возраста.

Метод преломленных волн. До недавнего времени бурение позволяло получать пробы пород только из верхних 500 м твердой коры океанов под осадками. Наши знания о более глубоких слоях коры основаны главным образом на результатах зондирования методом преломленных волн и сопоставлении определенных при этом сейсмических скоростей с данными лабораторных измерений в образцах предполагаемых аналогов пород изучаемых разрезов. Первые эксперименты по методу преломленных волн, проведенные в конце 40-х и в начале 50-х гг. М. Юингом и Р. В. Райттом, дали два важных результата. Было установлено, во-первых, что океанская земная кора значительно тоньше, чем континентальная, а во-вторых, что она состоит из нескольких, четко различающихся слоев, исключительно однородных в пределах всего Мирового океана [326, 859].

Из этих данных к середине 60-х гг. была выведена удивительно ясная картина океанской коры. Усовершенствование приборов и способов интерпретации данных позволило в дальнейшем получать с помощью метода преломленных волн гораздо более детальную информацию об океанской земной коре. В результате выяснилось, что она совсем не такая однородная, как думали раньше. Метод преломленных волн стал в итоге одним из важнейших в морской геофизике.

В самом начале работ методом преломленных волн, когда о строении и происхождении океанских впадин знали еще очень мало, одним из самых важных вопросов, требовавших ответа, был состав слоя 2. Исследования методом отраженных волн в сочетании с отбором проб поршневыми трубками показали, что слой 1 состоит из осадков. Но измеренные сейсмические скорости слоя 2 можно было отнести как к вулканическим породам базальтового состава, так и к сильно консолидированным осадкам. Если бы слой 2 состоял из древних консолидированных осадков, то подтвердилась бы гипотеза перманентности и древности океанских впадин. Если же там залегают вулканические породы, перекрытые относительно молодыми неконсо-

¹ Под отражающим горизонтом β залегает толща плотных известняков и мергелей нижнего мела и верхней юры, часто без кремней.—Прим. перев.

лидированными осадками, то океаны должны быть молодыми. Сейсмические исследования методом преломленных волн приобрели в этой связи первостепенное значение.

В основу метода преломленных волн положены законы преломления звуковых волн на границе слоев разной плотности. Преломленные волны продолжают поступать от непрерывной границы к приемнику до тех пор, пока вся их энергия не будет израсходована (рис. 2-14). На любом фиксированном расстоянии от точки взрыва первым приходит к приемнику сигнал, относящийся к волне, прошедшей через среду с наибольшей сейсмической скоростью. Последующие сигналы представляют волны, прошедшие через слои со все убывающими скоростями. Чтобы распознать слои земной коры по поведению преломленных волн, нужно принимать поступающие сигналы в нескольких точках на разном удалении от точки взрыва. Основные закономерности преломления звука применительно к морской геофизике рассмотрены подробнее в сводке Добрена [267].

Первичные данные метода преломленных волн изображаются в виде графика (годографа) зависимости времен прихода волн определенного типа от расстояния между источником и приемником. На рис. 2-20 показаны лучи прямой, преломленной и отраженной волн для трехслойной модели коры, а также их взаимоотношения на годографе [315]. Прямая волна (D) в воде (G_1) и преломленные волны (G_1 и G_2) в слоях G_2 и G_3 следуют по прямолинейным сегментам. Отраженные волны (R_1 и R_1') движутся по гиперболом. Существует критическое расстояние, на котором волны, преломленные от глубинных слоев, могут достичь поверхности океана. Это расстояние зависит от разности скоростей в воде и в преломляющем слое, а также от скоростей в вышележащих слоях и мощностей последних. На годографе рис. 2-20 критическому расстоянию для данного слоя соответствуют прямые линии, касательные к кривым волн, отраженных от его кровли. Эти взаимоотношения имеют принципиальное значение при интерпретации сейсмограмм [315]. Годограф на рис. 2-20 иллюстрирует поведение прямых, отраженных и преломленных звуковых волн. Волна G_2 , преломленная на границе слоев 1 и 2, выявляется только как первое поступление на коротком расстоянии. При дальнейшем уменьшении мощности слоя 2 первое поступление может не соответствовать этой волне. Положение границы между слоями 1 и 2 в таком случае устанавливается по отраженным волнам (R_1) [120].

Методика работ с преломленными волнами на ранних стадиях морских сейсмических исследований описана Хиллом [474] и Шором [969]. Работы проводились либо с двух, либо с одного судна. В двухсудовом варианте одно (приемное) судно стоит на месте, а другое удаляется от него, производя взрывы через определенные промежутки времени. Заряды взрывчатых веществ по мере удаления увеличиваются. В большинстве таких экспериментов максимальное удаление судов достигало 100 км. Волны, поступающие от самых глубоких слоев, регистрируются первыми, так как они движутся с наибольшей скоростью. Ввиду дороговизны и сложности двухсудового метода был разработан односудовый вариант с использованием для регистрации автономных радиобуев. К радиобую подвешивается один заменяемый гидрофон, опущенный на глубину от 20 до 40 м от поверхности воды. Радиобуй, энергопитание которого обеспечивается батареей, действующей за счет реакции с морской водой, передает на судно принятые гидрофоном сигналы. Судно, удаляясь от буйа, производит «выстрелы» айрганом. В начале работ буй размещают от судна на расстоянии, достаточ-

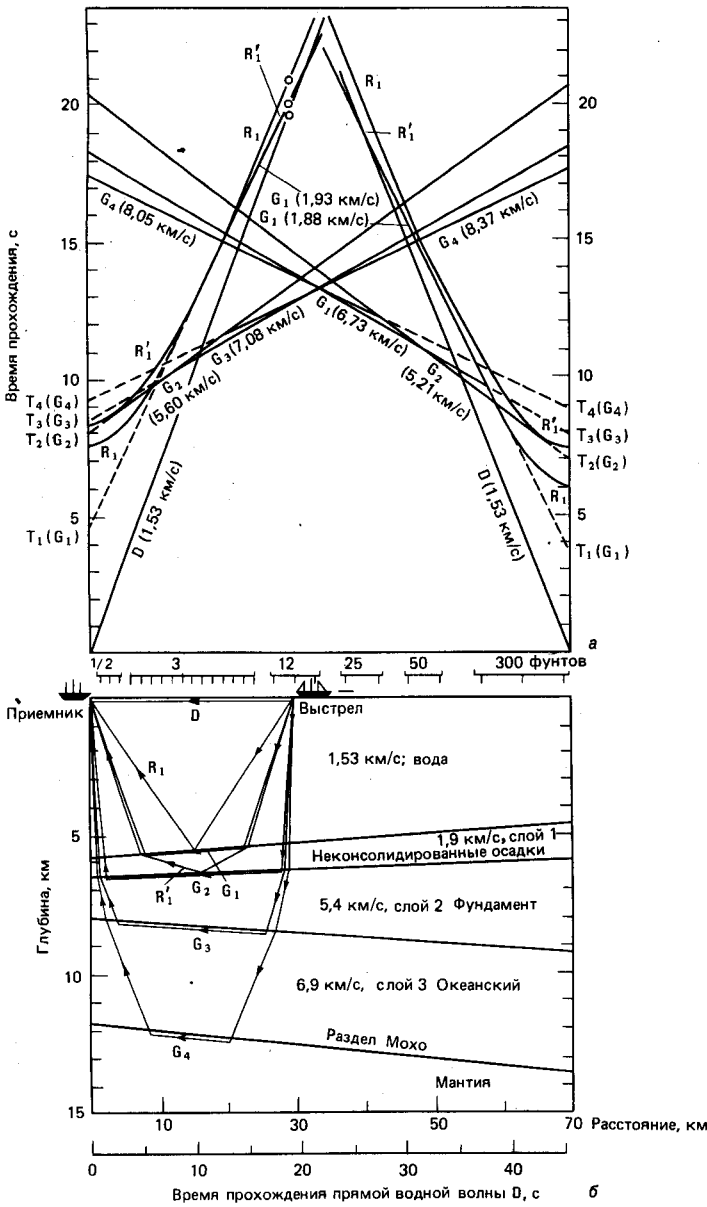


Рис. 2-20. Типичный годограф преломленно-отраженных волн и прямой водной волны (а); пути прохождения волн через слои при расстоянии между источником и приемником звуковых сигналов 30 км (б). (По Тальвани [1024], взято из работы Ботта [120].)

ном для приема прямых и преломленных волн, идущих под большими углами. Радиобуй, таким образом, действует как принимающее судно в двухсудовом варианте. Полученные данные позволяют рассчитать распределение сейсмических скоростей по глубине в толще осадков, скорости преломленных волн и их градиенты.

В конце 60-х и начале 70-х гг. в сейсмическую методику было внесено два существенных усовершенствования, позволившие уточнить наши представления об океанской земной коре: айрганы, производящие не одиночные, а многократные взрывы, и *донные сейсмографы*.

Применение взрывчатых веществ для возбуждения звуковых сигналов требует значительного расстояния между точками взрыва (до нескольких километров). Айрганы большого объема (500–1000 дюйм³ или 7–15 л) позволили сократить это расстояние на первых порах до 1 км. Донные сейсмографы разных типов служат для приема сейсмических сигналов, посылаемых с надводного судна. Они опускаются на дно путем свободного падения. Всплытие обеспечивается с помощью либо реле времени, либо акустического размыкателя. Для регистрации сейсмических сигналов внутрь корпуса сейсмографа помещают приемное устройство и магнитофон. Важнейшими преимуществами донных сейсмографов являются строгая фиксация точки приема и прием в условиях тишины.

В результате зондирования методом преломленных волн к началу 60-х гг. были выявлены основные черты строения океанской земной коры. Установлено, что кора над мантией состоит из трех основных слоев, характеризующихся следующими средними величинами сейсмических скоростей [860]:

Слой 1 (осадочный), мощность обычно менее 500 м

Слой 2 $5,07 \pm 0,63$ км/с, мощность $1,17 \pm 0,75$ км

Слой 3 $6,69 \pm 0,26$ км/с, мощность $4,86 \pm 1,42$ км

Мантия $8,13 \pm 0,24$ км/с

Слой 3 отделен от мантии разделом Мохоровичича, расположенным в океанах на глубине всего 6–7 км от дна, тогда как на континентах глубина раздела Мохоровичича около 40 км. Для суждения о составе пород разных слоев коры сейсмические скорости, определенные методом преломленных волн, были сопоставлены с данными измерения скоростей звука в образцах керна глубоководного бурения [505], в образцах, драгированных с подводных обнажений [346], и в породах офиолитовой серии [822], о чем подробнее сказано в гл. 7.

3. ОКЕАНСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

*Что еще ты увидел
В темном прошлом пучины времени?
Уильям Шекспир*

Стратиграфия

Основные задачи стратиграфии. Осадки и другие стратифицированные породы, покрывающие земную поверхность и океанское дно, содержат информацию об истории земной среды и жизни. Осадочные разрезы дают нам большую часть знаний об эволюции жизни и изменениях среды на Земле, включая историю палеоклиматов, океанской циркуляции, колебаний уровня океана, изменений его геохимии и магнитного поля Земли. Осадочный чехол покрывает все дно океана, за исключением самых молодых областей срединно-океанских хребтов. Он имеет большую мощность на континентальных окраинах, а в результате воздымания морские отложения оказываются и на континентах. Стратиграфия занимается изучением возрастных взаимоотношений слоев осадочных пород, их формы и распространения, литологического состава, ископаемой фауны и флоры, реконструкцией древних условий осадконакопления и геологической истории. Стратиграфия также выясняет взаимоотношения между слоистыми и неслоистыми породами, в том числе магматическими. *Стратиграфическая корреляция* заключается в определении возрастной эквивалентности или относительного положения различных слоев осадочных пород. Еще недавно почти все наши знания о дочетвертичной истории основывались на бурении или изучении обнажений осадочных толщ на континентах, занимающих только небольшую часть земной поверхности. В результате глубоководного бурения (DSDP) стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений приобрела глобальный размах. Большую часть данных об эволюции Земли в настоящее время дает подводная стратиграфия. Палеозойские породы в океанах практически отсутствуют, за исключением низов некоторых континентальных платформ. Традиционная наземная геология и впредь будет обеспечивать всю информацию о ранней эволюции Земли. В этой книге рассматриваются только стратиграфические последовательности, залегающие под океанским дном. Информация о них добывается путем бурения и получения колонок другими способами, а также в результате непосредственных наблюдений с подводных аппаратов. Большие площади морского дна доступны для прямого изучения и опробования, особенно хорошо обнажены срезы слоев на континентальных окраинах. Однако необходимы и дорогостоящие экспедиции с использованием подводных аппаратов.

Стратиграфия служит основой для понимания истории геологических и палеобиологических событий и процессов на Земле. Геологи-практики, прежде всего занимающиеся поисками месторождений углеводородов, используют весь арсенал стратиграфических методов и должны анализировать геологические данные в историческом аспекте. Стратиграф в значительной мере работает как историк, но интересующий его диапазон времени много шире. Геологические образцы содержат по крайней мере два вида информации, необходимой для изучения истории Земли: о возра-

сте (относительном и абсолютном) и о палеосреде (как физической, так и биологической). Более чем за сто лет сложилась хорошо разработанная стратиграфическая система, которая служит основой для получения информации об истории Земли. В общем виде она включает определение *последовательности, относительного возраста, абсолютного возраста и корреляцию* осадочных разрезов или исторических событий. Обычно необходимо проводить исследования в перечисленном порядке, поскольку точное определение возраста очень затрудняется строгими ограничениями применения радиологических методов датирования. Тем не менее конечной целью стратиграфии является знание земной истории, что требует точного определения возраста пород, так как только абсолютная хронология может быть использована для оценки *скоростей* процессов. Получающиеся при этом хронологические рамки обеспечивают основу для понимания геологических процессов и их возможных взаимосвязей. Из этого следует, что точная стратиграфическая шкала имеет большое значение для исследований палеосреды. За исключением трудностей, связанных с доступом к разрезам, морская стратиграфия существенно не отличается от сухопутной, которая развивается уже более столетия. В истории Земли геологов особенно интересует тот интервал времени, когда жизнь была наиболее обильной и разнообразной, о чем свидетельствуют ископаемые остатки растений и животных. Этот период называется *фанерозоем*. Он начинается с докембрия (менее 570 млн. лет назад¹) и включает палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Морские геологи занимаются двумя последними эрами фанерозоя.

Стратиграфические подразделения и номенклатура. Различают три основные отрасли стратиграфии: *литостратиграфию*, *биостратиграфию* и *хроностратиграфию* (табл. 3-1). Литостратиграфия занимается классификацией, описанием и пространственным распространением осадочных комплексов по их литологии. Основные принципы литостратиграфии были заложены давно и к настоящему времени хорошо разработаны. Биостратиграфия занимается выделением и объединением осадочных слоев по содержащимся в них ископаемым остаткам. Хроностратиграфия определяет временную последовательность слоев. Две другие отрасли стратиграфии, которые в настоящее время все шире используются, — это *магнитостратиграфия* и *изотопная стратиграфия*. Магнитостратиграфия выявляет последовательность слоев в соответствии с изменением направления магнитного поля с учетом их возраста. Изотопная стратиграфия основана на относительном содержании стабильных изотопов, особенно кислорода и углерода. Стратиграфическая терминология этих отраслей зафиксирована в формальных стратиграфических кодексах, принятых национальными и международными организациями. Наиболее важным из них является Международный стратиграфический кодекс, составленный под руководством Д. Хедберга. Краткая сводка категорий и единиц, используемых для стратиграфической корреляции, дана в табл. 3-1. Цель кодекса — способствовать международному соглашению по принципам стратиграфической классификации, развитию общепринятой международной стратиграфической терминологии и выработке принципов стратиграфического расчленения для повышения эффективности стратиграфических исследований. Для отражения

¹ Согласно международному соглашению, геологическое время исчисляется в миллионах (млн.) лет назад от современности (от 1950 г.). Для геологической истории составлена геохронологическая шкала, подобная календарю исторических событий. В миллионах лет исчисляется также продолжительность стратиграфических интервалов.

Таблица 3-1. Единицы стратиграфической классификации

Стратиграфические категории	Основные стратиграфические единицы	
Литостратиграфические	Группа Формация Пачка Пласт	
Биостратиграфические	Биозоны: зоны комплексов зоны распространения зоны расцвета (акме-зоны) интервалы другие биозоны	Эквивалентные хронологические единицы
Хроностратиграфические	Эратема Система Отдел Ярус Хронозона	Эра Период Эпоха Век Хрон

различий, существующих между породами в пределах одной толщи, были предложены различные типы единиц, но они касаются лишь разных особенностей одних и тех же слоев и не означают отказа от основных стратиграфических единиц.

Применение литостратиграфических, биостратиграфических и других единиц ограничено районами распространения особенностей пород, по которым они были выделены. Лишь немногие из таких особенностей, если вообще они существуют, достаточно отчетливы и распространены в глобальном масштабе. Стратиграфическая корреляция — простая задача в небольших районах с одинаковой последовательностью пород и ископаемых остатков. Она становится значительно труднее с увеличением расстояния между коррелируемыми разрезами. Традиционное решение этой проблемы, составляющее основу многих стратиграфических кодексов, состоит в выделении *типовых разрезов*, или *стратотипов*, которые служат стандартами или стратиграфическими реперами. Корреляция проводится при помощи этих стратотипов с использованием подходов, дающих наилучшие результаты.

Хроностратиграфия и концепция время — порода. Стратотип занимает центральное место в хроностратиграфической корреляции. Поскольку выбор хроностратиграфических единиц базируется на таком глобальном свойстве, как время отложения или формирования, стратотип фиксирует время определенной стратиграфической единицы. Вследствие этого использование хроностратиграфических единиц автоматически подразумевает глобальную корреляцию, интерес к которой сильно возрос в течение последнего десятилетия в результате глубоководного бурения. Однако, поскольку принципы хроностратиграфии вырабатывались на разрезах, содержащих перерывы, значительно отличающихся по свойствам слагающих их осадков, разгорелись споры по поводу того, какой метод является наилучшим для установления одновозрастности, или *синхронности*, слоев. Общепринятая иерархия хроностратиграфических и геохронологических терминов приведена в табл. 3-1. Эта номенклатура показывает, что одна (хроностратиграфическая) категория характеризуется единицами, отложившимися в течение

определенного интервала геологического времени. Другая (геохронологическая) категория эквивалентна определенному отрезку времени или геохронологической единице как таковой независимо от каких-либо пород. Некоторые стратиграфы считают, что параллельные системы временных и стратиграфических единиц излишни и лучше пользоваться только единицами времени. Однако обе схемы отражают концепцию непрерывного течения геологического времени, разделенного учеными по договоренности на единицы, носящие название геологических *периодов*. Третичный период был подразделен на пять эпох, в число которых входят эоценовая и плиоценовая. Кайнозой разделен на две части. Более древняя из них называется *палеогеном* и состоит из палеоцена, эоцена и олигоцена. Более молодая часть — *неоген* — включает миоцен, плиоцен и четвертичный период. Эти подразделения все шире используются в литературе в основном благодаря тому, что ранняя и поздняя части кайнозоя представляют собой естественные этапы эволюционного развития морской биоты. Термины *палеоген* и *неоген* особенно ценны и часто применяются, поскольку они представляют собой промежуточные, еще не получившие названия хроностратиграфические категории между периодом и эпохой.

Перечисленные подразделения составляют *международную временную шкалу* или *стандартную стратиграфическую шкалу* (рис. 3-1), в настоящее время используемую всеми учеными. Любый стратиграф легко поймет коллегу, который пишет о меле, миоцене или апте, поскольку это глобально установленные подразделения, соответствующие определенным временным интервалам. Например, мел охватывает интервал времени (неосязаемое свойство) от 135 до 65 млн. лет назад. Если мы говорим об этом интервале в контексте времени, мы называем его *меловым периодом*, но, говоря об отложившихся в течение этого интервала времени породах, употребляем термин *меловая система*.

Итак, целью современной хроностратиграфии является разработка стандартной стратиграфической шкалы для ее глобального использования (рис. 3-1). Она должна дать не единую систему единиц, по которым производится корреляция, а оперативную временную шкалу, с которой каждый изучающий историю Земли может сопоставить свои разнообразные данные. Стандартные хроностратиграфические единицы были выработаны как инструмент номенклатуры для лучшего взаимопонимания, но, в сущности, они являются единицами времени. Основные рабочие хроностратиграфические единицы — это *ярус* и *век*. Они охватывают небольшие интервалы геологического времени и пригодны по охвату и рангу для нужд и целей межрегиональной классификации (табл. 3-1). Все стратотипы принятых в международном масштабе ярусов находятся в Европе, где проводились самые первые исследования.

Поскольку первоначальные определения границ между ярусами часто нечеткие, иногда не ясно, какой стратотип яруса должен использоваться для выбора границы. И хотя многие ярусы выделяются четко, некоторые из них частично или полностью перекрывают друг друга по времени и оказываются излишними. Для более четкого определения положения границ необходимо детальное изучение стратотипов. Большинство стратиграфов считают, что верхняя и нижняя границы каждого стратотипа являются фиксированными стратиграфическими отметками или «золотыми кольшками». Эти «кольшки» фиксируют верх и низ каждой стратиграфической единицы. Сущность стратиграфической корреляции состоит в сопоставлении геологических разрезов или пород с определенными временными уровнями.

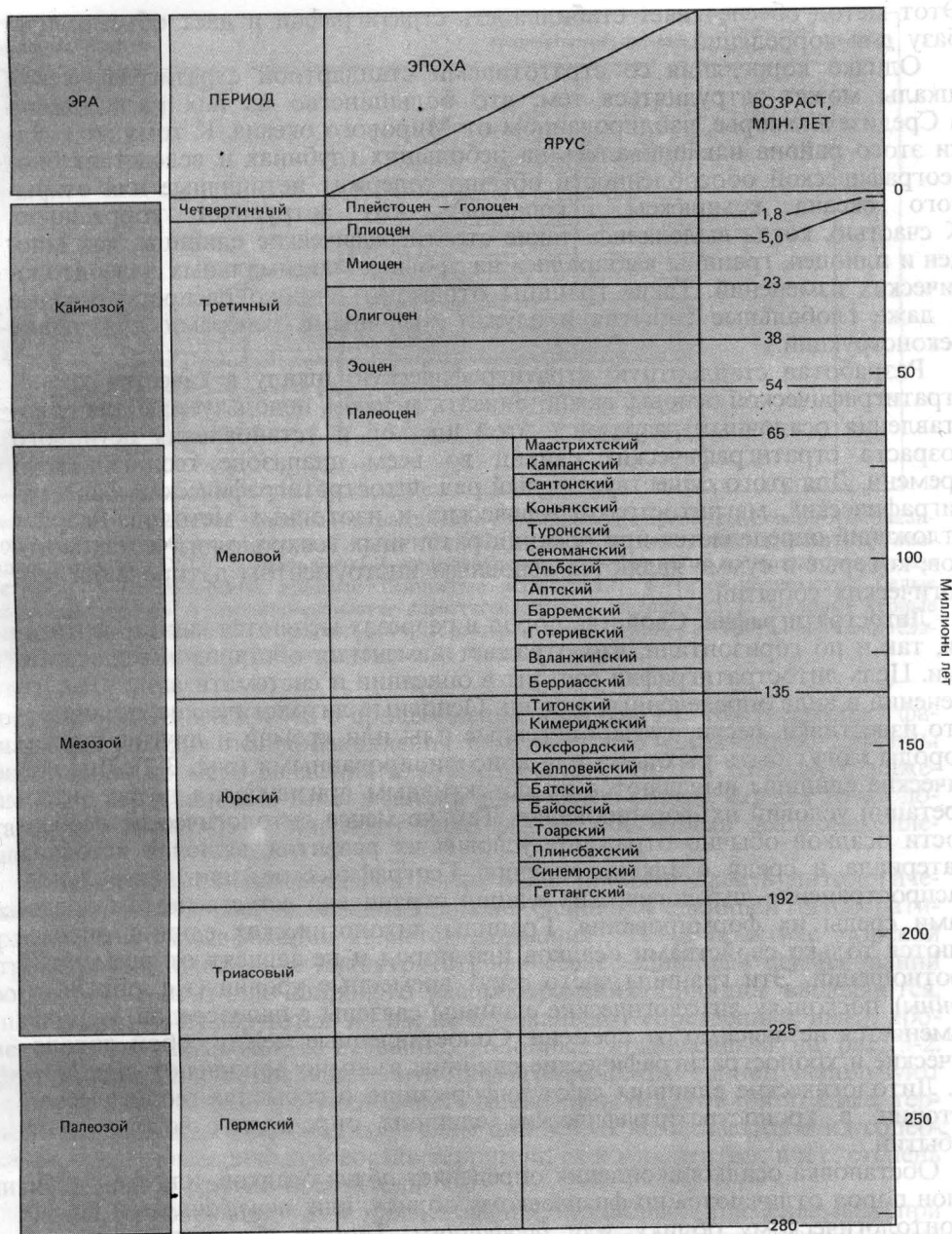


Рис. 3-1. Геохронологическая шкала позднего фанерозоя (0–280 млн. лет).

Этот метод обеспечивает стабильность стратиграфии и дает объективную базу для корреляции.

Однако корреляция со стратотипами стандартной стратиграфической шкалы может затрудняться тем, что большинство из них расположено в Средиземноморье, изолированном от Мирового океана. К тому же осадки этого района накапливались на небольших глубинах и вследствие биогеографической обособленности обычно содержат нетипичные для открытого океана комплексы ископаемых, что затрудняет корреляцию. К счастью, когда выделялись такие стратиграфические единицы, как миоцен и плиоцен, границы выбирались на уровнях максимальных палеонтологических изменений. Такие границы отражают широко распространенные и даже глобальные события и служат отличными реперами для наших реконструкций.

Разработав стандартную стратиграфическую шкалу в качестве хроностратиграфической основы, важно описать *методы*, используемые для сопоставления осадочных разрезов с этой шкалой и установления истинного возраста стратиграфических единиц во всем диапазоне геологического времени. Для этого существует целый ряд литостратиграфических, биостратиграфических, магнитостратиграфических и изотопных методов. Возраст отложений определяется при помощи различных геохронологических методов, которые в сумме являются основным инструментом датирования геологических событий.

Литостратиграфия. Свойства пород в разрезах меняются как по вертикали, так и по горизонтали, что отражает изменения обстановок седиментации. Цель литостратиграфии состоит в описании и систематизации этих изменений в виде определенных единиц. Основные литологические единицы — это известняки, пески, туфы, биогенные илы или кремни и другие, причем породы могут быть рыхлыми или консолидированными (рис. 3-2). Литологические единицы выделяются по объективным признакам, а не по интерпретации условий их формирования. Тем не менее литологические особенности осадков обычно отражают условия их развития, включая источник материала и среду осадконакопления. Географическое, или латеральное, распространение литологических единиц ограничено естественными пределами среды их формирования. Границы литологических единиц определяются только свойствами осадков или пород и не зависят от временных соотношений. Эти границы часто секут временные уровни (т. е. они *диахронны*), поскольку литологические единицы связаны с палеосредой, которая изменяется независимо от времени. Сопоставленные между собой литологические и хроностратиграфические единицы взаимно дополняют друг друга. Литологические единицы дают информацию о событиях геологической истории, а хроностратиграфические единицы определяют возраст этих событий.

Обстановка осадконакопления определяет *облик* осадков, или их *фации*. Слои пород отличаются по физическому облику, или *литофациям*, и по палеонтологическому облику, или *биофациям*. Термин *фация* полезен при описании латеральных переходов между различными типами осадков, отражающих смену условий среды, например перехода от осадков эстуария к осадкам континентального шельфа. На больших глубинах существуют многочисленные постепенные переходы, связанные с латеральными и вертикальными изменениями океанологических условий: биологической продуктивности, поступления терригенного материала и другими факторами. Смена фаций во времени обусловлена движением литосферных плит в сто-

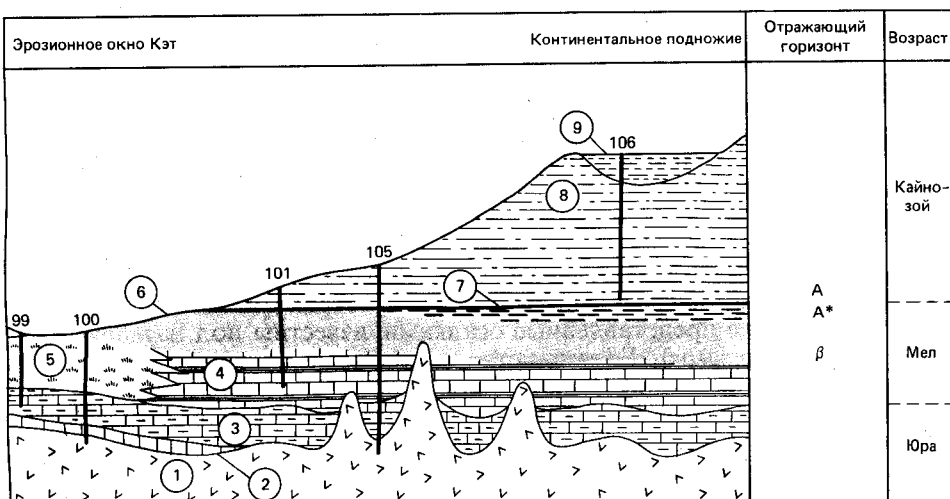


Рис. 3-2. Литологические единицы и отражающие сейсмические горизонты Северо-Американской котловины в Северо-Западной Атлантике [626]. Показано положение скважин глубоководного бурения DSDP. 1-базальты; 2-келловейские-?-оксфордские зеленовато-серые известняки; 3-позднеюрские красные глинистые известняки; 4-титон-неокомские белые и серые известняки; 5-титон-неокомские известковые илы и песчий мел; 6-меловые черные глины; 7-позднемеловые-?-раннетретичные пестроцветные глины; 8-третичные гемипелагические глины; 9-четвертичные терригенные пески и глины.

роны от океанского хребта в процессе спрединга (см. гл. 16). Поскольку фациальные условия осадконакопления изменяются с увеличением глубины (расстояния) по мере движения плиты от оси хребта, это находит отражение как в вертикальной, так и в латеральной смене фаций: каждая точка ложа океана со временем проходит через разные обстановки осадконакопления.

В традиционной наземной геологии было принято давать литологическим единицам формальное наименование. Основной единицей литостратиграфической классификации является *формация*¹. Но в практике морской стратиграфии присвоение литостратиграфическим единицам наименований формаций не получило широкого распространения. Единицы выделяются, описываются и нумеруются, но им не присваивают собственных имен, кроме простых описательных названий, подобных приведенным на рис. 3-2. Для выделения и корреляции литостратиграфических единиц используют разнообразные характеристики: генетические типы осадков (биогенные, терригенные, вулканогенные осадки); типы биогенных компонентов и их содержание; гранулометрический состав терригенных компонентов; цвет; степень литификации и другие показатели.

Отказ от формационных наименований, подобных применяемым при геологической съемке на суше, вызван рядом обстоятельств. К ним относятся меньшее разнообразие типов осадков, слагающих литостратиграфические единицы, более простое и однообразное строение последних на больших площадях, слишком редкая для стратиграфического контроля сеть скважин и невозможность детального картирования. Выделению и карто-

¹ Термин «формация» в американской геологической литературе приблизительно соответствует применяемому в советской литостратиграфии термину «свита». — Прим. перев.

ванию литостратиграфических единиц при глубоководном бурении существенную помощь оказывают различные методы каротажа. Например, благодаря тому что отдельные слои характеризуются определенной электропроводностью или скоростью звука, путем измерения этих параметров можно получить непрерывный разрез в пробуренной скважине. Каротаж ценен тем, что позволяет изучать физические свойства пород даже в том случае, если керн не был получен. Методы каротажа помогают достраивать неполные стратиграфические разрезы, получаемые при обычном роторном бурении.

Стратиграфическая последовательность осадков в глубоких частях океанов часто нарушена интервалами эрозии и отсутствия отложения. Такие интервалы времени, не представленные осадками, известны под названием *несогласий* (или *перерывов*). Большинство несогласий в океанах появляется в периоды активной эродирующей деятельности придонных течений. Периоды отсутствия отложения осадков могут проявляться в тех районах, где придонные течения достаточно активны и препятствуют осадконакоплению, но не имеют такой высокой скорости, которая обеспечивает эродирующее действие. Несогласия могут образовываться и вследствие полного растворения биогенных осадков с небольшим содержанием терригенных компонентов. Несогласия представляют собой *негативные* геологические особенности. Это значит, что они не содержат какой-либо информации о возрасте пород или о палеосреде. Морские геологи обычно стараются датировать несогласия, поскольку они часто являются следствием важных океанских процессов, таких как усиление активности придонных вод. Отдельные несогласия могут проследиваться на обширных пространствах дна океанов. Выявлению стратиграфического положения несогласий уделяется большое внимание.

Тефрохронология. Литологические единицы, как правило, имеют небольшие ареалы распространения, что ограничивает возможности их использования для корреляции разрезов на дальние расстояния. Исключение составляют прослойки вулканического пепла или стекла, служащие хорошими *маркирующими* горизонтами при корреляции разрезов морских отложений. Вулканогенный материал, образующий единичный слой пепла, выбрасывается вулканом в ходе извержения за несколько дней или недель. Отлагаясь практически мгновенно на огромной площади, иногда на расстоянии до 4000 км от очага извержения (рис. 3-3), такие вулканогенные маркирующие слои представляют в отличие от других литологических горизонтов строго синхронные поверхности в толще осадков. Изучение пепловых прослоев, в том числе их возраста, площадей распространения и химического состава, в стратиграфических целях получило название *морской тефрохронологии*. Обзор тефрохронологических исследований дан в работе Кеннетта [576].

Пепловые прослойки обычно выделяются в осадках четко. Стекло в каждом слое может иметь свои специфические особенности состава — геохимический «отпечаток пальца» конкретного единичного извержения или серии извержений одного вулкана, происшедших за короткий промежуток времени из единого магматического очага. Если магма не оставалась однородной, то образовавшиеся в результате ее извержения прослойки тефры будут иметь специфический смешанный состав, который легко определить путем анализа всего нескольких зерен стекла на электронном микроанализаторе. Метод микроанализа стекол весьма ценен при корреляции отдельных пепловых прослоев.

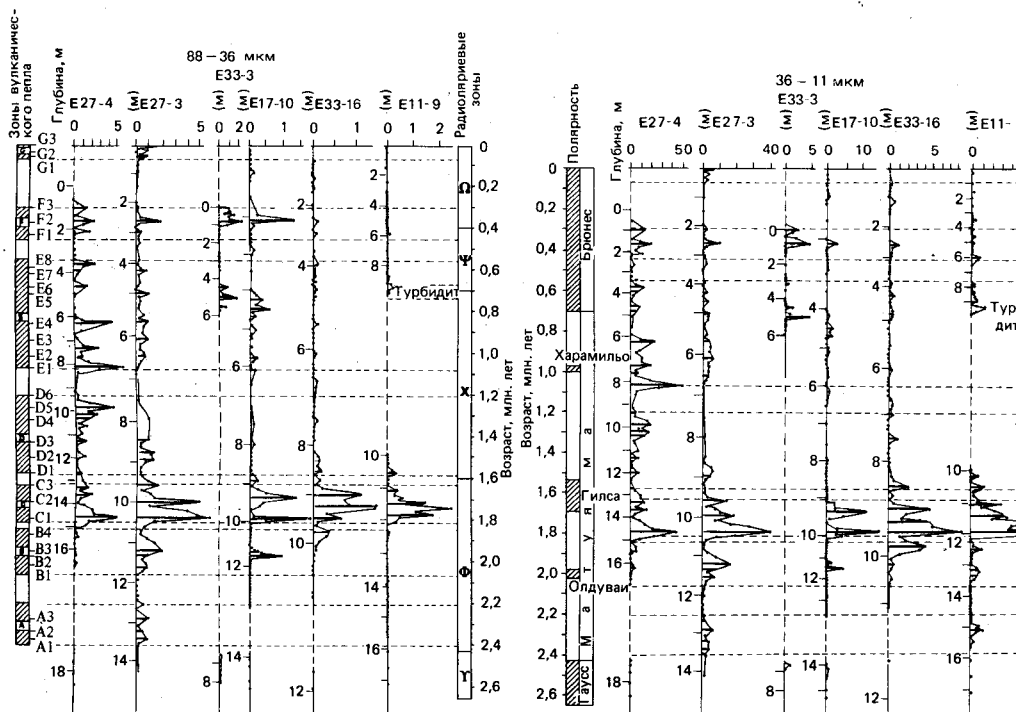


Рис. 3-3. Тефрохронология серии колонок Южного океана, взятых в секторе между морем Росса и юго-восточной частью Тихого океана. Периоды максимальных скоростей накопления вулканического стекла (в двух фракциях различной размерности слева и справа) отмечены буквами от А до Г. Цифрами (от 1 до 8), помещенными возле букв, отмечены возможные единичные вулканические извержения или серии близко расположенных извержений. Скорости аккумуляции даны в абсолютных массах ($\text{мг}/(1000 \text{ лет} \cdot \text{см}^2)$). Возрасты колонок определены палеомагнитным методом. Заимствовано у Хуанга и др. [499, с. 1307]; публикуется с разрешения Геологического общества США.

Вещество пепловых прослоев пригодно также для радиологических датировок, по которым можно судить об абсолютном возрасте вмещающих пород и содержащихся в них ископаемых остатков. Помимо определения возраста методами тефрохронологии удастся решить еще ряд других важных задач, а именно:

1. Получить информацию об отдельных извержениях или о сериях извержений. С помощью тефрохронологии удастся оценить объем выброшенного материала, силу извержения, а возможно, даже его длительность.

2. Получить информацию о геохимических особенностях вулканических очагов и об их изменениях во времени.

3. Проследить тектоническую историю вулканических регионов по разрезам, содержащим прослой тефры. Делаются попытки связать историю вулканизма с локальными или региональными тектоническими движениями. В разрезах вулканогенных отложений наблюдается эпизодичность, позволяющая судить о вулканической деятельности, происходившей в течение кайнозоя на огромных площадях вне зависимости от локальных тектонических условий (см. гл. 12). Начало вулканизма может служить предвестником зарождающейся тектонической активности региона.

4. Изучить временные соотношения между палеоклиматами и историей вулканических извержений по глубоководным тефровым отложениям.

Кроме преобладающего вулканического стекла для идентификации отдельных пепловых прослоев можно использовать минеральный состав фенокристаллов или содержание определенных тяжелых минералов (например, титаномагнетита). Среди минералов фенокристаллов обычно преобладают плагиоклазы, второй по распространенности является роговая обманка. Из геохимических характеристик наиболее показательны содержание кремнезема в стекле и соотношение элементов-примесей. Кроме того, при тефрохронологической корреляции разрезов используются данные гранулометрического анализа (рис. 3-3), в том числе анализа тонких фракций (мельче 63 мкм). Таким путем удастся получить более полную информацию о распространении тефры, чем при изучении только визуально различимых пепловых прослоев. Дело в том, что уровни максимального накопления тефры не обязательно выражены в виде четких пепловых прослоев. Часто тефра перемешана с осадками и обнаруживается только по данным гранулометрического анализа. Пример коррелированных таким путем разрезов приведен на рис. 3-3.

По стратиграфическому распространению слоев тефры в глубоководных осадках получены важные сведения о кайнозойском вулканизме. Историю вулканизма трудно изучать на суше вблизи самих вулканов, ибо наземные вулканокластические отложения либо совсем лишены оскопаемых остатков, либо содержат их очень мало. Мелководные морские тефровые отложения отличаются большими мощностями и монотонностью, что затрудняет корреляцию разрезов. В районах интенсивного вулканизма древние отложения погребены под молодыми вулканитами и недоступны для изучения. Отсюда следует, что дочетвертичную историю эксплозивного вулканизма лучше всего можно проследить по пепловым прослоям в разрезах глубоководных осадков областей вулканической активности. Такие разрезы, вскрытые глубоководным бурением, служат теперь основным источником информации о кайнозойском эксплозивном вулканизме.

Изучение третичной истории эксплозивного вулканизма по данным о глубоководных слоях тефры осложняется двумя обстоятельствами — диагенетическими изменениями пепла и движением литосферных плит, которые оказывают влияние на глобальные закономерности распространения древних вулканокластических отложений. Вулканическое стекло в глубоководных осадках довольно быстро замещается цеолитами и глинистыми минералами, что искажает картину распространения тефры. Поэтому для изучения истории вулканизма иногда используют данные о распространении аутигенных глин, образовавшихся в результате вторичных изменений стекол. Привлекаются также данные о частоте встречаемости других, более устойчивых к растворению вулканогенных минералов, например плагиоклазов.

Второе осложняющее обстоятельство — движение плит — не сказывается сразу после извержения и не имеет значения для четвертичной тефрохронологии. Но уже для третичных отложений перемещения ареалов распространения тефры на движущихся плитах могут быть существенными, создавая серьезные проблемы при интерпретации данных. Если плита движется в сторону центров эксплозивного вулканизма, то количество вулканокластических отложений на ней возрастает по мере приближения к ним. Такая картина наблюдалась в скважинах, пробуренных в Тихом океане к юго-востоку от Японии [788].

Биостратиграфия. Цель биостратиграфии состоит в выделении определенных единиц в породах и их корреляции по разнообразным ископаемым остаткам. Биостратиграфические единицы уже более 150 лет используются для расчленения и корреляции осадочных разрезов и служат основой для определения возраста и условий их формирования. Организмы особенно чувствительны к изменениям среды по сравнению с таким неорганическим материалом, как осадки, и могут изменяться даже в ответ на неуправляемые вариации параметров среды. Следовательно, ископаемые остатки дают более детальную информацию о палеосреде, когда эти связи уже установлены.

Ископаемые остатки обеспечивают биологов исторической информацией, помогающей им лучше понять современные организмы, а также их эволюцию и распространение. Однако в общей геологии одно из главных

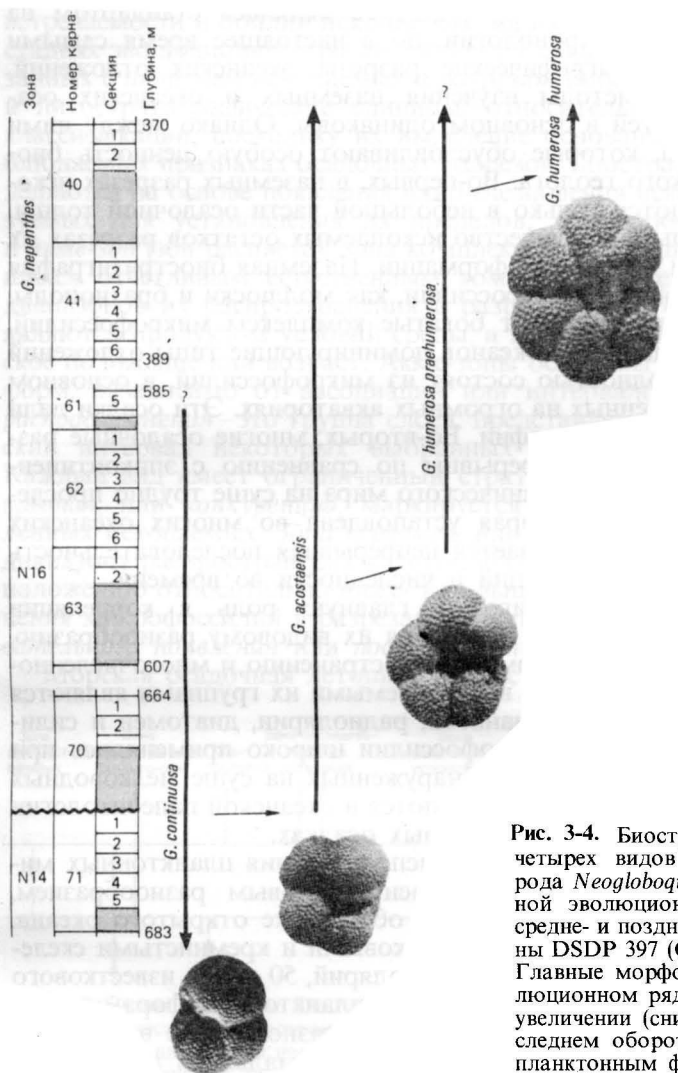


Рис. 3-4. Биостратиграфические интервалы четырех видов планктонных фораминифер рода *Neogloboquadrina*, принадлежащих к одной эволюционной линии наследования, в средне- и позднемiocеновых осадках скважины DSDP 397 (Северо-Восточная Атлантика). Главные морфологические изменения в эволюционном ряду проявились в постепенном увеличении (снизу вверх) числа камер в последнем обороте. Слева показаны зоны по планктонным фораминиферам [900].

назначений микропалеонтологии состоит в определении относительного возраста осадочных разрезов при помощи биостратиграфических подходов. Изменения ископаемой фауны и флоры служат важными показателями в биостратиграфии (рис. 3-4). Необратимые изменения вызывались эволюцией, вымиранием и крупномасштабной миграцией организмов. По ним удается или не удается проследить временные уровни на больших территориях, но они формируют границы основных биостратиграфических единиц, называемых *биозонами* или *биостратиграфическими зонами* (табл. 3-1). Обратимые фаунистические изменения вызывались временными колебаниями условий среды и менее важны для биостратиграфии.

Главные биостратиграфические методы были разработаны при изучении морских и наземных разрезов до того, как начались исследования в океанах. Данные по ископаемым остаткам морских организмов сыграли важную роль в разработке шкалы геологического времени. Установленная на суше последовательность ископаемых остатков являлась стандартом на ранних стадиях развития биохронологии, но в настоящее время самыми надежными стали биостратиграфические разрезы океанских отложений.

Биостратиграфические методы изучения наземных и океанских осадочных последовательностей в основном одинаковы. Однако между ними есть несколько различий, которые обуславливают особую ценность биостратиграфии для морского геолога. Во-первых, в наземных разрезах ископаемые остатки встречаются только в небольшой части осадочной толщи. Даже в содержащих большое количество ископаемых остатков разрезах их редко находят в каждом пласте или формации. Наземная биостратиграфия в основном использует такие макрофоссилии, как моллюски и брахиоподы. Напротив, морские осадки содержат богатые комплексы микрофоссилий, и на большей части площади дна океанов доминирующие типы отложений (биогенные илы) почти полностью состоят из микрофоссилий, в основном планктонных, распространенных на огромных акваториях. Эти осадки дали много полезного для биостратиграфии. Во-вторых, многие осадочные разрезы в океанах относительно непрерывны по сравнению с эпиконтинентальными. Поэтому эволюцию органического мира на суше трудно проследить с той же детальностью, которая установлена во многих океанских разрезах, где часто ясно прослеживается непрерывная последовательность морфологических изменений, вариаций и численности во времени.

Планктонные микрофоссилии играют главную роль в корреляции и определении возраста отложений благодаря их видовому разнообразию, обилию, быстрой эволюции, широкому распространению и многочисленности в разрезах. Основными, широко используемыми их группами являются фораминиферы, известковый нанопланктон, радиолярии, диатомеи и силикофлягелляты (см. гл. 16). Хотя макрофоссилии широко применялись при решении стратиграфических проблем обнаруженных на суше мелководных морских отложений, они почти не используются в океанской палеонтологии из-за редкой встречаемости в глубоководных осадках.

Большие потенциальные возможности использования планктонных микрофоссилий в биостратиграфии обусловлены видовым разнообразием, установленным в современной тропической обстановке открытого океана. Здесь развиваются комплексы форм с известковыми и кремнистыми скелетами, состоящие примерно из 200 видов радиолярий, 50 видов известкового нанопланктона и 50 видов диатомей, 30 видов планктонных фораминифер и примерно 15 видов силикофлягеллят. Видовое разнообразие всех групп, за исключением диатомей и силикофлягеллят, максимально в тропических

водах и значительно уменьшается по направлению к высоким широтам. Уменьшение видового разнообразия микрофоссилий приводит к сокращению числа биостратиграфических событий в геологической летописи и, таким образом, к снижению биостратиграфического разрешения.

Биостратиграфическая корреляция учитывает сходство ископаемых комплексов разных осадочных разрезов и основана на палеонтологических событиях, классифицированных в соответствии с их последовательностью в разрезе. Биостратиграфическое разрешение выше там, где установлено происхождение, или *филогенетическая последовательность*, видов в пределах линии наследования [989].

Выделяется несколько типов биостратиграфических зон в зависимости от положенных в их основу палеонтологических параметров (рис. 3-5). Выделение может базироваться на естественных ассоциациях ископаемых, на пределах распространения ископаемых таксонов или таксона, на частоте встречаемости и обилии ископаемых, на их морфологических особенностях, стадиях эволюционного развития или на каких-либо других вариациях, связанных с наличием ископаемых в разрезах. Биостратиграфические зоны, как и литостратиграфические единицы, — относительно объективные продукты классификации, поскольку их выделение основано на непосредственно наблюдаемых признаках осадочных разрезов. Биостратиграфические зоны выделяются на основе появления или исчезновения ископаемых групп, используемых для установления их пределов, за исключением зон комплексов и акме-зон (зон расцвета). Зона комплекса — это группа слоев, характеризующихся отчетливым естественным комплексом всех форм независимо от диапазонов их распространения в разрезе. Такие естественные комплексы являются продуктом условий среды, а не отражают точное стратиграфическое положение или возраст. Акме-зоны основаны на обилии определенных форм, независимо от ассоциаций или интервалов распространения. *Зона распространения* — это группа слоев, представляющих собой стратиграфический интервал некоторых выбранных ископаемых элементов (рис. 3-5). Каждый вид имеет ограниченный стратиграфический интервал. *Зона перекрытия*, или *конкуренции*, маркируется перекрытием интервалов определенных ископаемых. *Зона перерыва*, или *зона пропуска*, определяется не по диапазону распространения какого-либо особого элемента, а только по его положению относительно ниже- или вышележащих зон. Непрерывные изменения микрофоссилий в разрезах позволяют также выделять *зоны последовательного появления* или *последовательного исчезновения* (рис. 3-5).

Морская осадочная летопись предоставляет большие возможности для

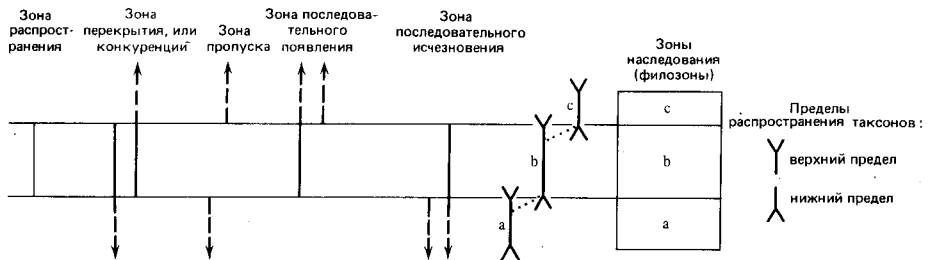


Рис. 3-5. Различные типы биостратиграфических зон. Вертикальными стрелками показано стратиграфическое распространение видов. Стрелки направлены в сторону увеличения возраста вверх или вниз. Зоны наследования, или филозоны, приведены справа и основаны на зонах распространения (a, b и c) в пределах эволюционной последовательности видов.

изучения непрерывных эволюционных рядов. В некоторых линиях наследования морфологические изменения, по-видимому, происходят непрерывно, а не скачкообразно, и, следовательно, подразделение на виды можно производить почти произвольно [686]. Эти подразделения образуют *зоны наследования* (рис. 3-5), являющиеся частями эволюционной последовательности. Теоретически возможно разделить их на большее число коротких зон наследования, если постепенные морфологические изменения описаны подробно. Большинство современных биостратиграфических зональных схем основано на первом и последнем появлении ископаемых групп и включает комбинацию зон конкуренции, распространения, последовательного появления и последовательного исчезновения. Географический диапазон использования зон зависит от распространения таксонов, учитывавшихся при их выделении.

Разрешающая способность и географические пределы биостратиграфической корреляции ограничены неполнотой геологической летописи и многими другими факторами. Самые удобные для применения зональные шкалы часто базируются на относительно консервативных элементах комплексов, которые наиболее распространены, легко определены и устойчивы к растворению. Разрешение может быть улучшено более точным определением пределов морфологической изменчивости таксонов и более дробным разделением эволюционных линий наследования. Усложняющие факторы в основном связаны с местными условиями среды обитания организмов, а также с переотложением, растворением и изменением при захоронении. Точность корреляции контролируется географическим распространением таксонов, их морфологическим постоянством и стратиграфическим диапазоном в пределах географического ареала.

Необходимо подчеркнуть два важных фактора в использовании планктонных видов при биостратиграфической корреляции. Во-первых, все планктонные виды имеют ограниченное географическое распространение, поэтому зональные схемы также региональны. Ни один из видов не распространен столь широко, чтобы он мог встречаться во всех районах Мирового океана в одно и то же время [990]. Во-вторых, вид обычно не появляется и не исчезает одновременно во всех океанах. Большинство видов имеет диахронное стратиграфическое распространение в пределах географических ареалов. Планктонным организмам необходимо время для адаптации к различным водным массам при расширении географических пределов распространения. Появление или исчезновение определенных видов также трансгрессивно по времени вследствие изменения океанологических условий.

Чтобы установить полноту любой зональной схемы, ее необходимо сопоставить с какой-нибудь надежной хроностратиграфической шкалой. Самыми надежными из имеющихся хроностратиграфических схем являются шкалы палеомагнитных инверсий и изотопно-кислородная. Кроме этого, может быть использована зональная шкала по другой группе микрофоссилий, которая уже прокоррелирована с последовательностью палеомагнитных событий или изотопно-кислородной стратиграфией. Консервативные виды живут 20 млн. лет или больше, стратиграфический интервал большинства видов около 5 млн. лет, а быстро эволюционирующие формы могут существовать 1 млн. лет или меньше. Скорости эволюции в комплексах меняются со временем. Скорость эволюции планктонных фораминифер в течение кайнозоя, по-видимому, изменилась в 10 раз.

В последние годы зональная концепция в биостратиграфии была допол-

нена использованием *опорных* (или *датировочных*) *уровней* (datum levels). Они базируются в основном на внезапном первом эволюционном появлении (FAD – уровень первого появления или LAD – уровень последнего появления) микрофоссилий и считаются самыми широко распространенными и отчетливыми *событиями* в палеонтологической летописи. Ценность опорных уровней впервые хорошо продемонстрировали Хорнибрук и Эдвардс [490], применившие их к общей последовательности планктонных фораминифер и известкового нанопланктона в Новой Зеландии. Такие события играют важную роль при корреляции удаленных друг от друга разрезов.

На практике не все виды микрофоссилий одинаково полезны для целей корреляции, и могут быть субъективно выделены три категории по их надежности в следующем порядке:

1. *Первая категория.* Легко определяемые, часто встречающиеся, устойчивые к растворению; с быстрым первым эволюционным появлением или очень стабильным интервалом распространения.

2. *Вторая категория.* Легко определяемые, присутствующие почти повсеместно, но не обязательно многочисленными; с постепенным первым эволюционным появлением или почти постоянным интервалом.

3. *Третья категория.* Надежное определение затруднено, редки; либо экология не очень хорошо известна, географическое распространение ограничено, либо известны лишь в отдельных разрезах, либо стратиграфический интервал неясен из-за пропусков в отборе образцов и несогласий.

Быстрый прогресс в биостратиграфии за последние два десятилетия привел к стандартизации зональных схем по известному нанопланктону и кремнистым микрофоссилиям для низких широт. В настоящее время широко используются две основные кайнозойские зональные схемы по планктонным фораминиферам для низких широт. Первая из них была разработана Болли [113] по наземным разрезам Карибского региона, вторая – Бэннером и Блоу между 1962 и 1965 гг. для экваториальных областей Мирового океана. Шкала Бэннера и Блоу [36]¹ (рис. 3-6) нашла широкое применение не только благодаря своей пригодности в тепловодных районах земного шара, но и из-за короткой номенклатуры для обозначения последовательности зон. В палеогене выделено 22 зоны, пронумерованные от P1 (палеоцен) до P22 (поздний олигоцен), а в неогене – 20 зон, от N4 (ранний миоцен) до N23 (позднечетвертичная, рис. 3-6). Ценность пронумерованной зональной шкалы состоит в том, что любой морской геолог, даже не микропалеонтолог, может легко определить стратиграфическое положение зоны, когда речь не идет о точной корреляции. Так легче запомнить, что зона N19 имеет раннеплиоценовый возраст, чем вспомнить палеонтологические критерии ее выделения, т. е. то, что она является зоной совместного существования *Sphaeroidinella dehiscens* – *Globoquadrina altispira*. Другая широко распространенная схема была разработана Мартини и Уорсли [695] по неогеновым известковым нанофоссилиям. Она состоит из 21 зоны, пронумерованной от NN1 (ранний миоцен) до NN21 (позднечетвертичная), где NN – неогеновая нанопланктонная зона. В палеогене установлено 25 NP зон², где NP – палеогеновая нанопланктонная зона. На рис. 3-6 приведена последовательность этих зон и их корреляция друг с другом и со стандарт-

¹ Это шкала для неогена, шкала для палеогена разработана Блоу [Blow, 1969]. – Прим. перев.

² Палеогеновые зоны установлены Мартини [Martini, 1970, 1971]. – Прим. перев.

Млн. лет	Эпоха	Форами-ниферовые зоны	Нанозоны	Радиоляриевые зоны	
1,85	Плейстоцен	N23	NN20 & 21		
		N22	NN19		
5	Плиоцен	Поздний	NN18	<i>P. prismatium</i>	
			NN17		
			NN16		
		Ранний	N20	NN15	<i>S. pentas</i>
			N19	NN14	
10	Миоцен	Поздний	NN13		
			N18	NN12	
			N17	NN11	<i>S. peregrina</i>
		Средний	N16	NN10	<i>O. penultimatus</i>
			N15	NN9	<i>O. antepenultimatus</i>
		Ранний	N14	NN8	<i>C. pettersoni</i>
			N13	NN7	
			N12	NN6	<i>C. laticonis</i>
			N11	NN5	<i>D. alata</i>
			N10	NN4	
N9	NN3		<i>C. costata</i>		
N8	NN2		<i>C. virginis</i>		
N7	NN1				
30	Олигоцен	Поздний	N5		
			N4		
			N3	NP25	<i>L. bipes</i>
		Ранний	N2	NP24	<i>D. ateuchus</i>
			N1	NP23	
35	Эоцен	Поздний	P22		
			P21		
			P20		
			P19	NP22	<i>T. tuberosa</i>
40	Поздний	P18	NP21		
		P17	NP20	<i>T. bromia</i>	
		P16	NP19		
		P15	NP18	<i>T. tetracantha</i>	

Рис. 3-6. Сопоставление зональных шкал по планктонным фораминиферам, известковому наупланктону и радиоляриям для последних 43 млн. лет с геохронологической шкалой. Фораминиферовые зоны показаны в основном по Блоу (1969), нанозоны – в основном по Мартини и Уорсли [695], радиоляриевые зоны – по Риделю и Санфилиппо [871], хронология – по Харденболу и Бергтрену [423], Бергтрену и ван Кауверингу [91].

ной стратиграфической шкалой. Перечисленные зональные схемы хорошо работают для тропических и теплых субтропических областей океанов, но лишь частично применимы к осадкам того же возраста в умеренных или холодноводных областях. Для таких областей имеются свои хорошо разработанные зональные схемы, например шкала Дженкинса [526] для умеренных районов Южного полушария. За последние десятилетия также возросло значение кремнистых организмов (радиолярий и диатомовых) для кайнозойской биостратиграфии высоких широт, где они более важны, чем известковые микрофоссилии, имеющиеся в этих районах небольшое видовое разнообразие. Для мела также есть хорошо разработанные зональные шкалы, базирующиеся на всем разнообразии планктонных групп. Однако ранний мезозой отсутствует почти во всех зональных схемах, кроме шкалы по радиоляриям, так как три главные группы планктонных микрофоссилий современного океана (фораминиферы, диатомеи и известковый нанопланктон) не развились до поздней юры или раннего мела.

Геохронология. Для понимания истории Земли, в том числе океанов, необходимо знать истинный возраст пород, разрезов и событий. Наука о датировании пород называется *геохронологией*. Последовательность геологических событий можно было воссоздавать даже без геохронологии, используя ископаемые организмы и широкий спектр других геологических критериев. Геохронология позволяет определить возрастные рамки этих событий, и поэтому она важна с двух точек зрения.

1. Знание возраста дает возможность оценить скорости геологических процессов и биологической эволюции. Это создает хорошую основу для лучшего понимания характера процессов.

2. Данные о возрасте пород и разрезов служат дополнительным параметром для корреляции различных типов пород, особенно на больших расстояниях, и помогают восстанавливать правильную последовательность событий.

Геохронология сыграла важную роль в морских геологических исследованиях. Большинство методов первоначально было использовано для датирования пород на суше и океанских островах, а затем для решения океанологических проблем. Все методы базируются на радиоактивном распаде. Каждый радиоактивный изотоп имеет специфическую константу распада или период полураспада. Изотопы с коротким периодом полураспада годятся только для датирования молодых пород, тогда как при благоприятных условиях изотопы с большим периодом полураспада могут использоваться в широком диапазоне возрастов. Возраст, определенный по радиоизотопам, называется *радиологическим возрастом*.

Используется также несколько других методов датирования, таких как подсчет *годовых слоев* ленточных глин. Этот метод применим только к разрезам очень молодых отложений. Однако даже в этом случае необходимо подтвердить радиоактивными методами, что слои именно годовые. *Согласующиеся возрасты* — это сходные возрасты, определенные более чем одним методом датирования. При использовании геохронологических методов часто получают *несходящиеся возрасты*; они дают важную информацию, например о влиянии тектоники на радиологические даты.

Шкала *относительного* возраста постепенно разрабатывалась и улучшалась с самого начала геологических исследований. Корреляция проводилась по всей Земле с использованием последовательности ископаемых остатков. Калибровка этой относительной временной шкалы в единицах времени (годах) заняла много лет. Между 1955 и 1965 гг. была установлена шкала фи-

зического времени. Она получена путем интеркалибрации по времени различных установленных стратиграфических единиц из разных районов земного шара. Эта шкала в настоящее время широко используется в науках о Земле. При разработке шкалы физического времени применялись все имеющиеся методы датирования, но прежде всего калий-аргоновый.

Интеркалибрация возраста со стратиграфическими данными проводилась по разрезам, содержащим пригодный для радиологического датирования материал (особенно вулканический) с включениями определенных комплексов ископаемых организмов. Это позволило точно определить положение единиц относительной временной шкалы. Такие разрезы встречаются редко, поэтому интеркалибрация часто базируется на недостаточной стратиграфической информации, и возрасты, приписываемые единицам относительной временной шкалы, требуют дальнейшего уточнения по мере поступления новых данных. Например, в начале 1960-х гг. считалось, что возраст границы миоцен-плиоцен 9 млн. лет, а сейчас полагают, что он составляет около 5 млн. лет.

В морской геологии используется несколько методов для датирования как осадочных разрезов, так и вулканогенных пород дна океанов. В дополнение к этому возрасты морских осадков на суше широко используются и сопоставляются с определениями, произведенными в океанских бассейнах. Для датирования морских осадков и пород успешно применяются восемь прямых геохронологических методов. Другие методы, широко используемые для датирования пород на суше, неприменимы при решении проблем морской геологии. Ниже перечислены шесть методов, важных для прямого или косвенного датирования морских осадков и пород, а также примерный диапазон возрастов, определяемых каждым методом (в годах):

1. Калий-аргоновый, $> 0,5 \times 10^6$
2. Магнитостратиграфический, $0-200 \times 10^6$
3. Трековый, $1-100 \times 10^6$
4. Неравновесного тория-230, $2-25 \times 10^4$
5. Радиоуглеродный, $1 \times 10^2-4 \times 10^4$
6. Подсчет слоев ленточных глин, $< 7 \times 10^3$

Перечисленные методы охватывают широкий диапазон возрастов. К любому интервалу геологического времени применим хотя бы один метод.

Для радиологического датирования необходимо соблюдение следующих основных условий.

1. Изотопный состав должен быть только результатом распада исходного изотопа, а не быть измененным в результате фракционирования или других процессов.

2. Должна быть точно известна константа изотопного распада.

Калий-аргоновый метод датирования. Калий-аргоновый (K-Ar) метод широко применяется для определения изотопного возраста калийсодержащих пород и минералов. Высокое содержание калия характерно для многих важных породообразующих минералов, таких как слюды, полевые шпаты и глинистые минералы. Метод основан на распаде встречающегося в природе исходного изотопа ^{40}K , при этом образуется стабильный ^{40}Ar , а период полураспада составляет 1250 млн. лет. Изотоп ^{40}K дает два продукта распада: около 90% исходного изотопа переходит в ^{40}Ca , а остальные 10% — в ^{40}Ar . Калий-аргоновый метод базируется на определении аргона, инертного газа, который обычно теряется при образовании магматических пород и начинает накапливаться при распаде ^{40}K как новый радиогенный

аргон. Таким образом, количество ^{40}Ar является мерой времени. Этот метод применяется для датирования пород в широком возрастном диапазоне от докембрия до плейстоцена. Краткий обзор метода приведен в работах Фора [331] и Мак-Дугалла [710]. Из-за своей широкой применимости к большому диапазону возрастов, а также к различным типам минералов и пород К-Аг-метод сыграл большую роль в разработке временной шкалы мезозоя и кайнозоя. Он оказал огромное влияние на морскую геологию и геофизику. К началу 1960-х гг. усовершенствование методики дало возможность с довольно высокой точностью датировать молодые плиоцен-плейстоценовые породы, что имело решающее значение для развития палеомагнитной временной шкалы.

Как и все методы датирования, К-Аг-метод основывается на некоторых допущениях. Самыми важными из них являются два:

1. Во время кристаллизации породы весь существовавший прежде радиогенный аргон должен теряться. Сохранение какого-либо количества аргона к концу кристаллизации будет увеличивать измеряемый возраст по сравнению с истинным. Большинство эффузивных или гипабиссальных пород не удерживают аргона при кристаллизации.

2. С момента кристаллизации анализируемые породы или минералы остаются закрытой системой. В этой системе поступление или потеря аргона и калия должны быть связаны с радиогенным процессом.

Несоблюдение последнего допущения обуславливает большое количество неверных датировок. Потеря аргона, приводящая к омоложению возраста, обычно происходит в результате химического выветривания или метаморфизма. Подводные изменения минералов под действием растворов также вызывают изменения в содержании калия в минералах. Для калий-аргонового датирования могут использоваться только чистейшие минералы и образцы пород. Следует избегать измененных пород, содержащих раскристаллизованное стекло, вторичные минералы и ксенолиты.

Сохранность аргона в субэвральном вулканическом стекле обычно хорошая, и свежие тефровые слои, переслаивающиеся с содержащими ископаемую фауну осадками, были очень полезны в стратиграфических исследованиях. Анализ *породы в целом* обычно применяется к образцам, в которых доминируют такие минералы. Плагноклаз и пироксен сохраняют аргон удовлетворительно.

Для получения реальных возрастов необходимо точно знать константы распада изотопов. Большая часть временной шкалы мезозоя и кайнозоя основана на калий-аргоновых датировках, рассчитанных с использованием констант распада ^{40}K , предложенных Олдричем и Везериллом [3]. Однако в вышедшей позднее работе Бекинсейла и Гейла [55] приведен ряд более точных констант распада, что потребовало изменения возраста на 2,6%. Эта величина часто находится в пределах точности, требуемой для К-Аг-датировок, хотя поправка имеет один и тот же знак. Эти величины слабо влияют на возрасты, приписываемые большинству геологических границ, но они важны для геохронологии позднего кайнозоя (менее 5 млн. лет назад), где возможна большая детальность стратиграфического расчленения.

Калий-аргоновый метод датирования был развит и применен ко многим наземным породам и осадкам. Распространение метода в океаны для *прямого* датирования пород и осадков оказалось разочаровывающим по двум причинам. Во-первых, базальты, излившиеся на дно океана под большим гидростатическим давлением, содержат избыток ^{40}Ar , который концентрируется в стекловатых корках отдельных лавовых «подушек», очевидно, по-

тому, что удалению содержащегося в лаве растворенного аргона препятствуют стекловатые корки, образовавшиеся при быстром остывании. Избыток аргона уменьшается внутрь от стекловатой корки подушек, поскольку низкая скорость охлаждения позволяет аргону мигрировать по направлению к корке. Избыток аргона в базальтовом стекле увеличивается с глубиной океана, так как он контролируется прежде всего гидростатическим давлением. Во-вторых, циркуляция морской воды через породы дна вызывает их широко распространенные изменения. В результате в них увеличивается содержание калия. Таким образом, К-Аг-датировки обычно не могут быть получены по породам дна океана, и этот метод не оказал значительного непосредственного влияния на изучение океанской коры. Возрасты пород океанской коры были определены косвенными методами, в том числе следующими основными:

1. Картирование магнитных аномалий, при котором возраст оценивается по предполагаемым скоростям спрединга океанского дна и при помощи корреляции магнитных аномалий в океане с датированными инверсиями в наземных разрезах. Возрасты инверсий в свою очередь получены прямым применением К-Аг-метода.

2. По определенному микропалеонтологическим методом возрасту осадков, непосредственно покрывающих океанскую кору (базальные слои).

Магнитостратиграфия. Магнитостратиграфия — один из недавно разработанных в помощь четвертичной геологии и стратиграфии методов, очень важный для решения проблем морской геологии. Во время отложения осадков или охлаждения расплавленных пород магнитные минералы окислов железа ориентируются по направлению существующего магнитного поля. Преимущественная ориентация намагниченных зерен (остаточная намагниченность) действует как регистратор геомагнитного поля. Магнитная стратиграфия, или *магнитостратиграфия*, основана на геологически частых инверсиях северного и южного магнитных полюсов Земли. Например, современная полярность (называемая *прямой полярностью*) установилась около 7×10^5 лет назад, а примерно за 1 млн. лет до этого расположение полюсов было противоположным (*обратная полярность*), за исключением нескольких коротких эпизодов прямой полярности. В 1906 г. французский геофизик Б. Брюнес обнаружил, что некоторые древние вулканические породы намагничены в направлении, прямо противоположном современному магнитному полю. Дальнейшие работы показали, что магнитное поле Земли имеет два стабильных состояния: его северный полюс либо находится вблизи Северного географического полюса, как в настоящее время, либо вблизи Южного. В истории Земли неоднократно происходило обращение полюсов от одного из этих двух состояний к другому.

В 1963 г. еще дискутировался вопрос о том, менялось ли вообще магнитное поле. Методы датирования относительно молодых пород в то время не позволяли определить возраст палеомагнитных инверсий. Положение изменилось, когда усовершенствования К-Аг-метода дали возможность точно датировать наземные лавовые потоки.

Хронологическая шкала палеомагнитных инверсий. Магнитостратиграфия стала развиваться как новая дисциплина в начале 1960-х гг. благодаря работам небольшой группы ученых в северной Калифорнии (А. Кокс, Р. Доелл, Б. Далримпл) и в Австралии (И. Мак-Дугалл, Д. Тарлинг и Ф. Чамалаун). Всего за пять лет эта группа исследователей установила *последовательность инверсий магнитного поля*. Это было результатом их совместных усилий в изучении палеомагнетизма и хроноло-

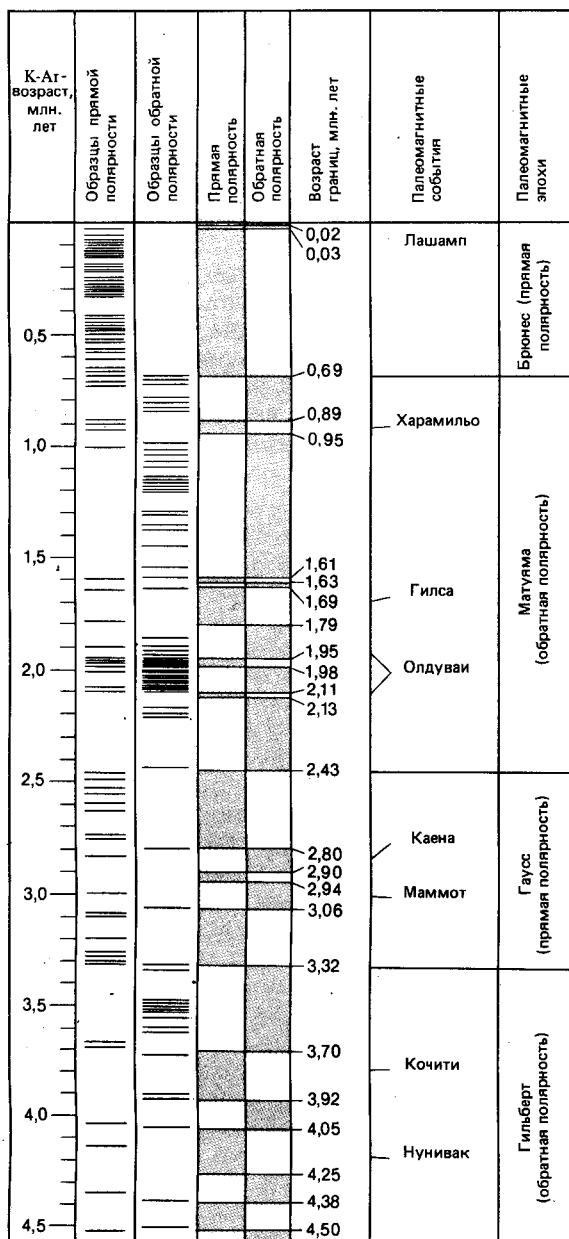


Рис. 3-7. Основные компоненты палеомагнитной шкалы для последних 4,5 млн. лет [206]. Прямая полярность показана черным, обратная — белым. С тех пор как эта шкала была опубликована Коксом [206], выделено и датировано много новых событий, с учетом которых установлен возраст границ палеомагнитных эпох.

гии молодых разрезов вулканогенных пород. Обзор и результаты этих исследований приведены в работах Кокса [207], Уоткинса [1112] и Мак-Дугалла [710]. Магнитостратиграфия была затем распространена на разрезы глубоководных осадков, что оказало огромное влияние на морскую геологию. Развитие хронологической шкалы палеомагнитных инверсий (рис. 3-7) основывалось на применении двух различных методов: на определении остаточной намагниченности пород с целью установления па-

леомагнитной полярности и радиологическом датировании К-Аг-методом. Такой подход к стратиграфии важен по двум причинам.

1. Обращения магнитного поля представляют собой синхронные глобальные явления и отличаются этим от большинства других диахронных стратиграфических критериев, используемых при корреляции. Другие синхронные события, такие как разнос ветром вулканического пепла и накопление его в осадках, также относятся к полезным стратиграфическим индикаторам, но они слишком ограничены по площади, чтобы их можно было использовать для широкомасштабной корреляции.

2. Магнитостратиграфия по крайней мере для последних 6 млн. лет была разработана при помощи радиологического датирования последовательности наземных лавовых потоков. Она дала стратиграфам точную хронологическую привязку. Магнитостратиграфия служит источником датировок для определения возрастных взаимоотношений в осадочных разрезах и в последовательности комплексов ископаемых организмов. В свою очередь хронология обеспечивает основу для точного определения скоростей геологических процессов. В настоящее время продолжается распространение этого подхода на весь кайнозой.

Магнитостратиграфия устанавливает последовательность слоев в соответствии с их магнитными свойствами, приобретенными во время отложения. Магнитостратиграфия осадков отличается от хронологических методов, которые легли в основу широко используемой хронологической шкалы палеомагнитных инверсий [206] (рис. 3-7). Эта шкала строилась путем расположения радиологически датированных образцов известной полярности в соответствии с их изотопным возрастом, часто без учета стратиграфических взаимоотношений между конкретными образцами или группами образцов. Магнитостратиграфия осадков, напротив, применяется при отсутствии каких-либо прямых радиологических данных по исследуемым осадочным разрезам. Из-за повторяемости инверсий магнитного поля идентификация индивидуальных событий полярности в неполных разрезах возможна только путем их сопоставления с другими стратиграфическими или радиологическими данными. Такими независимыми критериями обычно являются хорошо разработанные биостратиграфические схемы.

Номенклатура. Как любая отрасль стратиграфии, магнитостратиграфия нуждалась в наборе терминов для сведения к минимуму возможных двусмысленностей, возникающих вследствие проведения исследований разными учеными. В настоящее время существует четкая договоренность о применяемой при палеомагнитных исследованиях номенклатуре. Периоды одинаковой полярности длительностью около 1 млн. лет называются *эпохами*, а длящиеся около 50–100 тыс. лет — *событиями*. Четыре эпохи, выделенные в плиоцене и плейстоцене (*Брюнес*, *Матуяма*, *Гаусс* и *Гильберт*, рис. 3-7), названы в честь первых исследователей земного магнетизма, а палеомагнитные события — по названиям мест, где они были впервые установлены. Более древние палеомагнитные эпохи пронумерованы. Эта нумерация сходна с системой нумерации магнитных аномалий океанского дна, разработанной ламонтской группой в 1960-х гг., но две системы полностью не совпадают.

К началу 1970-х гг. стало очевидно, что необходимо устранить выявившиеся несовпадения и расхождения магнитостратиграфической номенклатуры. Были созданы группы для изучения номенклатурных проблем. Подкомиссия по стратиграфической классификации опубликовала рекоменда-

ции в виде дополнения к Международному стратиграфическому кодексу¹. Самым важным изменением в терминологии, принятым в этом документе, является замена слова *эпоха* (например, эпоха Брунес) словом *хрон* (т.е. хрон Брунес). Слово *событие* (событие Харамильо) заменено словом *субхрон* (субхрон Харамильо). Эти единицы хронологические. Их хроностратиграфическими эквивалентами являются соответственно *хронозона* и *субхронозона*. Рекомендованные термины для магнитостратиграфических эквивалентов даны в табл. 3-2. Эти новые термины не использованы в данной книге, поскольку они начали применяться в литературе в 1980 г. [652].

Таблица 3-2

Магнитостратиграфические единицы	Геохронологический эквивалент	Хроностратиграфический эквивалент
Суперзона полярности	Хрон (или суперхрон)	Хронозона (или суперхронозона)
Зона полярности	Хрон	Хронозона
Подзона полярности	Хрон (или подхрон)	Хронозона (или подхронозона)

Понимание природы палеомагнитных инверсий продолжало развиваться очень медленно, и последние варианты палеомагнитной шкалы приняты не всеми, хотя изменения констант распада ⁴⁰K требуют переоценки возрастов границ, и новые варианты шкалы *должны* быть приняты.

Магнитостратиграфия глубоководных осадков. Глубоководные осадки, особенно связанные с эволюцией среды обитания океанской биоты, являются «многоканальными регистраторами» земной истории. К середине 1960-х гг. изучение глубоководных осадков стало развиваться ускоренными темпами. Хотя последовательность событий часто устанавливалась по их стратиграфическому положению, хронология событий все еще была малоизвестной и корреляция между высокими и низкими широтами оставалась делом будущего. В этой ситуации некоторые ученые быстро оценили возможности применения хронологической шкалы палеомагнитных инверсий в стратиграфии и попробовали использовать магнитостратиграфию для расчленения глубоководных осадков. Обломочные минералы железа распространены в большинстве глубоководных осадков, которые, таким образом, способны «запоминать» магнитные сигналы так же, как вулканогенные породы. Исчерпывающий обзор палеомагнитных исследований глубоководных осадков до 1971 г. дан в работе Опдайк [801]².

Первыми исследователями, обнаружившими палеомагнитные инверсии в глубоководных осадках, были геофизик К. Харрисон и палеонтолог Б. Фаннелл, стипендиаты Кембриджского университета (Англия), работавшие совместно в Скриппсовском океанографическом институте (Калифорния) в 1964 г. Они установили, что глубоководные осадки обладают относительно стабильной остаточной намагниченностью, а колонки осадков могут обеспечить прекрасную возможность изучения сравнительно полных

¹ «Магнитостратиграфические единицы полярности» — дополнительная глава Международного стратиграфического кодекса, изданная Международной подкомиссией по стратиграфической классификации Международного союза геологических наук и подкомиссией по хронологической шкале палеомагнитных инверсий Международного союза геологических наук и Международной ассоциацией геомагнетизма и аэронауки (Geology, 7, p. 578-583).

² Большой вклад в развитие палеомагнитных исследований глубоководных осадков внесли советские ученые, особенно Т. И. Линькова. — *Прим. перев.*

разрезов, формировавшихся в течение нескольких миллионов лет. За этими пионерскими работами последовали более обширные исследования других групп, особенно группы под руководством Н. Опдайка в Ламонтской обсерватории. Эта группа предприняла исследования палеомагнетизма ряда длинных (около 5–12 м) колонок глубоководных осадков Антарктики, представляющих хорошие возможности для получения относительно длинной палеомагнитной летописи. Кроме того, Дж. Хейсом было проведено биостратиграфическое расчленение этих колонок по радиоляриям, обеспечившее независимую проверку магнитостратиграфии и корреляцию колонок. Однако первостепенное значение для выбора этих колонок имело их географическое положение в высоких широтах, где величина наклонения магнитного поля достаточно большая. Поэтому в одной и той же колонке магнитный вектор, направленный вверх, показывает обратную полярность, а вектор, направленный вниз, — прямую. Таким образом, необходимо только знать, какая часть изучаемой колонки верхняя, а какая — нижняя. В экваториальных областях наклонение магнитного поля близко к нулю, и там труднее было интерпретировать результаты в неориентированных колонках особенно на ранних этапах исследований с низкочувствительной аппаратурой.

Коллективные исследования в Ламонтской обсерватории закончены. Их результатом была первая детальная магнитостратиграфическая корреляция нескольких колонок глубоководных осадков возрастом до 4 млн. лет. Эти работы дали возможность детально датировать каждую колонку, включая также разработанную ранее зональную шкалу по радиоляриям. Интенсивные магнитостратиграфические исследования во всех океанах подтвердили хронологическую шкалу палеомагнитных инверсий, установленную по наземным последовательностям вулканических пород. Магнитостратиграфия глубоководных и мелкоководных морских осадков, а также наземных последовательностей стала мощным инструментом для решения проблем стратиграфии и исторической геологии. Результаты ее применения в морской геологии следующие.

1. Проведено датирование пепловых прослоев и уточнена их корреляция. Это обеспечивает надежную хронологию крупных проявлений эксплозивного вулканизма в различных районах.

2. Датированы биостратиграфические схемы по разным группам микрофоссилий и определена синхронность или диахронность микропалеонтологических событий, таких как появление или вымирание, особенно между различными водными массами. Очень трудно было проводить корреляцию на большие расстояния по ископаемым, даже по планктонным группам, так как различные водные массы маркируются отличающимися планктонными комплексами. Кроме того, широко распространенные виды часто имеют различные стратиграфические диапазоны в разных районах. В связи с этими существовавшими в течение длительного времени трудностями палеонтологи и стратиграфы с большим энтузиазмом отнеслись к магнитостратиграфии как к новому методу корреляции особенно между тропическими и полярными областями. На рис. 3-8 показана палеомагнитная корреляция колонок из Северного Ледовитого, Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Берггрэн и его коллеги [89] одними из первых попытались провести магнитостратиграфическую корреляцию зональных шкал по планктонным фораминиферам для высоких и низких широт на границе плиоцена и плейстоцена. С тех пор был достигнут большой прогресс в датировании и корреляции границы плиоцен–плейстоцен, как показано на рис. 3-8, где

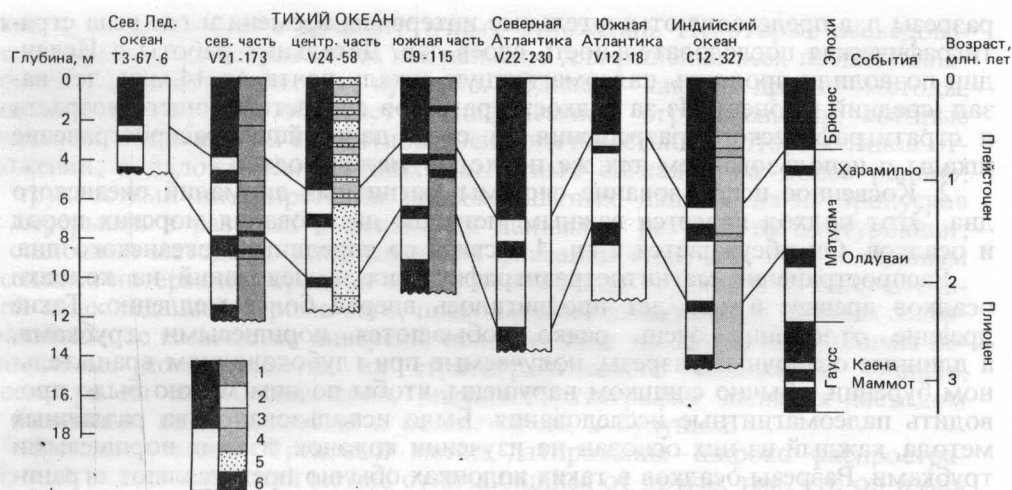


Рис. 3-8. Палеомагнитная корреляция колонок осадков Северного Ледовитого, Тихого, Индийского и Атлантического океанов, отличающихся по литологическому составу и комплексам микрофоссилий [801]. Прямая полярность – черное, обратная – белое; 1 – немой слой илов, 2 – фораминиферово-глинистый ил, 3 – кремнисто-глинистый ил, 4 – фораминиферовый ил, 5 – кремнистый ил, 6 – пепел.

стратиграфические интервалы распространения радиолярий в разных районах и разрезы с разным литологическим составом осадков сопоставлены с палеомагнитной стратиграфией и фораминиферовыми зонами.

3. Датирована история накопления материала ледового разноса и биологической продуктивности.

4. Были быстро закартированы возрасты отложений на больших площадях дна океанов и построены карты в изопакхитах на основе изохрон, определяемых по палеомагнитным инверсиям.

5. Изменились представления о геологических процессах. После установления жестких хронологических рамок позднекайнозойских морских последовательностей выяснилось, что возраст ископаемых организмов, использовавшихся ранее для определения границы между миоценом и плиоценом, всего лишь 5 млн. лет и что эта граница расположена в основании эпохи Гильберт. До появления магнитостратиграфии возраст этой границы по радиологическим данным оценивался в 9 млн. лет. Итак, вдруг выяснилось, что длительность плиоцена в два раза меньше, чем считалось ранее. Магнитостратиграфия существенно трансформировала наши представления о скоростях позднекайнозойских геологических процессов.

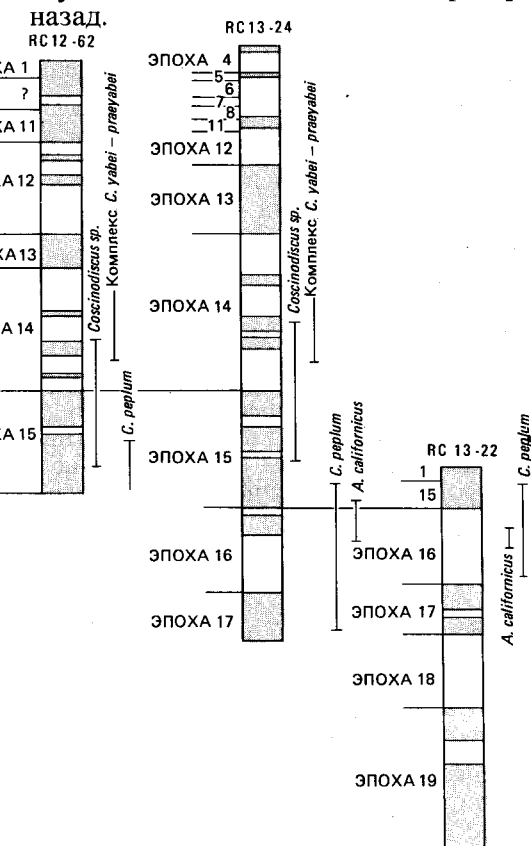
Доплиоценовая хронологическая шкала палеомагнитных инверсий. В течение кайнозоя и позднего мела палеомагнитные инверсии происходили часто. В мезозое и палеозое частота инверсий сильно варьировала и бывали периоды постоянной полярности. Хронологическая шкала палеомагнитных инверсий была распространена на осадочные толщи древнее 6 млн. лет при помощи как прямых, так и косвенных методов.

1. Прямые измерения в более древних вулканогенных и осадочных толщах. Распространение палеомагнитной шкалы вниз затруднялось снижением разрешающей способности К-Аг-датировок в породах древнее 6 млн. лет. Некоторый успех был достигнут в районах, где мощные обнаженные

разрезы лав представляют длительные интервалы времени и где ясна стратиграфическая последовательность слоев лав. Детальные работы в Исландии позволили продлить палеомагнитную шкалу почти до 14 млн. лет назад (средний миоцен). Из-за редкости разрезов соответствующего возраста и стратиграфического разрешения на суше дальнейшее распространение шкалы с использованием тех же подходов маловероятно.

2. Косвенное использование системы магнитных аномалий океанского дна. Этот подход является важным методом датирования морских пород и осадков. Он обсуждается в гл. 4 в связи со спредингом океанского дна.

Распространение магнитостратиграфических исследований на колонки осадков древнее 6 млн. лет продвигалось вперед более медленно. Такие древние отложения очень редко добываются поршневыми трубками, а длинные осадочные разрезы, получаемые при глубоководном вращательном бурении, обычно слишком нарушены, чтобы по ним можно было проводить палеомагнитные исследования. Было использовано два различных метода, каждый из них основан на изучении колонок, взятых поршневыми трубками. Разрезы осадков в таких колонках обычно представляют ограниченный временной интервал, поскольку колонки относительно короткие, но эта проблема частично разрешалась применением длинных поршневых трубок в областях с низкими скоростями осадконакопления. Длинные трубки часто достигают миоцена. С помощью этого метода магнитостратиграфия глубоководных осадков была распространена примерно до 12 млн. лет



Второй подход с использованием поршневых трубок объединяет биостратиграфическое и магнитостратиграфическое изучение колонок осадков с перекрывающимися возрастными интервалами (рис. 3-9). Палеомагнитные интервалы выявляются путем корреляции со шкалой, основанной на системе линейных аномалий океанского дна, как описано в гл. 4. Наилучшие результаты дало использование гидравлического пробоотборника, который обеспечивает получение длинных ненарушенных разрезов вплоть до палеогена.

Магнитостратиграфия была принята в середине 1960-х гг. с большими надеждами из-за ограниченных возможностей других методов и необходимости найти практиче-

Рис. 3-9. Корреляция палеомагнитных эпох в ряде перекрывающихся колонок, полученных поршневыми трубками, и диапазоны распространения некоторых видов диатомовых [802].

ский путь датирования дочетвертичных отложений. Некоторые исследователи вначале рассматривали ее как панацею для решения всех позднекайнозойских стратиграфических проблем. Однако, как и другие методы, магнитостратиграфия обладает специфическими ограничениями, которые связаны с очень низкой магнитной восприимчивостью некоторых типов отложений; с наложением поздних магнитных сигналов на более ранние; с трудностями интерпретации палеомагнитных данных из-за пропусков и перерывов в разрезах и искажения данных в результате биотурбации; с ошибками метода; с запаздыванием фиксации инверсий, обусловленным большим интервалом времени между отложением осадков и их окончательной консолидацией. Кроме того, поскольку палеомагнитные данные содержат большое количество инверсий, похожих друг на друга, необходимы независимые доказательства их стратиграфического положения. Однако, несмотря на эти ограничения, магнитостратиграфия является методом с большими возможностями и останется им в будущем.

Трековый метод. Трековый метод датирования — широко распространенный радиологический метод, отличающийся от других тем, что он измеряет физический эффект изотопного распада, а не отношение исходных изотопов к дочерним или к продуктам распада. Этот метод обычно используется как альтернатива К-Аг-датированию тефры. Заряженные частицы, образуемые при спонтанном расщеплении радиоактивных изотопов, проходя через твердое тело, оставляют след. Эти следы (треки) длиной до 10 мкм в основном образуются при расщеплении атомов ^{238}U и видны при больших увеличениях. Число треков на единицу площади есть функция возраста образца и концентрации урана в нем. Метод успешно применяется для датирования слюды, тектитов и стекла. Он полезен для молодых пород или осадков, которые не подверглись уничтожающему треки вторичному разогреву [682]. Метод использовался для датирования многих слоев вулканических пеллов, что способствовало установлению возраста переслаивающихся с ними слоев, содержащих ископаемые остатки организмов. По сравнению с другими радиологическими методами трековый метод датирования основан на очень малом числе актов радиоактивного распада, которые можно идентифицировать даже в небольших образцах. Для применения метода нужно знать содержание урана, поскольку от него также зависит число треков. Концентрация урана определяется после облучения в ядерном реакторе с использованием тепловых нейтронов путем подсчета треков, получившихся при расщеплении ^{235}U .

Метод неравновесного тория-230. Одним из самых эффективных радиоактивных изотопных методов определения скоростей глубоководного осадконакопления является метод неравновесного тория-230 (^{230}Th). Он основан на образовании ^{230}Th из ^{238}U через ^{234}U . Хотя уран очень хорошо растворяется в морской воде, торий быстро удаляется из нее, адсорбируясь осадками или включаясь в состав некоторых аутигенных минералов. Отделившись от ^{234}U , ^{230}Th распадается со скоростью, определяемой его периодом полураспада ($7,52 \times 10^4$ лет), образуя ^{226}Ra и затем ^{206}Pb . Таким образом, если скорость аккумуляции осадков и ^{230}Th постоянна, то концентрация ^{230}Th в осадках экспоненциально убывает с увеличением глубины в колонке. Если допустить постоянство скорости осадконакопления и осаждения ^{230}Th , можно определить возраст осадков в разрезе, сопоставив концентрацию ^{230}Th в них с его концентрацией в поверхностных осадках. Применимость метода зависит от относительного количества поступающего в осадки неравновесного тория-230. Для использования метода неравно-

весного тория-230 в геохронологии необходимо выполнение следующих условий:

1. При анализе необходимо учитывать ^{230}Th , образовавшийся при распаде урана.

2. Торий не мигрирует внутри осадка, а ^{238}U не движется вниз по колонке осадков с иловыми водами (часто это условие не соблюдается), поддерживая распад ^{230}Th .

Возраст определяется по соотношению ^{230}Th и ^{232}Th . Из-за относительно короткого периода полураспада ^{230}Th этим методом можно определять возраст до 300 000 лет. Тем не менее метод очень полезен, так как он заполняет промежуток между максимальными радиоуглеродными и минимальными K-Ar-датировками, особенно при определениях возрастов среднеплейстоценовых климатических циклов.

Радиоуглеродный метод. Радиоуглеродный метод широко используется для датирования молодых глубоководных осадков. Радиоизотоп ^{14}C имеет период полураспада 5730 лет, поэтому применение метода ограничено осадками моложе 40 000 лет, но он может быть распространен еще на несколько десятков тысяч лет при использовании специальных приемов обогащения. Метод был разработан в 1946 г. В. Ф. Либби, получившим за него позднее Нобелевскую премию. ^{14}C образуется в атмосфере при взаимодействии нейтронов, испускаемых космическими лучами, с ^{14}N . Атомы ^{14}C быстро смешиваются с атомами других изотопов углерода в атмосфере и гидросфере и достигают стабильной концентрации. Атомы ^{14}C входят в молекулы двуокиси углерода в этой равновесной концентрации. Содержащая ^{14}C двуокись углерода попадает в ткани растений при фотосинтезе и в конце концов в ткани травоядных животных. После их смерти ^{14}C освобождается и его активность уменьшается в результате радиоактивного распада. Эта активность, отнесенная к общему количеству углерода, является мерой прошедшего с момента смерти времени и называется *радиоуглеродной датой*.

Основное допущение радиоуглеродного метода состоит в том, что относительная концентрация ^{14}C была постоянной в течение последних 60 000 лет. Детальные исследования показали, что систематические вариации содержания радиоуглерода в прошлом обусловили неточности в получаемых датировках ($\pm 10\%$). Например, если первоначальная активность (и, следовательно, содержание радиоуглерода) образца была меньше, чем в XIX в., получающийся возраст будет завышенным. Однако для временных вариаций ^{14}C за последние 8000 лет была сделана корректировка путем анализа образцов древесины (особенно сосны остистой), возраст которых установлен подсчетом древесных колец (дендрохронология) и датирования ленточных глин, содержащих достаточное количество органического детрита для радиоуглеродного анализа.

Впервые радиоуглеродный метод был применен в 1951 г. Аррениусом, Кьёлбергом и Либби для датирования морских осадков. Они использовали колонку, полученную на судне «Альбатрос» в Тихом океане. В 1958 г. Брокер, Турекьян и Хизен, основываясь на многочисленных данных, впервые изучили скорости седиментации глубоководных осадков по радиоуглеродным данным. Радиоуглеродный метод сыграл большую роль при получении точных дат климатических изменений около 10 000 лет назад, когда ледниковые условия на Земле в последний раз сменились межледниковыми, типичными для настоящего времени. Эта граница плейстоцен-голоцен в большинстве колонок глубоководных осадков маркируется изменениями

комплексов микрофоссилий. В это время произошло послеледниковое повышение уровня моря. Оно было датировано радиоуглеродным методом в мелководных разрезах. Радиоуглеродное датирование морских осадков базируется в основном на анализе известковых микрофоссилий. Недавно в качестве масс-спектрометров для радиоуглеродного датирования были использованы ускорители заряженных частиц. Это усовершенствование позволяет определять возраст по небольшому навескам углерода, что часто важно в геохронологии из-за небольших размеров анализируемых образцов.

Подсчет слоев ленточных глин. Слойки морских ленточных глин — это «древесные кольца» океанов. Они формируются в результате обусловленных климатом сезонных изменений в накоплении обломочного материала или сезонной цикличности биологической продуктивности. Примерами могут служить диатомовые ленточные глины бассейна Гуаймас в Калифорнийском заливе и обломочные ленточные осадки бассейна Санта-Барбара в Калифорнии, образующиеся за счет усиления осадконакопления зимой, когда на суше выпадает большое количество атмосферных осадков. Ленточные глины и другие слоистые толщи сохраняются в тех обстановках, где бентическое перемешивание осадков очень слабое или отсутствует. Эти обстановки всегда анаэробные (т.е. обедненные кислородом).

Подсчет слоев ленточных глин ценен для геохронологических исследований тем, что он обеспечивает прямое определение количества прошедших лет. Отдельные слои могут быть очень тонкими (толщиной менее 1 мм) и их трудно различать. В таких случаях большую помощь оказывает фотографирование в рентгеновских лучах. Независимые радиологические датировки, например по ^{14}C , обычно проверяются подсчетом слоев ленточных глин. В бассейне Санта-Барбара в Калифорнии подсчеты слоев ленточных глин показали, что все радиоуглеродные даты завышены на 2000 лет, вероятно, за счет поступления в осадок органического вещества с суши. Разрезы ленточных глин дают уникальные возможности проводить климатические и биостратиграфические исследования на детальной основе. Хорошим примером служит детальная история палеоклимата бассейна Санта-Барбара в Калифорнии за последние 7000 лет, реконструированная Писисасом [839].

Изотопно-кислородная стратиграфия. Изотопно-кислородная стратиграфия стала важнейшим методом корреляции морских осадков, особенно четвертичных. В настоящее время внимание исследователей сосредоточено на третичном периоде, поскольку этот метод становится полезным для изучения этого временного интервала. Изотопно-кислородные изменения фиксируются в разрезах, содержащих известковые микрофоссилии, и происходят синхронно во всех океанах. Эти изменения могут быть точно сопоставлены и коррелированы в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах. Помимо изменений соотношения изотопов кислорода и палеомагнитных инверсий лишь немногие глобальные явления происходят одновременно на таких больших площадях.

Основы морской изотопно-кислородной стратиграфии были заложены в нескольких пионерских, теперь уже классических, работах Ц. Эмилиани по фораминиферам в колонках глубоководных осадков. Первая работа опубликована в 1954 г., когда Эмилиани был студентом Чикагского университета и занимался под руководством Х. Ури, который в 1947 г. установил, что изотопы кислорода фракционируют при различных температурах во время испарения воды и выпадения атмосферных осадков. Изотопы кисло-

рода и некоторых других элементов попадают в скелетные элементы морских беспозвоночных. Атомы различных изотопов содержат разное число нейтронов в ядре, вследствие чего их атомные веса различаются. Эти различия в весах могут обуславливать фракционирование или разную концентрацию изотопов. Изотопы кислорода *стабильны*, другими словами, они не подвергаются радиоактивному распаду. Обычный изотоп ^{16}O встречается вместе с редким тяжелым изотопом ^{18}O . Хотя эти два изотопа обладают одинаковыми химическими свойствами, более легкие молекулы (^{16}O) относительно накапливаются в составе водяного пара. Таким образом, во время испарения в пар переходит больше легких изотопов (^{16}O), а морская вода при этом обогащается тяжелыми изотопами. Этот процесс обуславливает ценность изотопно-кислородных измерений для стратиграфических исследований позднего кайнозоя, когда в полярных областях Земли образовывались огромные ледниковые щиты, объем которых колебался. Ледниковые щиты забирали огромные количества пресной воды и препятствовали ее нормальному возвращению в океаны. Пресная вода обогащена изотопом ^{16}O , и рост ледниковых щитов, при котором из океанов забиралось все больше воды, приводил к понижению их уровня и к относительноному обогащению оставшейся морской воды тяжелым изотопом ^{18}O . Вследствие этого морские организмы, такие как фораминиферы, строящие раковину из карбоната кальция (CaCO_3), регистрировали изменения изотопного состава морской воды. Изменения отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ измеряются чувствительными масс-спектрометрами. Изотопный состав воды в Мировом океане выравнивается за время ее перемешивания, равное приблизительно 1000 лет — очень короткий интервал в масштабах геологического времени. Изотопно-кислородные изменения немедленно регистрируются морскими организмами и дают изохронные уровни (рис. 3-10). Однако метод имеет несколько важных ограничений. Во-первых, установлено, что определенные организмы биологически фракционируют изотопы кислорода во время метаболизма или выделения CaCO_3 . Это явление названо *витальным эффектом* (vital effects). Степень фракционирования не всегда постоянна в пределах группы или даже одного рода. Во-вторых, локальные различия в солености или выпадении атмосферных осадков могут создавать большие различия в изотопно-кислородном составе воды. Воды окраин океанов с повышенной соленостью испаряются быстрее и обогащены изотопом ^{18}O . Обычно между вариациями солености и концентрации ^{18}O существует прямая связь. Третьим и самым важным ограничением является изотопное фракционирование при оптимальной для роста организма температуре. По мере снижения температуры происходит увеличение концентрации ^{18}O по отношению к концентрации ^{16}O в раковинах.

Шеклтон [946] использовал следующее модифицированное уравнение Крейга [211] для расчета палеотемператур по изотопно-кислородным данным:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38(\delta_c - \delta_w) + 0,10(\delta_c - \delta_w)^2.$$

Это уравнение выражает изотопное равновесие между водой (w) и кальцитом (c). В нем δ — символ отклонения в промилле (‰), или в частях на тысячу изотопного отношения кислорода в анализируемом образце от этого отношения в условном стандарте.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{обр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}} \right] \times 1000,$$

где обр — образец, ст — стандарт.

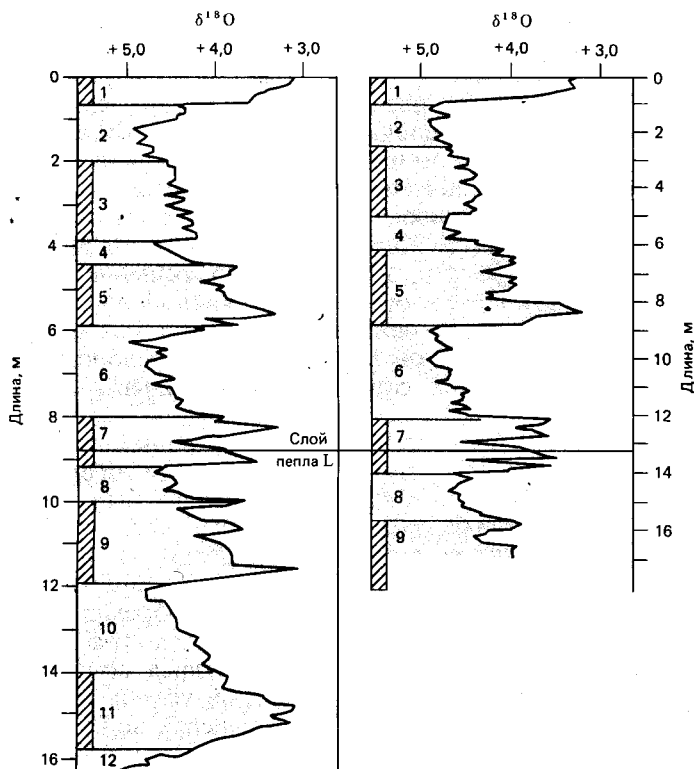


Рис. 3-10. Корреляция изотопно-кислородных кривых двух колонок, полученных поршневыми трубками в восточной части экваториальной области Тихого океана. Вертикальные шкалы для обеих колонок подобраны с учетом положения маркирующего слоя пеплов L. Выделены изотопно-кислородные стадии от 1 до 12 [789].

Самым распространенным является изотопно-кислородный стандарт PDB, полученный из мелового белемнита формации Пи-Ди в Южной Каролине (США). Если раковина фораминиферы имеет значение $\delta = 2\text{‰}$ относительно PDB, это означает, что полученный из нее CO_2 обогащен тяжелым изотопом ^{18}O на 2 части на каждую тысячу по сравнению с CO_2 стандарта.

Когда Ц. Эмилиани начал использовать изотопно-кислородный метод для изучения колонок глубоководных осадков, он установил, что изотопно-кислородный сигнал отражает в основном два параметра: температуру и изотопно-кислородный состав морской воды. Наблюдаемое увеличение отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в кальците раковин планктонных фораминифер во время глобальных оледенений (образования ледниковых шапок на полюсах) является следствием как увеличения этого отношения в морской воде в связи с удалением пресной воды в ледники, о чем говорилось выше, так и дополнительного обогащения раковин изотопом ^{18}O при понижении температуры (см. гл. 17). Эмилиани полагал, что около $2/3$ изотопного сигнала определяются колебаниями температуры и $1/3$ — изменениями отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в морской воде. После больших дебатов в настоящее время принято считать, что главная часть сигнала (около $2/3$) отражает изменения состава морской воды (рис. 3-10). Большинство исследователей сейчас со-

гласны с тем, что вариации изотопно-кислородного состава кальцита раковин четвертичных фораминифер контролируются климатическими событиями, однако изотопно-кислородное отношение теперь используется не столько для прямого количественного определения колебаний температуры, сколько в качестве показателя изменения объема материковых льдов.

Палеотемпературы можно определять по изотопно-кислородному составу скелетных элементов ископаемых организмов, только если известно различие между изотопно-кислородным составом морской воды во время их обитания и современной среднеокеанской воды. Оно определяется путем измерения величины ледникового эффекта, включающего решение двух проблем. 1. Какова была амплитуда изменений изотопно-кислородного состава океанских вод в плейстоцене между режимом оптимума межледникового и максимума оледенения? 2. Каков был бы изотопно-кислородный состав вод океанов, если бы растаяли все современные континентальные льды?

Чтобы внести поправку в изотопно-кислородный состав воды каждого четвертичного ледниково-межледникового цикла, Ц. Эмилиани первоначально рассчитал, что состав изменился на 0,4‰. Эта поправка была раскритикована Олауссоном [798], который оценил изотопный состав плейстоценовых полярных ледниковых щитов и установил величину поправки около 1,1‰. Изотопно-кислородный состав морской воды хорошо отражается изотопно-кислородным составом раковин бентосных фораминифер из четвертичных глубоководных осадков, поскольку температура придонных вод остается постоянной за счет оледенения полярных областей, где эти воды формируются. Шеклтон понял это в 1967 г.; он указывал, что, поскольку колебания изотопно-кислородного состава океанских вод в четвертичном периоде могут использоваться для корреляции между океанами, они более ценны, чем палеотемпературные данные. Большинство исследователей в настоящее время согласны с тем, что во время максимума последнего оледенения океанские воды были изотопно тяжелее немногим более чем на 1‰ по сравнению с современными.

Сравнение, проведенное Шеклтоном и Опдайком [952], дало веские доказательства в пользу того, что большая часть изотопных вариаций в глубоководных осадках обусловлена изменениями изотопно-кислородного состава воды. Они сопоставили изотопно-кислородные кривые, полученные по планктонным и бентосным фораминиферам, показывающие сходные флуктуации во времени (рис. 3-11). Эти результаты часто неверно интерпретировались как свидетельства того, что изотопный состав планктонных фораминифер в четвертичное время отражает только изменения объема оле-

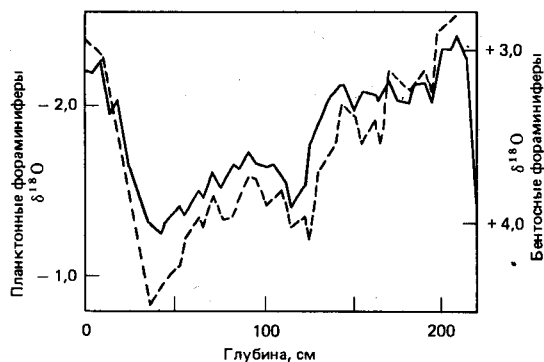


Рис. 3-11. Соотношение изотопов кислорода в раковинах планктонных (шкала справа) и бентосных (шкала слева) фораминифер по колонке V28-238 [952].

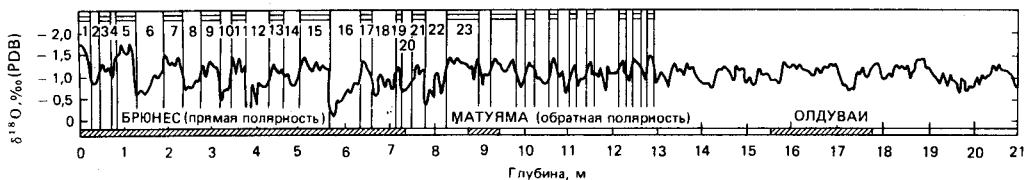


Рис. 3-12. Колебания соотношения изотопов кислорода в кальците раковин планктонных фораминифер за последние 2 млн. лет, выраженные в виде отклонений от использованного Эмилиани стандарта В-1 и сопоставленные с палеомагнитными данными по колонке поршневой трубки V28-239. Номера изотопных стадий (от 1 до 23) приведены по Эмилиани [Emiliani, 1955, 1966], Шеклtonу и Олдайку [952]. Последние 0,7 млн. лет (Брюнес) содержат ледниковые стадии с амплитудами, превышающими 1‰, и периодом около 100 тыс. лет. Изотопные минимумы различных стадий близки. Вторая половина Матуямы (~1,4–0,7 млн. лет) характеризуется изотопными флуктуациями с периодом около 40 тыс. лет и амплитудами ниже (0,7‰), чем в Брюнесе [953].

дения. Это неверно, так как температурное фракционирование изотопа кислорода также остается существенным фактором для поверхностных вод океана, температура которых сильно меняется по сравнению с температурой придонных вод. Однако вариации изотопно-кислородного состава раковин планктонных фораминифер являются показателем колебаний объема оледенения. Температурный и ледниковый сигналы часто одновременны и однонаправленны даже в тех районах, где изотопно-кислородные данные в основном отражают изменения температуры. Максимумы и минимумы оледенений могут идентифицироваться как стратиграфические реперы при корреляции колонок глубоководных осадков (рис. 3-10).

Изотопно-кислородный состав кальцита раковин фораминифер изменялся в ответ на ледниково-межледниковые климатические флуктуации между максимальными и минимальными значениями в течение большей части четвертичного периода. Интеркалибрация этой последовательности осцилляций со шкалой палеомагнитных инверсий (рис. 3-12) показала, что их амплитуда и цикличность были закономерными приблизительно в течение последнего 1 млн. лет (примерно начиная с события нормальной полярности Харамильо). Более древние изотопно-кислородные осцилляции менее четкие (рис. 3-12), чем недавние. Меньшая амплитуда этих осцилляций обусловлена более ограниченными размерами ледниковых щитов. Каждое отчетливое изотопно-кислородное событие за последний 1 млн. лет Эмилиани назвал стадией и пронумеровал их (рис. 3-12). Изотопно-кислородные стадии отражают чередование межледниковых и ледниковых эпизодов. Они очень ценны для корреляции колонок четвертичных глубоководных осадков. В изотопно-кислородной стратиграфии стадии с четными номерами (начиная со стадии 1, еще незакончившейся и соответствующей современным осадкам) характеризуются более легким изотопно-кислородным составом (меньше континентальных льдов), а стадии с четными номерами — более тяжелым (больше континентальных льдов)¹. Итак, самый важный стратиграфический аспект изотопно-кислородного метода состоит в том, что изотопные события изохронны, широко распространены и хоро-

¹ К сожалению, автор не отметил два очень важных аспекта изотопно-кислородной стратиграфии, на которые неоднократно указывали Н. Шеклтон и другие исследователи: 1) при корреляции колонок их изотопно-кислородные кривые сопоставляются по форме, а не по амплитудам отдельных стадий; 2) в неполных разрезах для идентификации стадий необходимо иметь независимые определения возраста, так как некоторые четные стадии, как и нечетные, похожи друг на друга. — Прим. перев.

шо представлены в разрезах, что обеспечивает возможность интеркалибрации с другими шкалами, в том числе с палеомагнитной и биостратиграфическими зональными схемами. Палеоокеанологическое значение изотопно-кислородных осцилляций позднего кайнозоя более подробно обсуждается в гл. 17.

Мы установили, что имеющие большое стратиграфическое значение вариации отношения изотопов кислорода вызываются разрастанием и таянием ледниковых щитов в высоких широтах и что амплитуда изотопных вариаций пропорциональна объему вовлеченных в этот процесс льдов. В некоторые интервалы времени в прошлом нигде на Земле не было крупных ледниковых щитов, вследствие этого их появление может служить дополнительной корреляционной поверхностью. Второй важный момент касается изотопного эффекта таяния всех материковых льдов. Этот процесс определяется объемом льдов в Антарктиде, где их гораздо больше, чем на любом другом континенте. Изотопно-кислородный состав современной среднеокеанской морской воды (SMOW) характеризуется $\delta^{18}\text{O} \approx -0,28\text{‰}$. Однако до появления Антарктического ледникового щита состав воды был изотопно легче, о чем свидетельствует более легкий изотопно-кислородный состав современных антарктических льдов. Шеклтон [946] рассчитал, что $\delta^{18}\text{O}$ Антарктического ледникового щита равна -50‰ . При полном таянии континентальных ледниковых щитов морская вода станет изотопно легче на $0,92\text{‰}$. Как мы увидим далее, расчеты показывают, что ледниковый щит Антарктиды начал формироваться около 14 млн. лет назад в среднем миоцене. С тех пор объем ледников сильно влиял на изотопно-кислородный состав океанских вод. До этого изменения изотопно-кислородного состава воды определялись колебаниями их температуры. Такие колебания сильно варьировали от места к месту, что определяет меньшую ценность метода для дальних корреляций досреднемиоценовых событий.

Изотопно-углеродная стратиграфия. Одним из самых молодых методов стратиграфической корреляции морских осадков является применение изотопов углерода. Этот метод назван *изотопно-углеродной стратиграфией* и использует два изотопа: обычный ^{12}C и гораздо более редкий стабильный ^{13}C (в отличие от радиоактивного ^{14}C). Изотопно-углеродная стратиграфия использует многие приемы изотопно-кислородного метода, и измерение этих двух соотношений обычно производится на масс-спектрометре параллельно [272, 279, 950, 951]. Как и у кислорода, вариации $\delta^{13}\text{C}$ (т. е. разницы между $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ образца и стандарта) обусловлены фракционированием тяжелых и легких изотопов при физических и химических процессах. Это фракционирование регистрируется в карбонатных раковинках микрофоссилий. Если в морской воде, где обитают имеющие раковину организмы, происходит какое-либо изменение изотопно-углеродного состава, его можно использовать для корреляции.

В общем изменение $\delta^{13}\text{C}$ в раковинках отражают изменения соотношения углерода из разных источников. Низкое содержание ^{13}C отмечается в таком органическом веществе, как остатки морского планктона. Поэтому образующийся при распаде такого органического вещества CO_2 обеднен ^{13}C относительно PDB-1. Усиленное поступление углерода из этого источника приводит к дальнейшему снижению $\delta^{13}\text{C}$ в воде и в раковинках микрофоссилий. Глубинные воды океанов обычно отличаются повышенными концентрациями питательных веществ и CO_2 по сравнению с поверхностными из-за биогенных процессов, в том числе фотосинтеза, осаждения органического детрита и дыхания бентосных организмов. Поскольку глу-

бинные воды долгое время остаются у дна океана, питательные вещества и CO_2 продолжают накапливаться, а содержание кислорода снижается. Вследствие тесной связи между увеличением $\delta^{13}\text{C}$ и CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ служит ценным индикатором потока питательных веществ в Мировом океане. $\delta^{13}\text{C}$ морской органики (и, следовательно, выдыхаемого CO_2) составляет около -25% по сравнению с $\delta^{13}\text{C}$ атмосферного CO_2 , которая равна около 0% . Дыхание вызывает снижение $\delta^{13}\text{C}$, в то время как концентрация питательных веществ и CO_2 растет. Другими словами, $\delta^{13}\text{C}$ глубинного CO_2 ниже, чем в CO_2 поверхностных вод, за счет аккумуляции метаболического углерода. Следовательно, любое крупное изменение круговорота питательных веществ и CO_2 в глубоком океане отражается на $\delta^{13}\text{C}$ и регистрируется в микрофоссилиях.

Отчетливый и постоянный сдвиг (понижение на $0,7\%$) $\delta^{13}\text{C}$ отмечается в раковинах бентосных фораминифер из позднемиоценовых глубоководных осадков Индийского и Тихого океанов (рис. 3-13) [558]. Определенный палеомагнитным методом возраст этого сдвига составляет 6,2 млн. лет. Сопоставление палеомагнитных и биостратиграфических данных по разрезам показывает, что сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ изохронен. Очевидно, в это время древние океаны перешли от прежнего стабильного баланса $\delta^{13}\text{C}$ в современное состояние. Не ясно, какой из нескольких возможных океанских механизмов вызвал этот сдвиг, но Бендер и Кейгвин [56] склоняются в пользу процесса, включающего быстрое изменение круговорота CO_2 в океанах вследствие снижения скоростей подъема вод или увеличения доли фосфатов в составе достигающего дна взвешенного органического вещества. Таким образом, этот сдвиг, вероятно, отражает некоторое изменение глубинной циркуляции и интенсивности подъема вод. Подобные изменения одновременно затрагивали большие площади дна океанских бассейнов, поэтому сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ является ценным стратиграфическим репером при корреляции позднемиоценовых разрезов (рис. 3-13).

Комплексная стратиграфия: на пути к единой хроностратиграфической шкале. Перестройка геологии на количественной основе требует создания

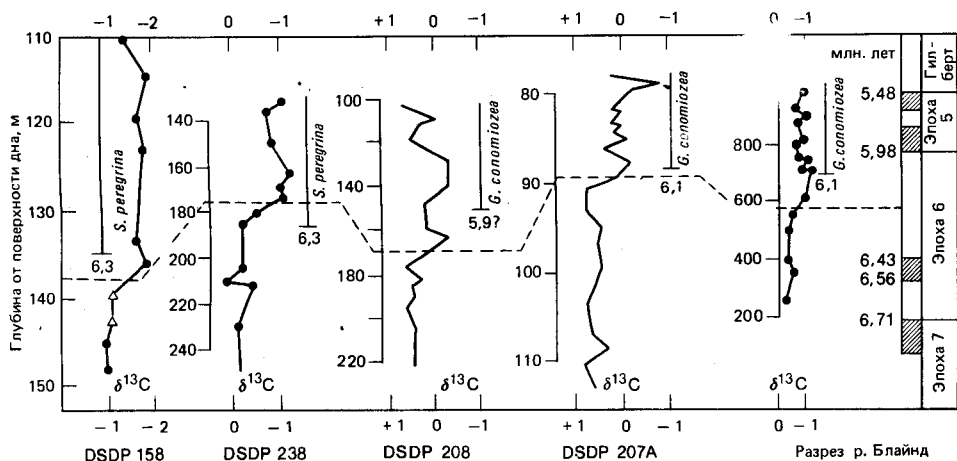


Рис. 3-13. Колебания соотношения изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) с глубиной в ряде позднемиоценовых морских разрезов. Пунктирной линией показана предполагаемая изохронная поверхность изотопно-углеродного сдвига в каждом разрезе. Возраст этого сдвига, установленный палеомагнитным методом в разрезе реки Блайнд (справа), равен 6,1 млн. лет.

единой числовой временной шкалы путем объединения данных по стратотипам стадий, биостратиграфии, палеомагнитной стратиграфии и радиологическому датированию. Вследствие ограничений радиологических методов для датирования пород или осадков обычно необходима комплексная корреляция с известными временными шкалами. Может использоваться интеркалибрация ряда параметров. Приписываемый геологическим событиям возраст может оказаться неправильным из-за ошибочной корреляции радиологически датированных разрезов. Глубоководное бурение нуждалось в достаточно точных хронологических рамках для датирования геологических событий в пробуренных скважинах. Нарушения при вращательном бурении не позволяют магнитостратиграфию непосредственно применять к большинству кернов, и поэтому интеркалибрация палеомагнитной стратиграфии и установленной в разрезах глубоководных осадков биостратиграфии должна была проводиться косвенно, с использованием для сравнения радиологически датированных шкал по микрофоссилиям в наземных разрезах.

Для развития временной шкалы морских разрезов применяются три различных стратиграфических понятия: 1) *даты* относительно настоящего времени, 2) *шкалы*, охватывающие последовательность изменяющихся условий, и 3) *опорные уровни*, маркирующие уникальные события в эволюции фауны и флоры.

Примерами шкал служат последовательности изотопно-кислородных осцилляций и палеомагнитных инверсий. Можно провести точную корреляцию между различными шкалами, когда они установлены в одних и тех же разрезах. Шкалы датируются с помощью радиологических методов, но в достаточно полных разрезах часто трудно получить высококачественные радиологические датировки, а необходимая при этом косвенная корреляция может оказаться очень неточной. Несмотря на это, необходимо производить точную корреляцию между биостратиграфией и геохронологией.

Двумя широко распространенными направлениями геохронологии являются *радиохронология*, основанная на скоростях изотопного распада, и *биохронология*, базирующаяся на эволюции органического мира. Биохронология — это организация геологического времени в соответствии с необратимым и непрерывным процессом эволюции органического мира. Тем не менее абсолютные возрасты, используемые в биохронологии, все еще получают радиохронологическими методами. Для всего фанерозоя, кроме его последнего этапа, биохронология позволяет определять возраст с большей разрешающей способностью (около 1 млн. лет, что соответствует среднему интервалу распространения видов в быстро развивающихся линиях наследования), но с меньшей точностью, чем радиохронология. Основой биохронологической корреляции служат заметные единичные появления или «опорные уровни» в ископаемой летописи (например, первое появление *Orbulina universa* 15 млн. лет назад), обладающие более широким географическим распространением, чем ареалы одновозрастных, но отличающихся от них биостратиграфических зон. Для дальнейшей корреляции в основном используется биохронология.

Биохронологическая корреляция производится в три приема: 1) определение широко распространенных и отчетливых событий в палеонтологической истории, 2) установление места этих событий в региональных биостратиграфических схемах и определение их возраста по всем возможным критериям и 3) сопоставление этих событий с другими биохронологическими опорными уровнями и радиологически датированными уровнями, таки-

ми как слои туфов или палеомагнитные инверсии. Путем синтеза подобных наблюдений разрабатывается временная шкала датированных событий. Затем она объединяется с зональными схемами по микрофоссилиям для различных районов. Надежность применения опорных палеонтологических уровней в качестве изохронных поверхностей повышается, когда события появляются в разрезе в той же последовательности и с той же относительной частотой, что и в стратотипических разрезах. Обычно в порядке появления событий в разрезах имеются различия. Подобные противоречия устраняются путем оценки условий среды и сохранности микрофоссилий. Когда в неполных разрезах изучается большое количество таксонов, статистическая обработка способствует объективной трактовке данных. Шоу [955] разработал графический метод для расположения последовательных палеонтологических событий во времени (рис. 3-14). Первое и последнее появление видов наносятся против глубины для одного стратиграфического разреза по горизонтальной оси, а для другого — по вертикальной. Точки, представляющие идентичные биохронологические последовательности для каждого разреза, ложатся вдоль прямой линии на графике, проходящей под углом 45° к обеим осям. Точки, лежащие вне этой линии, отражают диахронные события в двух разрезах, и можно сделать объективную оценку изохронности ряда конкретных микропалеонтологических или других событий. Самыми надежными стратиграфическими реперами, конечно, являются те, которые основаны на многочисленных данных, включающих различные группы ископаемых организмов.

Зональные схемы и опорные уровни, где возможно, сопоставляются с хронологической шкалой палеомагнитных инверсий. Биохронологические

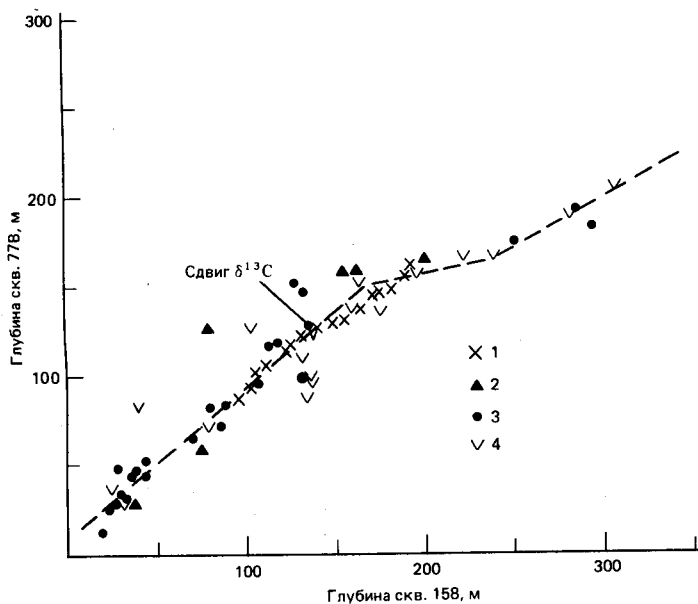


Рис. 3-14. Корреляция двух скважин глубоководного бурения DSDP на основе первых и последних появлений ряда таксонов планктонных микрофоссилий или колебаний содержания CaCO_3 . Каждая точка на графике отражает уровень определенного стратиграфического события в обеих колонках. Показано положение позднемиоценового изотопно-углеродного сдвига (см. также рис. 14-13). (Любезно предоставлено Д. Данном и Т. С. Муром-мл. 1 — CaCO_3 ; 2 — нанофоссилии; 3 — фораминиферы; 4 — радиоларии.)

шкалы модернизированы Берггреном после 1968 г. Разрезы глубоководных осадков, накопившихся за последние 5 млн. лет, с небольшой долей неопределенности коррелируются с датированными К-Аг-методом интервалами палеомагнитной полярности в наземных разрезах. Эта часть временной шкалы кажется точной и надежной. Для более древних морских осадков калибрация не столь надежная по нескольким причинам. Во-первых, разрешающая способность К-Аг-метода уменьшается с увеличением возраста, поэтому доплиоценовые осадки труднее датировать и затем коррелировать с палеомагнитными данными. Во-вторых, могут возникать расхождения между приписываемыми перекрывающим фундаментам древним отложениям биостратиграфическими возрастными и возрастными, установленными по хронологической шкале магнитных аномалий Хейрциллера и его коллег [460] (см. гл. 4).

Третий фактор, который может вносить систематические искажения в биохронологические шкалы, заключается в неопределенностях, обусловленных небольшим количеством радиологических датировок в некоторых частях шкалы. Примеры взаимоотношений между кайнозойскими планктонными зонами, стандартными европейскими ярусами и хронологической шкалой палеомагнитных инверсий приведены на рис. 3-15 и 3-16. Подобные сопоставления сделаны и для мезозоя, как, например, временная шкала ван Хинта для мела [1082].

Границы эпох и веков. Поскольку стратотипы обеспечивают глобальную хроностратиграфическую привязку, в последнее время внимание исследователей направлено на точное определение возраста границ между различными эпохами. Три из них обсуждаются в этом разделе. Две границы, мезозой-кайнозой и эоцен-олигоцен, столь важны с палеоокеанологической точки зрения, что они специально обсуждаются в гл. 19. Были разработаны различные критерии, помогающие идентифицировать эти границы в стратотипах и других разрезах по всему земному шару. Эти усилия сосредоточились на использовании временной шкалы палеомагнитных инверсий, а также на применении многочисленных микропалеонтологических данных. Три нижеследующих примера отражают еще нерешенные проблемы глобальной корреляции.

Граница плиоцен-плейстоцен. Старейшей проблемой для микропалеонтологов является установление взаимоотношений летописи глубоководных осадков со стандартными плиоцен-плейстоценовыми разрезами Италии. Основание четвертичного периода традиционно связывается с развитием ледниковых щитов в Северном полушарии, и по этой причине часто выдвигаются аргументы в пользу совпадения этой границы с первыми признаками крупного похолодания в океанах. Однако время этого события спорно, так как признаки похолодания варьируют в зависимости от используемых критериев, а крупные ледниковые щиты появились не сразу. Таким образом, по климатическим показателям нельзя достаточно надежно определить основание четвертичного периода в целях корреляции и датирования. Предложения о выделении плейстоцена по палеоклиматическим, палеонтологическим или антропологическим данным были отклонены решением Международного геологического конгресса в 1968 г., в котором записано, что нижней границей морского плейстоцена должно считаться основание калабрийского яруса, стратотип которого находится в южной Италии. Это решение ознаменовало начало господства концепции «золотых кольшкков», важной для глобальной корреляции. В отложениях тропических и субтропических областей Берггрена и др. [89] установили возраст границы

Палеомагнитная эпоха	Возраст, млн. лет	Эпоха	Фораминиферовые зоны по Blow (1969)	Нанопланктонные зоны		Радиоляриевые зоны Hays (1970), Foreman (1976), Riedel, Sanfilippo (1971)	
				Martini (1971)	Bukry (1973)		
Брюнес		Плейстоцен	N23	NN21 NN20	<i>E. huxleyi</i> <i>G. oceanica</i>	<i>E. huxleyi</i> <i>A. tumidulum</i>	
Матуама	1		N22	NN19	<i>P. lacunosa</i>	A B <i>C. cristatus</i> <i>E. ovata</i>	<i>A. angelinum</i>
Гаусс	2	Плиоцен поздний	N21	NN18 NN17	<i>D. brouweri</i> <i>D. pentaradiatus</i>	<i>G. caribbeanica</i> <i>E. annula</i> <i>C. macintyreii</i> <i>D. pentaradiatus</i>	<i>E. matuyamai</i>
	3			NN16	<i>D. surculus</i>	<i>D. surculus</i> <i>D. tamalis</i>	<i>L. heteroporos</i>
Гильберт	4	ранний	N20-N19	NN15 NN14	<i>R. pseudoumbilica</i> <i>D.</i>	<i>D. asymmetricus</i> <i>S. neoabies</i>	<i>S. langii</i>
	5			NN13	<i>C. rugosus</i>	<i>C. rugosus</i> <i>C. acutus</i>	
	6	поздний	N18	NN12	<i>C. tricorin-culatus</i>	<i>C. acutus</i> <i>T. rugosus</i>	<i>S. peregrina</i>
	7			N17	NN11	<i>D. quinqueramus</i>	
	8	ранний	N16	NN10			<i>D. calcaris</i>
	9				N15	NN9	
	10	средний	N14	NN8	<i>C. coalitus</i>	<i>C. coalitus</i>	<i>C. petterssoni</i>
	11						
	12	ранний	N12	NN6	<i>D. exilis</i>	<i>C. miopelagicus</i>	<i>D. alata</i>
	13						
	14	N10	NN4	<i>H. ampliaptera</i>			
	15	N9			NN3	<i>S. belemnus</i>	<i>S. belemnus</i>
	16	N8	NN2	<i>D. druggii</i>			
	17	N7			N5	<i>D. druggii</i>	
	18	N6	N5	<i>D. druggii</i>			
	19	N5			N5	<i>D. druggii</i>	

A) *G. oceanica* B) *C. doronicoides* C) *R. pseudoumbilica*
D) *A. asymmetricus*

Рис. 3-15. Корреляция зон микрофоссилий, палеомагнитных эпох и временной шкалы для неогена (ранний миоцен – настоящее время) северной части Индийского океана по скважинам глубоководного бурения DSDP. Это пример интеркалибрации разнообразных биостратиграфических зон [Vincent, 1976].

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ВРЕМЕННАЯ ШКАЛА									
МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ	ЭПОХИ	СТАНДАРТНЫЙ ВОЗРАСТ	ПЛАНКТОННЫЕ ЗОНЫ				РАДИОЛЯРИИ	ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА, МЛН. ЛЕТ	
			ФОРАМИНИФЕРЫ		P	NP			
			Болли 1957, 1966 Stainforth et al., 1975	Blow 1969, Berggren and van Couvering 1974					
68	ОЛИГОЦЕН	24	ХАТТСКИЙ	N4	Globigerina ciproensis	P22	NP25	12	25
7				b	"Globorotalia" opima opima				
8		a		P20	NP23	13	30		
9			Globigerina ampliapertura					P19	NP23
10			Cassigerinella chipolensis	P18	NP21 NP22	34			
11		32	РЮПЕЛЬСКИЙ					P17	NP20
12				Pseudohastigerina micra	P16	NP19	36		
13		ПОЗДНИЙ	37	ПРИАБОНСКИЙ				Turborotalia cerroazulensis s.l.	P15
14					Globigerinatheka semiinvoluta	P14	NP17	39	
15		ЭОЦЕН	40	БАРТОНСКИЙ	Truncorotaloides rohri				P13
16					P12	NP15	16	41	
17			Orbulinoides beckmanni	P11					NP14
18	44		ЛЮТЕТСКИЙ		Morozovella lehneri	P10	NP13	18	
19					P9				NP12
20			Globigerinatheka subconglobata	P8		NP11	20	45	
21	РАННИЙ		49		ИПСКИЙ				Hantkenina aragonensis
22						P6	NP9	22	47
23	ПОЗДНИЙ		53,5	ТАНЕТСКИЙ	Acarinina pentacamerata				
24						P4	NP7	24	49
25		Morozovella velascoensis	P3	NP6	25				
26	РАННИЙ	60				ДАТСКИЙ	Planorotalites pseudomenardii	P2	NP5
27				P1	NP4		27		
28		Planorotalites pusilla pusilla	P1			NP3		28	53
		Morozovella angulata		P1	NP2		29		
		M. formosa formosa	P1			NP1		30	55
		M. subbotinae		P1	NP1		31		
		M. edgari	P1			NP1		32	57
				P1	NP1		33		
			P1			NP1		34	59
				P1	NP1		35		
			P1			NP1		36	61
				P1	NP1		37		
			P1			NP1		38	63
				P1	NP1		39		
			P1			NP1		40	65
				P1	NP1		41		
			P1			NP1		42	67
				P1	NP1		43		
			P1			NP1		44	69
				P1	NP1		45		
			P1			NP1		46	71
				P1	NP1		47		
			P1			NP1		48	73
				P1	NP1		49		
			P1			NP1		50	75
				P1	NP1		51		
			P1			NP1		52	77
				P1	NP1		53		
			P1			NP1		54	79
				P1	NP1		55		
			P1			NP1		56	81
				P1	NP1		57		
			P1			NP1		58	83
				P1	NP1		59		
			P1			NP1		60	85
				P1	NP1		61		
			P1			NP1		62	87
				P1	NP1		63		
			P1			NP1		64	89
				P1	NP1		65		
			P1			NP1		66	91
				P1	NP1		67		
			P1			NP1		68	93
				P1	NP1		69		
			P1			NP1		70	95
				P1	NP1		71		
			P1			NP1		72	97
				P1	NP1		73		
			P1			NP1		74	99
				P1	NP1		75		
			P1			NP1		76	101
				P1	NP1		77		
			P1			NP1		78	103
				P1	NP1		79		
			P1			NP1		80	105
				P1	NP1		81		
			P1			NP1		82	107
				P1	NP1		83		
			P1			NP1		84	109
				P1	NP1		85		
			P1			NP1		86	111
				P1	NP1		87		
			P1			NP1		88	113
				P1	NP1		89		
			P1			NP1		90	115
				P1	NP1		91		
			P1			NP1		92	117
				P1	NP1		93		
			P1			NP1		94	119
				P1	NP1		95		
			P1			NP1		96	121
				P1	NP1		97		
			P1			NP1		98	123
				P1	NP1		99		
			P1			NP1		100	125
				P1	NP1		101		
			P1			NP1		102	127
				P1	NP1		103		
			P1			NP1		104	129
				P1	NP1		105		
			P1			NP1		106	131
				P1	NP1		107		
			P1			NP1		108	133
				P1	NP1		109		
			P1			NP1		110	135
				P1	NP1		111		
			P1			NP1		112	137
				P1	NP1		113		
			P1			NP1		114	139
				P1	NP1		115		
			P1			NP1		116	141
				P1	NP1		117		
			P1			NP1		118	143
				P1	NP1		119		
			P1			NP1		120	145
				P1	NP1		121		
			P1			NP1		122	147
				P1	NP1		123		
			P1			NP1		124	149
				P1	NP1		125		
			P1			NP1		126	151
				P1	NP1		127		
			P1			NP1		128	153
				P1	NP1		129		
			P1			NP1		130	155
				P1	NP1		131		
			P1			NP1		132	157
				P1	NP1		133		
			P1			NP1		134	159
				P1	NP1		135		
			P1			NP1		136	161
				P1	NP1		137		
			P1			NP1		138	163
				P1	NP1		139		
			P1			NP1		140	165

Рис. 3-16. Корреляция палеогеновых биостратиграфических единиц с европейскими «стандартными» ярусами, магнитными аномалиями и шкалой геологического времени [423]. Более подробные данные о радиоляриевых зонах можно получить из первоисточника. Публикуется с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

плиоцен – плейстоцен 1,8 млн. лет, так как эта граница связана с палеомагнитным событием Олдувай (по мнению некоторых исследователей, с событием Гилса). В глубоководных осадках положение границы плиоцен – плейстоцен определялось по эволюционному появлению вида планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides* (из его предшественника *G. tosaensis*). Этот вид также впервые появился в стратотипическом разрезе в Италии, но он редок и является плохим стратиграфическим репером. Пересмотр биостратиграфии калабрия, особенно по известковому нанопланктону, показал, что граница стратотипа Ле-Кастелла в южной Италии должна коррелироваться с концом события Олдувай, возраст которого около 1,6 млн. лет. Новые данные согласуются с возрастом заметного климатического похолодания, отмеченного в колонках глубоководных осадков. Таким образом, существуют возможности для соглашения по поводу положения границы плиоцен – плейстоцен, определяемого по биостратиграфическим и палеоклиматическим критериям.

Граница миоцен – плиоцен. Традиционно границей между миоценом и плиоценом считалась кровля эвапоритовых толщ мессинского яруса в Средиземноморье или основание раннеплиоценового занклийского яруса. До недавнего времени стратотип этой границы не был установлен, но в 1975 г. М. Чита официально предложила первое определение границы миоцен – плиоцен как фиксированной поверхности отсчета. «Золотой колышек» (в действительности железная рейка) был вбит в морской клиф в Капо-Росселло, на юге Сицилии, в основание стратотипа занклия, где мелководные мессинские бескислородные слои «Аренаццолю» согласно перекрыты глубоководным планктонным мелом – «мергелями Труби» занклия. Путем косвенной корреляции установлено, что этот уровень, по-видимому, соответствует нижней части события обратной полярности палеомагнитной эпохи Гильберт возрастом около 5,2 млн. лет. В конце миоцена произошли крупные глобальные палеоокеанологические изменения, описанные в главе 19.

Граница олигоцен – миоцен. По международному соглашению эта граница помещена в основании стратотипа аквитана на банке реки Сасе в Мулен-де-Бернашон (Франция). Оглядываясь назад, можно сказать, что «золотой колышек» мог быть помещен и более удобно, так как в основании стратотипа аквитанского яруса находится несогласие. Ниже несогласия породы верхнего олигоцена и начала аквитана отсутствуют. Граница помещена между аквитанским и хаттским ярусами, но короткий временной интервал между хаттским (верхний олигоцен) и аквитанским (нижний миоцен) ярусами в этом стратотипе не представлен осадками. Граница олигоцен – миоцен *приблизительно* соответствует уровню *Globigerinoides*, отражающему первое появление этого рода планктонных фораминифер. Возраст границы олигоцен – миоцен, установленный интеркалибрацией с палеомагнитной стратиграфией колонок глубоководных осадков, около 23 млн. лет.

Итак, должно быть ясно, что глобальная корреляция очень сложна и может быть успешной только при использовании большого количества методов. Однако конечная цель стратиграфии заключается в датировании последовательности пород для воссоздания истории Земли и жизни. Эта задача часто требует комплексных исследований, в основе которых всегда должно быть радиологическое датирование.

Методы отбора проб

Исторический обзор. Рост наших знаний о глубоководных осадках и палеоокеанологических условиях прошлого зависит от совершенства исследовательских судов и грунтодобывающих приборов. Это можно иллюстрировать примерами внедрения в практику морских экспедиций поршневых трубок Кулленберга или развития глубоководного бурения.

До второй половины XIX в. о донных осадках океанов не было известно практически ничего. Начало систематическому исследованию океанских осадков положила экспедиция на «Челленджере» (1872–1876 гг.), по результатам которой Джон Меррей составил первые литологические карты океанов [774]. Работы Меррея и его коллег заложили фундамент всех последующих исследований в области морской геологии, но отсутствие в экспедиции грунтовых трубок не позволило им изучать историю осадконакопления. Разрезы донных отложений океанов не исследовались затем еще целых полвека.

Первые колонки глубоководных осадков были подняты и изучены лишь в 20-е и 30-е гг. XX в. голландской экспедицией на «Снеллиусе» и немецкой на «Метеоре». По материалам последней Шотт [924] первым показал, что изменения комплексов планктонных фораминифер в океанских разрезах отражают фазы четвертичных оледенений. Более обширные работы по отбору колонок проводились шведской глубоководной экспедицией. Поршневая трубка, сконструированная Кулленбергом [614], позволила получить в ходе этой экспедиции длинные колонки четвертичных осадков, открыв тем самым путь к исследованию четвертичной истории палеоклимата, седиментогенеза и вулканизма.

В 1950-е гг. многие исследователи произвели интенсивный отбор колонок с помощью поршневых трубок¹. М. Юинг, Б. Хизен, Д. Эриксон и Дж. Уоллин из Ламонтской обсерватории изучали в разрезах, вскрытых колонками, палеоклиматические изменения и процессы четвертичного осадконакопления. Ц. Эмилиани из Университета Майами стал первым применять изотопно-кислородный метод для исследования четвертичных палеоклиматов. Эти работы заложили солидный фундамент последовавшего затем более глубокого изучения палеоклиматической истории четвертичного периода по многочисленным колонкам, собранным несколькими институтами в течение 60-х и 70-х гг. Сюда относятся, например, обширные коллекции из Антарктики экспедиции «Элтанин». Эти колонки, длина которых редко превышала 20 м, обычно не выходили за пределы четвертичных отложений. Изучать летопись более древней истории, скрытой в толще осадков под дном океанских котловин, можно было только с помощью бурения. Первой попыткой получения полного разреза океанских отложений было пробное бурение по проекту Мохол. Сам проект был отвергнут потом, но до этого все же удалось вскрыть разрез глубоководных отложений в Калифорнийском заливе. Бурение глубоководных осадков проводилось также в экспедиции «Субмарекс» в Карибском море. Хотя по нынешним стандартам материалы этих первых буровых экспедиций выглядят довольно скромно, они имели принципиальное значение, продемонстрировав потенциальные возможности глубоководного бурения с помощью применяемой в нефтяной промышленности стандартной технологии. Тем самым

¹ С 1949 г. советские морские геологи на «Витязе» начали комплексное исследование разрезов глубоководных осадков с помощью грунтовых трубок отечественной конструкции, в том числе поршневых. — *Прим. перев.*

закладывался фундамент будущего развития глубоководного бурения.

Потенциальные возможности глубоководного бурения стали реализовываться начиная с 28 июля 1968 г., когда вновь построенное буровое судно «Гломар Челленджер» вышло из порта Орандж (шт. Техас) в свой первый экспедиционный рейс. Проект глубоководного бурения DSDP открыл новую эру в морской геологии, существенно углубив наши знания об эволюции Земли и ее биоты. Он появился в самый подходящий момент, сразу после открытия явления спрединга океанского дна и разработки теории тектоники плит, впервые позволивших исследовать Землю на количественной прогнозируемой основе. На самом деле уже первые результаты бурения по этому проекту [700, 824] убедили всех, кроме немногих консерваторов, в реальности расширения океана и дрейфа континентов. Провал программы Мохола создал благоприятные условия для осуществления новой программы на основе национальной и международной кооперации, оказавшейся весьма успешной. В течение первых восьми лет Проект глубоководного бурения финансировался исключительно Национальным научным фондом США. Позже финансирование производилось консорциумом из шести государств, включая США, в рамках Международной программы океанского бурения (IPOD). Управлял проектом Скриппсовский океанографический институт под научным руководством консультативных комиссий, штат которых комплектовался из представителей стран-участниц¹, объединенных в ДЖОИДЕС (JOIDES—Joint Oceanographic Institute for Deep-Earth Sampling). На ранних стадиях выполнения программы бурения основное внимание было сосредоточено на рекогносцировочных исследованиях разнообразных морфоструктур дна с целью определения их возраста. Позже программа переориентировалась на решение широкого круга палеоокеанологических задач. Главные проблемы, решавшиеся глубоководным бурением, нашли отражение в названиях основных консультативных комиссий (панелей): океанской коры, пассивных окраин, активных окраин, палеосреды. Выполнение программы глубоководного бурения привело к скачкообразному увеличению наших знаний об истории океана. Основные ее результаты опубликованы в первичных отчетах Проекта глубоководного бурения, а краткие сводки о каждом рейсе помещены в журнале «Geotimes»².

Поршневые трубки. Поршневая трубка Кулленберга состоит из плотно прилегающего поршня, помещенного внутрь колонковой трубы. В момент внедрения трубки поршень перемещается вверх, оставаясь все время над поверхностью входящей в трубку колонки, удерживая ее и уменьшая влияние трения между осадком и внутренней стенкой трубы, что способствует получению более длинных колонок (обычно 7–20 м). Большая длина колонок является главным преимуществом поршневых трубок перед ударными (прямоточными), с помощью которых добываются колонки, как правило, меньше 5 м длиной. С целью увеличения усилия внедрения на трубку навешивают грузы общим весом 1–2 т (рис. 3-17). Чтобы обеспечить свободное падение трубки в нескольких метрах от дна, она снабжена спусковым механизмом. Последний состоит из груза-разведчика (обычно это небольшая ударная трубка), который подвешен к коромыслу со спусковым крючком

¹ Среди стран-участниц был и Советский Союз.—Прим. перев.

² К моменту опубликования «Морской геологии» на русском языке «Гломар Челленджер», выполнив 95 буровых рейсов, завершил свою работу в океане по программе глубоководного бурения и был списан.—Прим. перев.

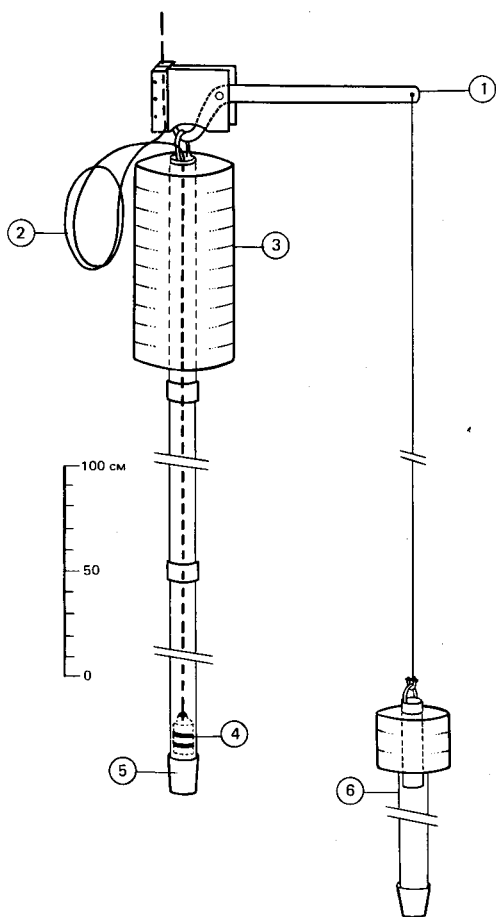


Рис. 3-17. Стандартная поршневая трубка [76]. 1—коромысло спускового устройства, 2—тросовая петля для свободного падения трубки, 3—груз, 4—поршень, 5—наконечник с замыкателем, 6—груз-разведчик (ударная трубка).

и в исходном положении висит на несколько метров ниже наконечника основной поршневой трубки. Ударяясь о дно, груз-разведчик освобождает коромысло, трубка срывается со спускового крючка и свободно падает вниз (рис. 3-18). Длина троса подобрана так, чтобы обеспечить движение поршня вслед за внедряющимся в трубку осадком. Детали конструкции могут варьировать.

Длина получаемых колонок зависит от свойств осадка. В большинстве случаев она составляет около 20 м, но длина колонок фораминиферовых илов обычно не превышает 10 м, терригенных песков—не более 8 м, кремнистых илов—около 15 м, абиссальных пелагических глин—от 15 до 25 м.

Глукоководное бурение. Технология бурения, разработанная в нефтяной промышленности, позволяет проникать в толщу осадков на глубину до 1500 м при глубине океана над устьем скважины до 5500 м. За промежуток времени между августом 1968 г. и декабрем 1980 г. «Гломар Челленджер» выполнил 84 буровых рейса, каждый продолжительностью около двух месяцев, пройдя в общей сложности 250 тыс. морских миль. Во всех океанах, кроме Северного Ледовитого, за это время пробурены скважины в 500 точках. «Гломар Челленджер», имеющий длину 121 м, ширину 20 м, осадку 6 м и автономность плавания 90 сут, был первым в мире судном, оборудо-

ванным системой полного динамического позиционирования. Он же был первым судном, с которого производилось бурение на больших глубинах (до 6000 м и более).

Судно способно производить спуско-подъемные операции с бурильной колонной длиной 6860 м и бурить при глубине океана до 6000 м с проникновением в осадок до 762 м от дна. Динамическое позиционирование осуществляется либо вручную, либо полностью автоматически, с помощью ЭВМ. При этом судно удерживается в определенном положении по отношению к акустическому маяку (бикону), опущенному на дно, с помощью главных винтов и двух боковых вспомогательных винтов-толкателей, помещенных в сквозные тоннели в носовой и кормовой части конуса (рис. 3-19).

Над средней частью судна возвышается заметная издали 43-метровая буровая вышка. Свинчатые в 30-метровые свечи бурильные трубы общей длиной 7620 м хранятся на специальном стеллаже, откуда они подаются на вышку автоматически. Вся бурильная колонна вращается силовым вертлюгом. К нижнему концу колонны прикреплен утяжелитель, вес которого позволяет осуществлять непрерывную проходку скважины. Для компенсации напряжений, возникающих при качке судна, бурильная колонна снабжена телескопическими амортизаторами – бамперами. Отбор керна производится

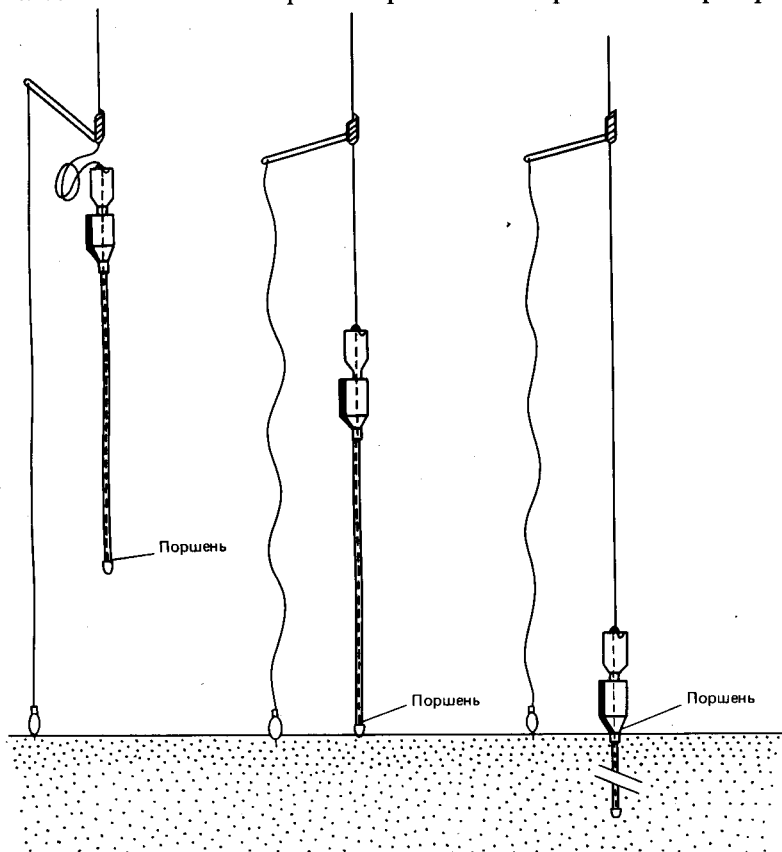


Рис. 3-18. Схема действия поршневой трубки. Длина троса в петле для свободного падения рассчитана таким образом, чтобы поршень начал свое движение вверх по трубе в момент касания наконечником поверхности осадков.

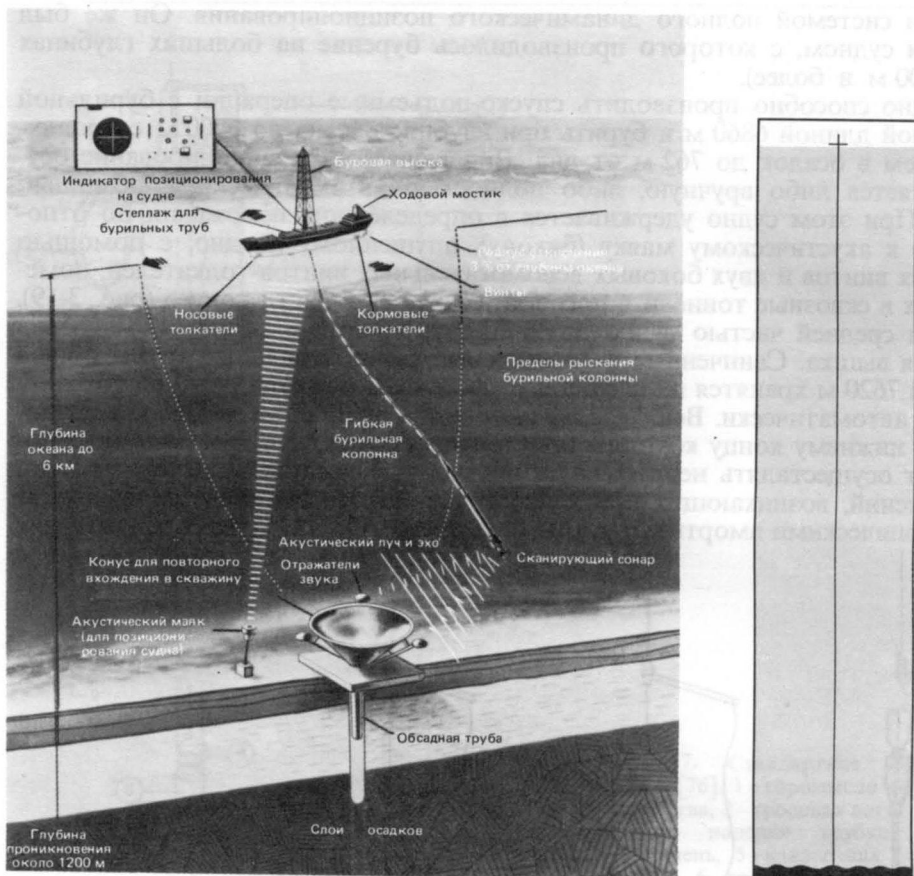


Рис. 3-19. Схема динамического позиционирования бурового судна «Гломар Челленджер» и повторного вхождения в скважину. Когда долото изнашивается, его можно заменить, подняв бурильную колонну, а затем вернуть ее с новым долотом в ту же скважину, для чего над ее устьем устанавливают специальную воронку, снабженную акустическими отражателями. Поиск воронки и контроль повторного вхождения бурового инструмента в скважину осуществляются с помощью акустического локатора (сканирующего сонара) с высокой разрешающей способностью, который располагается на нижнем конце бурильной колонны, как показано на рисунке. Для удерживания судна над скважиной (динамического позиционирования) на дне вблизи устья устанавливают акустический маяк-бикон. (Публикуется с любезного разрешения DSDP Скриппсовского океанографического института.)

Рис. 3-20. Так выглядит схема бурения на глубине 5500 м в натуральном масштабе. Длина бурового судна «Гломар Челленджер» — 120 м. Диаметр бурильных труб в этом масштабе изобразить нельзя.

с помощью керновой трубы (грунтоноса) длиной 9,5 м, которая закреплена внутри бурильной колонны непосредственно над долотом. В ходе бурения грунтонос заполняется осадком и затем доставляется вверх на тросе с помощью специальной лебедки.

Повторное вхождение в скважину, ставшее теперь обычной операцией, поражает воображение смелостью технических решений, особенно если учесть соотношение масштабов (рис. 3-20). Оно осуществляется с помощью локатора бокового обзора (сонара), подвешенного к нижнему концу бу-

рильной колонны, который испускает и принимает звуковые сигналы, извещающие о попадании в конус над устьем скважины (рис. 3-19).

В каждом рейсе «Гломара Челленджера» участвуют геофизики, литологи и палеонтологи. На борту судна имеются прекрасно оборудованные лабораторные помещения, в которых во время рейса производятся разнообразные научные исследования. Стандартная процедура обработки керна включает измерение физических свойств, отбор образцов на разные виды анализов, визуальное литологическое описание, изучение мазков под микроскопом, фотографирование, микропалеонтологические определения. Анализ материалов каждого рейса продолжается в течение 1–2 лет в стационарных береговых лабораториях.

Гидравлический поршневой керноотборник. Одним из наиболее существенных недостатков обычной технологии вращательного бурения является сильная деформация получаемых кернов глубоководных осадков. Проблему отбора качественного керна удалось успешно решить применением гидравлического керноотборника, быстро вдавливаемого в осадки без вращения (рис. 3-21). Этим способом получены практически ненарушенные керны даже тонкослоистых осадков. Спуск и подъем керноотборника происходят внутри подвешенной к судну бурильной колонны. Путем многократного повторения спуско-подъемных операций можно извлечь из одной скважины высококачественные керны нелигифицированных осадков длиной по меньшей мере до 200 м с интервалом 4,5 м. Быстрое внедрение керноотборника в осадки обеспечивается создаваемым в специальных камерах гидравлическим давлением, преодолевающим сопротивление сдвигу свайного эффекта (рис. 3-21). Прибор входит в осадки за 1–2 с. По качеству керн не уступает колонкам обычных поршневых трубок, но отличается от последних гораздо большей общей длиной. В итоге удается получить великолепные разрезы, пригодные для детальных стратиграфических и седиментологических исследований в диапазоне геологического времени, недоступно-го обычным трубкам.

Другие грунтодобывающие приборы. *Трубка квадратного сечения.* Трубка квадратного сечения (kasten corer) представляет собой трубу прямоугольного сечения 15 × 15 см длиной около 3 м. Она действует как ударная трубка и предназначена для получения проб большого объема из любого стратиграфического интервала. Сила проникновения в осадки создается тяжелыми грузами, как у любой ударной трубки. Замыкатель на нижнем конце трубы предохраняет колонку от вываливания. Такие трубки целесообразно применять для получения проб достаточного объема для определения возраста радиоуглеродным методом из узких стратиграфических интервалов, что невозможно в колонках малого диаметра.

Ударная прямая трубка. Ударные трубки применяются для быстрого взятия сравнительно коротких колонок. Ими широко пользуются при грунтовой съемке на континентальных шельфах, а также в глубоководных районах с целью отбора проб поверхностного слоя осадков. Для получения разрезов океанских осадков гораздо целесообразнее применять поршневые трубки, которые требуют лишь немногим больше времени и сил.

Гигантская поршневая трубка. Этот инструмент сконструировали Сильва и Холлистер [972] для взятия сверхдлинных колонок (до 30–40 м) на глубинах около 5000 м. Прибор представляет собой, по существу, увеличенный вариант обычной поршневой трубки с небольшими изменениями конструкции. Трубка имеет наружный диаметр 14 см, внутренний 11,5 см,

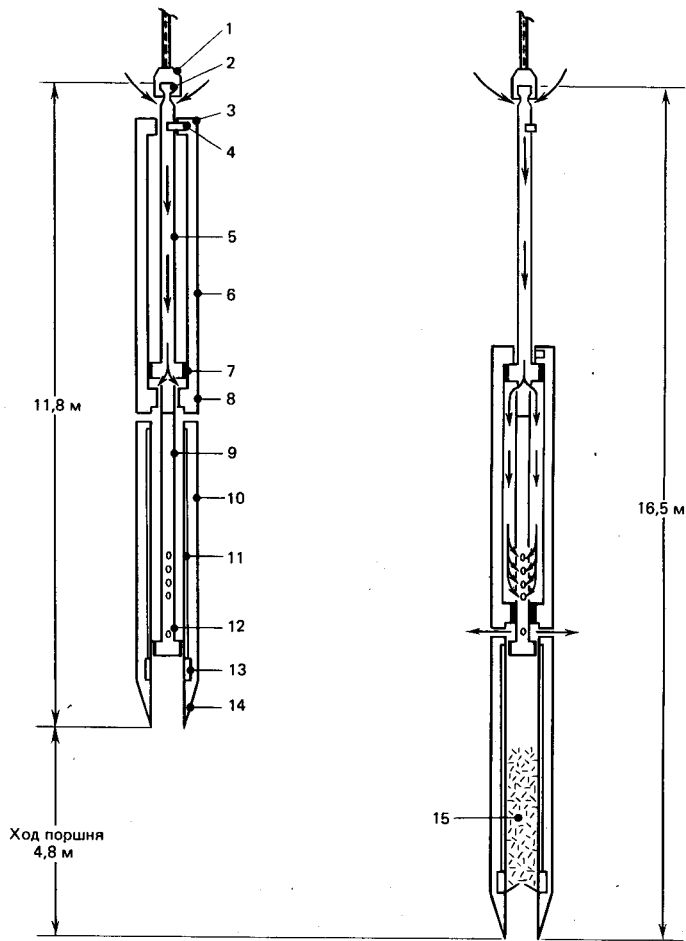


Рис. 3-21. Конструкция гидравлического поршневого керноотборника глубоководного бурения. Справа показан момент вхождения керноотборника в осадок. (Публикуется с любезного разрешения DSDP Скриппсовского океанографического института.) Цифры на схеме: 1 – вертлюг; 2 – верхняя обойма подшипника, 3 – наружный корпус, 4 – чека, 5 – ствол, 6 – наружный корпус, 7 – внутреннее уплотнение, 8 – внешнее уплотнение, 9 – поршневой шток, 10 – внутренняя керновая трубка, 11 – вкладыш, 12 – головка поршня, 13 – кернорватель, 14 – режущий башмак, 15 – керн.

оснащена из расчета на общую длину от 20 до 40 м. Вес грузов достигает 11 тыс. фунтов (около 5 т). Трубка снабжена парашютным приспособлением, контролирующим ее вхождение в грунт. К сожалению, такие трубки имеют лишь ограниченное применение, поскольку работать с ними можно только на крупнотоннажных исследовательских судах, снабженных мощными глубоководными лебедками и подъемными кранами. Прибор имеет ряд преимуществ перед обычными поршневыми трубками: колонки не так сильно деформируются с боков, длина колонок вдвое больше, объем проб значительный. Кроме того, с помощью этих трубок удается поднять доста-

точно длинные (до 20 м) колонки на малых глубинах, в том числе на шельфе¹.

Боксовый пробоотборник. Этот прибор предназначен для получения ненарушенных монолитов поверхностного слоя осадков с большой площади. Обычно им работают на относительно малых глубинах. Лишь недавно боксовые пробоотборники стали применяться также для отбора проб глубоководных осадков с целью сохранения их характеристик *in situ*, таких как расположение железомарганцевых конкреций или детали взаимоотношений конкреций с вмещающими осадками. Для этого прибор должен после взятия пробы плотно закрываться, чтобы осадок не вымывался струями воды во время подъема.

Вибропоршневая трубка. Ударные и поршневые трубки малопригодны для работы на шельфе, так как они с трудом проходят через слой песка или ракушечника. При работах на таких грунтах с успехом применяют вибрационные трубки, которые заглубляются в осадок с помощью вибрации. Вибраторы приводят в движение электрическим током или сжатым воздухом. Этими трубками удается брать колонки длиной до 15 м, которые позволяют изучать текстуры мелководных отложений и позднечетвертичную историю колебаний уровня моря.

Дночерпатели. Дночерпателями разнообразных конструкций можно быстро отбирать большие пробы поверхностных осадков с различных глубин. Поднятые на борт пробы обычно перемешаны, хотя иногда поверхность осадка не нарушена². По таким пробам, имеющим большой объем, успешно изучались комплексы сильно рассеянных микрофоссилий.

Сравнительная оценка различных методов отбора проб. Каждый из приборов имеет свои достоинства и недостатки, которые могут быть оценены путем сопоставления стоимости работ (т.е. затрачиваемого судового времени) с количеством и качеством получаемой информации. В табл. 3-3 сведены основные характеристики разнообразных методов глубоководного пробоотбора. Первостепенное значение для большинства литологических и микропалеонтологических исследований имеют длина и непрерывность разрезов, а также степень механической деформации осадков. От последней в значительной мере зависят качество данных и возможность проведения магнитостратиграфических исследований. Все методы пробоотбора, кроме бурения, в основном дают возможность изучать осадки позднечетвертичного возраста (0–1 млн. лет). Только бурение вскрывает более древние отложения, но при стандартной технологии вращательного бурения разрезы, как правило, сильно нарушены и неполны. Гидравлический поршневой керноотборник на конце бурильной колонны приносит ненарушенные керны, по которым можно изучать разрезы с такой же детальностью, как и по колонкам четвертичных осадков, добытым ударными или поршневыми трубками. Но этот метод годен только для проходки нелитифицированных отложений.

Иного рода трудности связаны с получением качественных разрезов из толщ с прослоями кремней и полулитифицированных отложений или в случае переслаивания мягких осадков с литифицированными. Для предотвра-

¹ Глубоководной гидростатической поршневой трубкой (ГГПТ) отечественной конструкции удалось в 1951 г. на «Витязе» поднять со дна Берингова моря ненарушенную колонку длиной 33,35 м. Долгие годы этот рекорд оставался непревзойденным.—Прим. перев.

² Широко применяемый в отечественных морских геологических работах дночерпатель «Океан-50» с площадью захвата 0,25 м² приносит, как правило, монолиты с ненарушенной поверхностью.—Прим. перев.

Таблица 3-3. Приборы для отбора проб с морского дна [761]

Тип пробоотборника	Внутренний диаметр, см	Максимальная длина, см	Нарушения	Применение и примечания
Дночерпатель	—	—	Незначительные, слоистость обычно сохраняется	Поверхностные пробы главным образом для литологического изучения Снабжены радиопередатчиком для поиска
Самовсплывающий (автономный) грейфер	—	—	—	—
Ударные трубки:				
а) прямоточная	4,75–8,1	300	Сокращение колонки за счет сжатия	Поверхностные пробы и несколько верхних метров разреза
б) Фледжера	2,5–3,8	36	Слабые	Поверхностные пробы, в качестве груза-разведчика
в) гидропластиковая	8,1–10,1	400	Незначительные	Ненарушенные пробы для изучения физических и инженерно-геологических свойств
г) многотрубчатая (3–5 труб)	2,5–3,8	48	Незначительные	Поверхностные пробы для установления представительности проб малого объема
Самовсплывающая трубка (бумеранг)	4,6–6,5	122	Незначительные	Короткие колонки, при работе с малых судов; стеклянные поплавки
Поршневые трубки:				
а) обычная	4,75–8,1	3400	Зависят от установки поршня	Изучение разрезов осадков
б) большого диаметра	15	600	Незначительные	Для получения больших проб из узких интервалов
в) гигантская	12,7	3000	Незначительные	Длинные колонки с абиссальных глубин
г) сфинктерная	12	1200	Незначительные	Поршневая трубка большого диаметра
Трубка квадратного сечения	15 × 15	1500	Незначительные	Ненарушенные разрезы
Боксовый пробоотборник	20 × 30 или 50 × 50	60	Незначительные	Прямоугольный монолит большого объема с ненарушенной поверхностью осадка
Вибротрубка	5,0–8,9	1000	Нарушает неконсолидированные осадки	Для полуконсолидированных и грубозернистых осадков
Гидростатическая газовая трубка	3,8	600	Нарушает слоистость	Для глубин менее 90 м
Глубоководное бурение (вращательное)	3,5–5,0	—	Сильные	Буровая вышка на борту судна; прерывистый отбор керна; твердые породы проходят с промывкой
Глубоководное бурение с гидравлическим поршневым керноотборником	—	—	Незначительные	Ненарушенные разрезы

Примечание переводчиков. В целях большей стройности в таблице сделаны некоторые перестановки и уточнения. В таблице не упомянуты применяемые в СССР грунтодобывающие приборы, в том числе поршневые трубки внутренним диаметром до 18 см, гидравлические и рамные поршневые трубки и т. д.

щения заклинивания бурового инструмента и очистки забоя от шлама в этих случаях необходимо применять промывку скважины водой. Но струи закачиваемой в скважину воды вымывают мягкие слои осадков [759]. Само бурение вызывает часто сильную механическую деформацию керна, особенно в молодых неконсолидированных осадках. Поэтому нужно всегда учитывать возможность загрязнения керна осадками или микрофоссилиями, занесенными сверху при промывке скважины.

Ряд убедительных признаков свидетельствует о том, что даже если керновая труба возвращается из скважины до конца заполненная осадками, выход керна может быть неполным. Непропорционально большое число биостратиграфических границ попадает, оказывается, на нижние концы пробуренных интервалов или в промежутки между отдельными отрезками керна даже при его непрерывном отборе [759]. Подсчитано, что в ходе бурения может быть утеряно до 35% опробованного разреза. Глубоководное бурение сыграло выдающуюся роль в раскрытии истории океанов, но его технические средства тем не менее требуют дальнейшего совершенствования.

4. ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ И СПРЕДИНГ ОКЕАНСКОГО ДНА: ВВЕДЕНИЕ В ТЕКТониКУ ПЛИТ

...важнее всего предположение о крупных горизонтальных перемещениях континентальных блоков в ходе геологической истории, вероятно продолжающихся даже сейчас.

Альфред Вегенер, 1924 г.

Введение

Земля — активная планета. Ее внутренние и внешние части взаимодействуют между собой, приводя поверхностный слой в состояние горизонтальных и вертикальных движений. Наружный подвижный слой охватывает океаны и континенты. В океанах зарождается новая кора, тогда как старая уходит обратно в глубь планеты. Представление о земном шаре как о динамичном мобильном космическом теле стало завоевывать умы ученых только в 60-е гг. нашего века. Эта перестройка взглядов представляет собой настоящую научную революцию, сравнимую с Коперниковской в астрономии или Дарвиновской в биологии. Ее следовало бы назвать Вегенеровской в честь немецкого метеоролога Альфреда Вегенера, в свое время первым собравшего многочисленные свидетельства в пользу идеи дрейфа континентов. Впрочем, эти данные так и не убедили его упрямых коллег. Давно уже было установлено, что горы, вулканы и землетрясения не распределены на поверхности земного шара равномерно, а сосредоточены в узких поясах. В XX в. было предложено немало гипотез для объяснения природы этих подвижных поясов земной коры. Сюда относятся теории контракции и расширения Земли, идеи погружения крупных блоков коры (затонувших континентов) и горизонтальных перемещений. Современная теория горизонтальных перемещений называется *глобальной тектоникой плит*. В данной главе, а также в гл. 5 мы проследим основные этапы развития взглядов от преимущественно фиксистских к мобилистским, вплоть до идей крупнейших перемещений континентов. В середине XIX в. революционное учение Дарвина опровергло представление о неизменности жизни на Земле. Потребовалось еще целое столетие, чтобы опровергнуть представление о неизменности океанов и континентов.

Дрейф континентов

Ранние исследования. Истоки концепции дрейфа континентов уходят в глубь веков. Еще в 1620 г. Френсис Бэкон, пораженный сходством контуров береговой линии континентов по обе стороны от Атлантического океана, выдвинул идею раздвигания континентальных массивов. Подобные предположения высказывались некоторыми другими учеными в XIX в. Антонио Снайдер-Пеллегрини в своей книге «Мироздание и раскрытие его тайн» [1984] связывал отодвигание обеих Америк от Старого Света с Всемирным потопом. С развитием современной эволюционной биологии биогеографы, изучая распространение растений и животных, вывели законы их филогении. Эдвард Форбс, например, заметил сходство между организмами на удаленных друг от друга континентах, которое можно объяснить, лишь допуская существование сухопутных «мостов» между ними. Геогра-

фическое распространение отдельных групп живых организмов, таких как земляные черви или сумчатые, привело биологов прошлого и начала нынешнего века к выводу о былых сухопутных связях между континентами. На биологических доказательствах строились предположения о крупных обрушениях континентальных массивов. Концепция обрушения континентов, устраивавшая биологов, не нашла, однако, широкой поддержки у геологов и геофизиков, поскольку она противоречила теории изостазии. Геологи либо склонялись к концепции латеральных движений континентов, либо вообще игнорировали биологические данные.

На рубеже XIX и XX вв. господствовала *контракционная* гипотеза развития Земли, разработанная австрийским геологом Эдвардом Зюссом. Она дала объяснение *орогенезу*—образованию линейно вытянутых горных цепей на лике Земли. В качестве механизма формирования складчатых поясов Зюсс предложил сжатие земного шара. Он считал, что поверхность Земли сморщивается и растрескивается подобно усыхающему плоду. Согласно теории контракции, Земля представляет собой постепенно затвердевающее жидкое тело. Различие плотностей минералов приводит к дифференциации вещества на поверхностный слой, богатый силикатами Al, Na и K, и подстилающий его более плотный слой, обогащенный силикатами Fe, Ca и Mg. В глубоких морщинах земной поверхности, именуемых *геосинклиналями*, накапливаются мощные (до 10 тыс. м) толщи осадков, которые затем воздымаются, образуя складчатые горы. Зюсс предполагал, что все континенты были когда-то соединены в единый массив Гондвану, названную так по одной из ключевых геологических провинций в Индии (гонды—племя в Центральной Индии). Он обратил внимание также на сходство геологических формаций континентов Южного полушария и объяснил их последующее расхождение дифференциальной контракцией. Сразу же после работ Зюсса контракционная теория проявила свою несостоятельность. Оказалось, что объем смятых в складки горных пород в орогенных поясах потребовал бы неправдоподобно большого сжатия за счет охлаждения. К тому же контракционная концепция не могла объяснить различие возраста складчатости разных горных систем и молодость многих из них.

Хотя Вегенера считают отцом теории дрейфа континентов, сходные идеи были высказаны независимо от него американским геологом Фрэнком Б. Тейлором [1034], который предложил оригинальный механизм крупных латеральных перемещений земной коры.

Проанализировав расположение складчатых горных поясов, Тейлор показал, что перемещения земной коры в южном направлении в Евразии и на запад в Америке слишком велики, чтобы их можно было отнести за счет контракции. Он предположил, что движение континентов обусловлено приливными явлениями и замедлением вращения Земли, вызванным захватом Луны, по его мнению происшедшим в меловой период.

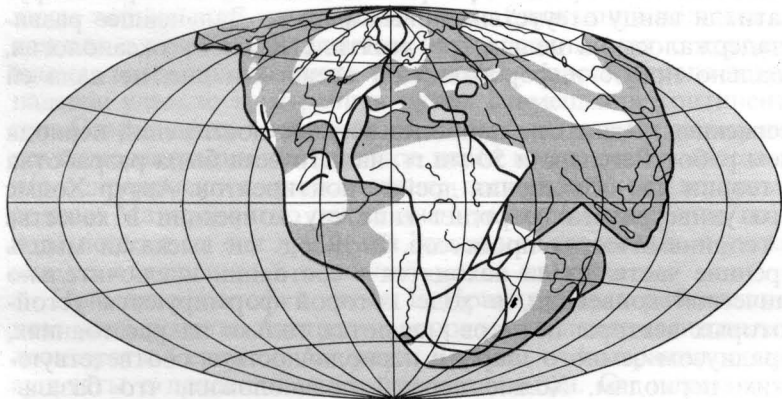
Австрийский геолог Отто Амперер [7] формирование крупных складчатых гор также объяснил латеральными движениями земной коры. Еще в 1925 г. он высказал мысль о конвективных течениях внутри Земли как о движущей силе тектонических процессов. Ему же принадлежат основополагающие идеи современной тектоники плит о субдукции океанской коры под континентальную на фронте сближающихся материков и о новообразовании земной коры в центре океанов. Примерно в это же время его коллега Роберт Швиннер пытался объяснить происхождение океанов конвективными течениями внутри Земли. И все же создание теории дрейфа континентов связывают с именем Вегенера, который начиная с 1912 г. сво-

дид данные о близком сходстве типов пород, тектонических структур, ископаемой фауны и флоры на противоположных берегах Атлантического океана подобно строкам разорванной пополам газеты. За время между написанием первой статьи в 1912 г. и безвременной гибелью в Гренландской экспедиции в 1930 г. он опубликовал ряд статей и книг, переведенных на пять языков, благодаря которым влияние его идей сильно возросло. Самым значительным его трудом, однако, остается книга «Происхождение континентов и океанов», в которой Вегенер приводит доказательства в пользу существования единого суперконтинента *Пангея* примерно 200 млн. лет назад (рис. 4-1). На его реконструкции Америки состыкованы с Европой и Африкой, а континенты Южного полушария составляют южную часть субконтинента. Согласно представлениям Вегенера, начиная со 180 млн. лет назад и вплоть до настоящего времени *Пангея* раскалывалась, сначала в Южном полушарии, а затем и в Северном. Европа и Северная Америка сохраняли связь вплоть до четвертичного периода.

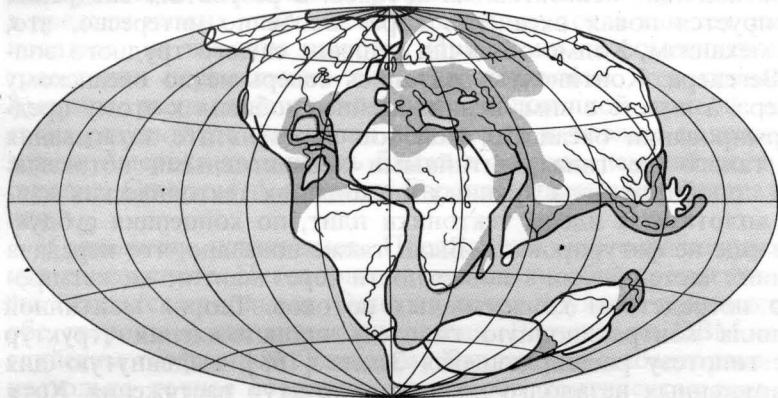
К собранным им свидетельствам сходства контуров береговой линии, геологических структур, фауны и флоры по обе стороны Атлантики, прежде соединенных вместе, Вегенер добавил веские палеоклиматические доводы. Он зарисовал распространение угленосных и ледниковых отложений, показав положение климатических зон в прошлом. Особое внимание было уделено отложениям, свидетельствующим о крупных оледенениях. Ледниковые отложения и некоторые другие признаки позволили сделать вывод о существовании в девоне материкового ледникового щита на месте современной Сахары. В это же время восточное побережье Северной Америки находилось вблизи экватора. Столь крупные смещения указывали не только на дрейф континентов, но также на изменение положения полюсов, которое могло быть вызвано либо миграцией оси вращения Земли, либо перемещением земной коры в целом по поверхности мантии. Вегенер пытался различить эти два процесса. Решающее значение имели ледниковые отложения (тиллиты) каменноугольного и пермского возраста, распространенные на материках Гондваны и свидетельствующие о развитии в это время ледниковых щитов. На реконструкции Гондваны разрозненные в настоящее время участки ледниковых отложений легли в единое поле, обозначающее положение палеозойского материкового ледника Южного полушария. К этому ледниковому щиту принадлежит и оледенение субконтинента Индии, расположенного ныне далеко на север от экватора, но ранее входившего в состав южного материка Гондваны.

Вегенер, к сожалению, выдвинул неудачную гипотезу дрейфа континентов как твердых тел по мягкому веществу дна океана. Вопреки очевидным данным о высоких скоростях сейсмических волн в подповерхностных слоях он считал, что малые силы, действующие в течение длительного времени, могут придать веществу мантий текучесть, и допускал медленное плавание по нему континентов. Источник таких сил Вегенер видел в неравенстве гравитации за счет экваториальной выпуклости Земли (*Pohlfluchtforce*), а также в солнечных и лунных приливах, вызывающих дрейф в западном направлении. Геофизики выдвинули вполне обоснованные возражения против такого механизма, показав, что дно океана жесткое, а не вязкое, и что силы, привлеченные Вегенером, явно недостаточны для обеспечения дрейфа континентов. Таким образом, аргументы Вегенера убедили мало кого из геологов, в большинстве оставшихся столь же непоколебимыми, как положение континентов в их традиционных взглядах. Идеи Вегенера не встречали поддержки вплоть до 50-х гг. К этому времени были высказаны, казалось бы,

Поздний карбон (300 млн. лет назад)



Эоцен (50 млн. лет назад)



Ранний плейстоцен (1,5 млн. лет назад)

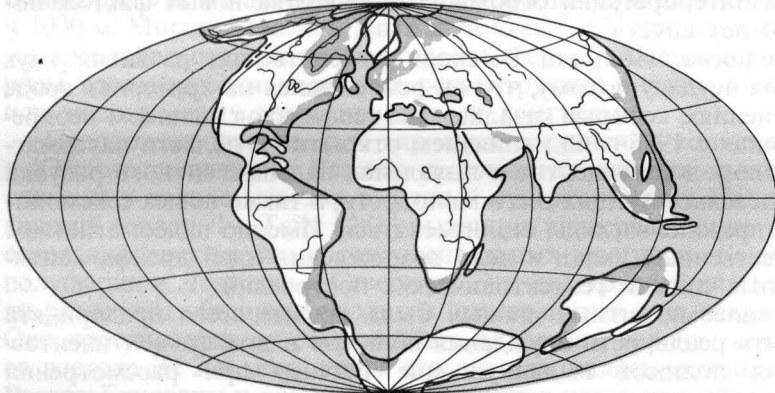


Рис. 4-1. Палеогеографические реконструкции Вегенера для трех временных срезов. Африка оставлена в ее современном положении. Мелководные моря показаны коричневым [1120].

все возможные доводы за и против дрейфа континентов, и споры вокруг этого вопроса затихли ввиду отсутствия новых фактов. Дальнейшее развитие концепции задержалось на целых три десятилетия, пока океанология, добыв принципиально новую информацию об океанском дне, не дала ей новую жизнь.

Мантийная конвекция. Одним из наиболее важных достижений периода между появлением работ Вегенера и 50-ми гг. нашего века была разработка альтернативной теории для объяснения дрейфа континентов. Артур Холмс из Эдинбургского университета возродил гипотезу конвекции в качестве движущей силы геодинамических процессов. В 1931 г. он высказал мысль о том, что внутренние части Земли находятся в состоянии исключительно медленной термической конвекции, в ходе которой формируются устойчивые ячей, в которых векторы потоков меняются только на расстояниях, соизмеримых с радиусом земного шара, с периодичностью, соответствующей геологическим периодам. Холмс первый предположил, что базальтовый слой работает как конвейерная лента, переносщая на себе континенты к зонам нисходящих конвективных потоков. В результате внедрения базальтов генерируется новая океанская кора. Особенно интересно, что, предложив этот механизм, Холмс облегчил решение самого трудного вопроса в модели Вегенера. Континенты двигались теперь не по океанскому дну, как у Вегенера, а вместе с ним. Венинг-Мейнес добавил к этому представление о формировании океанских желобов в результате затягивания океанского дна такого же типа мантийными конвективными потоками. Представление о подобном рода крупных нисходящих тектонических движениях подвело вплотную к идеям тектоники плит, но концепция субдукции в них все же еще не фигурировала. Было также показано, что передача тепла из внутренних частей Земли к поверхности через мантию может происходить только посредством конвективных потоков. Теория мантийной конвекции заменила контракционную гипотезу происхождения структур сжатия, а также гипотезу расширяющейся Земли [168], выдвинутую для объяснения обнаруженных незадолго до этого структур растяжения. Хотя теория Холмса не оказала немедленного влияния на умы геологов, она послужила основой интерпретации огромного количества новых фактов, появившихся 20–30 лет спустя.

Блуждание полюсов. Попытка Вегенера изменить ход развития наук о Земле потерпела неудачу потому, что он основывался на критериях вроде данных об оледенениях, которые казались для геофизиков слишком неопределенными. Начиная с 1956 г. под влиянием открытий в области палеомагнетизма древних пород континентов и выявления палеомагнитного рисунка дна океанов, свидетельствующих о его молодости, а также новых сейсмологических данных прежние взгляды стали меняться. Именно палеомагнетизм внес самый существенный вклад в дело возрождения идей дрейфа континентов и связанных с ними геотектонических построений.

С помощью палеомагнитных данных была прежде всего предпринята попытка проверить реальность блуждания полюсов и дрейфа континентов. Идею блуждания полюсов выдвинул еще Вегенер при рассмотрении данных о пермокарбоневом оледенении Гондваны, приводя ее в подтверждение дрейфа континентов. Палеомагнетизм послужил первым количественным геофизическим индикатором этого процесса. Путем измерения остаточной намагниченности горных пород с разных континентов удалось восстановить положение древних магнитных полюсов. К 1956 г. несколько исследователей, прежде всего К. Крип, К. Ранкорн и Е. Ирвинг, по палео-

магнитным данным, полученным на одном континенте, установили, что полюсы испытывали миграции. Кривые блуждания полюсов, построенные по данным с разных континентов, не совпадали друг с другом, причем расхождения возрастали по мере увеличения геологического возраста. Это несоответствие удавалось устранить путем совмещения континентов в виде Пангеи. Современная интерпретация палеомагнитных измерений отдает предпочтение миграции континентов перед миграцией полюсов хотя бы потому, что одновременное существование нескольких геомагнитных полюсов невероятно. Маловероятно также значительное отклонение положения магнитного полюса от оси вращения Земли или изменение положения оси вращения по отношению к основной массе планеты.

Примерно в это же время Е. Ирвинг, тогда работавший в Национальном университете Австралии, определил палеомагнитными методами палеошироты Северной Америки, Европы и Австралии, сопоставив свои результаты с палеоклиматическими данными. Он показал, что, за исключением докембрия, две независимые серии данных хорошо согласуются между собой. Коралловые рифы и отложения древних пустынь ложатся в пределы низких палеомагнитных широт, тогда как ледниковые отложения попадают на высокие широты. Ирвинг из палеомагнитных данных вывел траектории перемещения полюсов, установив, что кривая для Северной Америки располагается западнее аналогичной кривой для Европы. Из своих результатов он сделал вывод, что в течение палеозоя и мезозоя Северная Америка находилась ближе к Европе, чем сейчас, и что Индия, Австралия, Северная Америка и Европа испытывали латеральные перемещения.

Совмещение континентов. Предложено много различных схем совмещения континентов. Некоторые из них стали общепринятыми, тогда как другие остаются спорными. Одна из реконструкций соединяет континенты по обе стороны Атлантического океана. Расчеты на ЭВМ, выполненные английским геофизиком Эдвардом Буллардом с соавторами [146], показали настолько точное совпадение контуров континентальных окраин Южной Америки и Африки, что достоверность реконструкции не оставила никаких сомнений. Эти же авторы показали хорошее совпадение изобат между 100 и 1000 м. Морские геологи Дитц и Холден [262] продемонстрировали такое же идеальное совпадение контуров Северной Америки и Африки. Критерием достоверности подобных реконструкций служит степень перекрытия или зазора между сопоставляемыми контурами.

Предложено два разных варианта соединения континентов Северного и Южного полушарий. Вегенер предполагал, что все континенты были соединены в начале мезозоя в единый суперконтинент Пангею. Южноафриканский геолог Дю Тойт [281] выдвинул альтернативную гипотезу о существовании двух крупных континентальных массивов — *Гондваны* в Южном полушарии и *Лавразии* в Северном. Эти два крупнейших массива суши были разделены обширным водным пространством, названным *морем Тетис*. Оно простиралось от современных Атласских гор на западе до Гималаев на востоке. За 200 млн. лет на его дне накопились мощные толщи осадков. Раскол Гондваны и движение входивших в нее континентов на север, в сторону Евразии, привели к замыканию моря Тетис и к скупиванию мощных осадочных толщ в виде складчатых горных цепей Альпийско-Гималайского пояса. Самым эффективным было воздымание Гималаев в результате столкновения Индии с Азией.

Конфигурация Гондваны и история ее распада. Геологические доказательства существования Гондваны с девона до юры неопровержимы. Оно находит подтверждение в палеомагнитных данных, в совпадении контуров берегов, в возрасте и характере разделяющих континенты океанских бассейнов, в результатах геологической корреляции и в истории континентальных окраин. Предлагались разные варианты соединения континентов в единый суперконтинент, но до сих пор точные реконструкции Гондваны отсутствуют и ее границы остаются во многом неопределенными. Новая реконструкция Баррона, Харрисона и Хея [43] (рис. 4-2), учитывая все ранее установленные факты, кроме того, использует данные по некоторым ключевым регионам.

Причленив Антарктический полуостров к западному побережью Южной Америки, авторы соединили его с Андской провинцией, сохранив Антарктиду в виде единого континента. Тем самым удалось избежать перекрытия краев континентов и удовлетворить требования их геологического строения. Геосинклинальные пояса Южной Америки, Африки, Фолклендского плато и Антарктиды выстроились в ряд. Мадагаскар состыкован с Мозамбиком, а Сейшельские острова в северной части Индийского океана представлены как обломок континента. Чтобы добиться лучшего геометрического совпадения контуров, Австралия повернута относительно Антарктиды на 250 км к западу. Поразительное совпадение контуров этих двух континентов было ранее доказано Спроллом и Дитцем [987] с помощью расчетов на ЭВМ (рис. 4-3). Совмещение береговой линии Австралии и Индии свидетельствует о том, что они составляли прежде единый континентальный массив (рис. 4-2).



Рис. 4-2. Исправленный вариант реконструкции континентов Южного полушария. Африка показана в ее современном положении. Равноплощадная проекция Ламберта с центром в точке 30° ю. ш., 20° в. д. [43, с. 446].

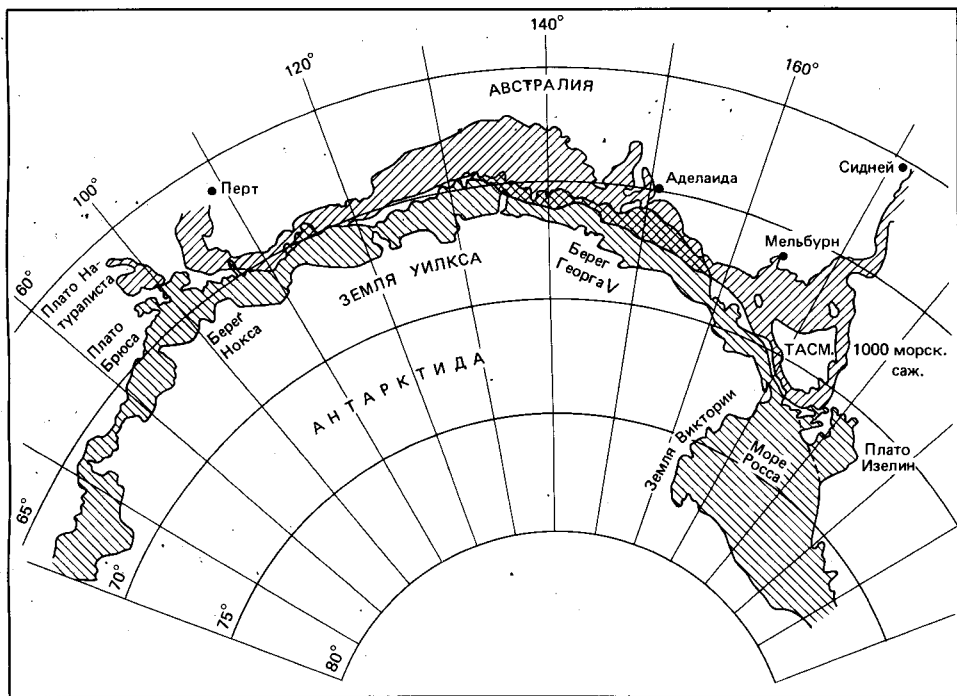


Рис. 4-3. Палеорекострукция при условии наилучшего совмещения Австралии с Антарктидой по изобате 1000 морских саженей (1820 м) (внешний контур), выполненная методом подбора на ЭВМ (по Спроллу и Дитцу [987]). Перекрытие показано перекрещивающейся штриховкой, зияние не заштриховано. Австралия начала отделяться от Антарктиды 53 млн. лет назад, в среднем эоцене. (Публикуется с разрешения авторов.)

Время расхождения континентов Южного полушария устанавливается по многочисленным геологическим свидетельствам. С разделением континентов ассоциируются первые появления между ними морских отложений или признаков вулканической активности и новообразованной океанской коры. Важно, однако, иметь в виду, что расхождению континентов может предшествовать длительный период рифтообразования, с которым сопряжены поднятия, излияние и внедрение основных и щелочных магматических пород, накопление рифтовых формаций. Баррон и др. [43] обосновали следующую последовательность событий при распаде Гондваны. Первым, в поздней юре (140–160 млн. лет назад), произошел раскол Гондваны на западную (Южная Америка с Африкой) и восточную (Мадагаскар, Антарктида, Индия и Австралия) половины. С этим первичным расколом связано развитие средне- и позднеюрского вулканизма и последовавшее за этим морское осадконакопление в Южных Андах и на Антарктическом полуострове. О расхождении континентов свидетельствуют также морские осадки Капской провинции от ранне- до позднеюрского возраста. Рифтообразование между восточной и западной Гондваной привело к обширным излияниям феррарских (юрских) долеритов в Трансантарктических горах. Начало расхождения палеомагнитных полюсов восточной и западной Гондваны относится к более раннему, пермотриасовому, времени.

В триасе в рифтах западной Австралии происходило континентальное

осадконакопление, сменившееся в юре морскими ингрессиями с севера. О расхождении континентов в поздней юре свидетельствует также возраст океанского дна к западу от Австралии. Отделение Индии от Антарктиды отмечено формированием траппов Раджмахала и Силхета в Индии (гора-мел) и проявлениями юрского вулканизма на побережье Антарктиды. Баррон и др. [43] пришли к заключению, что соединенные вместе Индия, Мадагаскар и Сейшельские острова (рис. 4-2) откололись от Австралийско-Антарктического континента примерно 140 млн. лет назад. На основании данных о возрасте океанской коры к югу от Сейшельских островов и анализа положения палеомагнитных полюсов делается вывод о появлении раскола между Сейшельскими островами и Мадагаскаром в поздне меловое время (100 млн. лет назад). Отделение Сейшельского микроконтинента от Индии относится к началу третичного периода, о чем свидетельствуют рофидак на Сейшельских островах и деканские траппы в Индии.

Разделение Африки и Южной Америки в раннем мелу сопровождалось поднятиями, раскалыванием континентальных блоков и вулканизмом. В апте здесь впервые появились морские отложения. Возраст наиболее древней океанской коры в Южной Атлантике дает время начала расхождения континентов 127 млн. лет назад.

Поскольку раскол Гондваны на восточную и западную половины произошел по меньшей мере на 20 млн. лет раньше раскрытия Южной Атлантики, расположение Антарктического полуострова (рис. 4-2) не могло служить помехой движению Южной Америки на запад. Дело в том, что Антарктический полуостров уже успел перед началом раскрытия Южной Атлантики переместиться далеко на юг вдоль западного побережья Южной Америки, не мешая отодвиганию последней от Африки.

Возраст дна юго-западной части Тихого океана свидетельствует об отколе плато Кэмпбелл (южнее Новой Зеландии) от Антарктиды в поздне меловое время, примерно 80 млн. лет назад. Древнейшие части дна Гасманова моря между Австралией и Новой Зеландией имеют возраст 80 млн. лет, что согласуется с возрастом морских трансгрессий и вулканизма на восточном побережье Австралии и в Новой Зеландии.

Последними разделились Австралия и Антарктида (рис. 4-3). Морские осадки на юге Австралии и феррарские долериты в восточной Антарктиде свидетельствуют о ранней фазе континентального рифтогенеза. О начале движения Австралии от Антарктиды на север возвестило первое появление океанской коры между этими континентами лишь в середине эоцена (55 млн. лет назад). Уже Вегенер [1118] обратил внимание на дрейф Австралии к северу, написав: «Движение континентов от полюсов к экватору ясно видно на примере Австралии, которая движется в северо-западном направлении, о чем уверенно свидетельствуют деформации пород на многих островах Зондского архипелага, а также высокие молодые горы Новой Гвинеи...»

Спрединг океанского дна

История развития концепции. Вплоть до 60-х гг. большинство геологов верили в стабильность континентов и океанских бассейнов. Хотя гипотеза дрейфа континентов была широко известна в науках о Земле, она еще не стала теоретической основой обобщения результатов исследований. Палеомагнитные измерения в породах континентов делали идею подвижной земной коры более приемлемой, но потребовались новые данные, чтобы в нее



Рис. 4-4. Гарри Хесс в качестве штурмана на борту военного судна во время второй мировой войны. Во время войны он производил эхолотную съемку в Тихом океане и открыл несколько плосковершинных подводных вулканов, позже названных им гайотами. Эти наблюдения помогли ему убедиться в горизонтальных движениях океанского дна. (Публикуется с разрешения геологического факультета Принстонского университета.)

поверили широкие круги ученых, занимающихся науками о Земле. Переворот произошел в середине 60-х гг., главным образом под влиянием новых данных, полученных в океанах. В 1962 г. Г. Хесс из Принстонского университета в своем классическом труде «История океанских бассейнов» [469] предложил логичную альтернативу вегнеровским идеям (рис. 4-4). Он включил в свою гипотезу некоторые положения концепции А. Холмса. В отличие от прежних теорий дрейфа континентов, согласно которым континенты должны были с трудом продвигаться по океанской коре, механизм, предложенный Хессом, допускал их пассивное перемещение вместе с корой от восходящей конвективной ветви до нисходящей. Новая океанская кора генерируется в срединно-океанских хребтах, где подъем разогретого вещества мантии из-за его меньшей плотности приводит к формированию возвышенностей. На срединных хребтах поверхностные слои пород раскалываются под воздействием усилий растяжения и расходятся в стороны, а образующиеся рифты заполняются новыми порциями вулканоген-

ного материала, поступающего из мантии. Таким образом дно океана расширяется, двигаясь будто по конвейерной ленте. Там, где конвективные ветви сходятся, океанская кора увлекается вниз, образуя глубоководные желоба. Над нисходящими потоками возникают зоны сжатия, к которым приурочены горные цепи и вулканические дуги. Континентальная кора, состоящая из более легких, богатых кремнеземом горных пород, не затягивается в желоба, а наращивается или надвигается вверх в виде горных цепей. Раскалывание холодных масс пород при их погружении под желоба вызывает глубоководные землетрясения. Р. Дитц, тогда еще служивший в Береговой и Геофизической службе США, ввел термин *спрединг океанского дна* (sea-floor spreading), сначала понимая под этим все явления от зарождения новой океанской коры до ее уничтожения. Особая привлекательность предложенной теории спрединга заключается в том, что она не противоречит основным фактам, накопленным морской геологией и геофизикой, и в то же время хорошо согласуется с физическими законами. Направления и скорости движения, выведенные как из концепции спрединга океанского дна, так и из гипотез дрейфа континентов, великолепно согласуются между собой. Наконец удалось найти разумный механизм раскалывания и перемещения континентов. С момента своего появления идея спрединга океанского дна, в деталях разработанная Хессом и Дитцем, служит глубокому пониманию природы океанских бассейнов и их окраин. Новые факты почти всегда согласуются с этой универсальной концепцией. В сущности, именно теория спрединга вызвала в науках о Земле ту бурную перестройку, которая известна теперь под названием *Вегенеровской революции* [1140]. Истинная научная революция всегда сближает разные науки, вызывая их тесное взаимодействие.

Подобно другим революционным научным концепциям, теория спрединга океанского дна основана на многих научных идеях, среди которых укажем следующее:

1. Совпадение контуров берегов на палеореконструкциях и другие доказательства дрейфа континентов.
2. Высота и рельеф срединно-океанских хребтов.
3. Закономерное увеличение мощности осадков по мере удаления от оси срединного хребта.
4. Вулканическая активность в осевых зонах хребтов.
5. Сейсмическая и вулканическая активность определенного типа океанских окраин; развитие там островных дуг.

В дополнение к перечисленному Дж. Т. Уилсон [1136] из Торонтского университета в 1963 г. показал, что возраст островов Атлантического океана закономерно увеличивается с удалением от оси срединного хребта. К тому времени батиметрические съемки Б. Хизена и его коллег из Ламонтской обсерватории выявили симметричность рельефа флангов срединно-океанских хребтов. М. Юинг и его сотрудники из Ламонтской обсерватории получили большое количество сейсмопрофилей океанских бассейнов, показавших симметричное по отношению к оси срединно-океанского хребта увеличение мощности осадочного чехла от почти нулевых значений на гребне до нескольких километров на континентальной окраине. Из этого можно было заключить, что осадконакопление продолжалось вдали от центра спрединга более длительное время, чем вблизи него.

Полосовые магнитные аномалии океанского дна. Хотя многие факты вплотную подводили исследователей к концепции спрединга, самые решающие свидетельства его реальности были все же получены в результате маг-

нитных съемок крупных сегментов океанского дна. К 1958 г. были созданы высокочувствительные магнитометры, способные измерять земное магнитное поле вплоть до $1/100\,000$ его величины. Вакье и др. [1066], Мейсон и Рафф [696] из Скриппсовского океанографического института, работая с этими приборами, на дне северо-восточной части Тихого океана обнаружили картину четко очерченных линейных магнитных аномалий субмеридионального простирания (рис. 4-5). Открытие вызвало большой интерес. Наблюдавшуюся картину линейных аномалий объясняли чередованием лавовых потоков и осадочных толщ, накопившихся в узких трогах. На картине линейных аномалий были видны также крупные горизонтальные смещения (амплитудой до 1400 км) по зонам разломов. Первоначально эти смещения интерпретировались как громадные сдвиги океанской коры.

Другим открытием, требовавшим объяснения, было обнаружение положительной магнитной аномалии над рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта. Эта аномалия прослеживалась уверенно даже там, где рифтовая долина развита слабо или вовсе отсутствует. Еще больше удивило направление аномалии: оно оказалось противоположным тому, которое можно было ожидать на основании уменьшения объема земной коры в рифтовой долине.

В начале 60-х гг. независимо от деятельности морских геологов была построена временная шкала палеомагнитных инверсий (см. гл. 3). Примерно в это же время (в 1963 г.) Ф. Вайн и Д. Меттьюз [1096] из Кембриджского университета дали простое объяснение загадочной аномалии над осью срединных хребтов и линейным (*полосовым*) магнитным аномалиям, обнаруженным в северо-восточной части Тихого океана. Они объединили гипотезу спрединга океанского дна Хесса с новыми данными об истории инверсий земного магнитного поля, предположив, что каждая новая порция океанской коры, сформировавшись в результате подводных излияний лавы в рифтовой зоне срединного хребта, намагничивается по направлению геомагнитного поля, существующего во время ее охлаждения (рис. 4-6). При последующем раздвигании новообразованных участков коры в стороны от оси хребта они должны формировать чередующиеся полосы прямой и обратной намагниченности. Полосовые аномалии, измеренные судовыми магнитометрами с поверхности океана, рисуются как положительные и отрицательные на фоне сглаженного геомагнитного поля (рис. 4-6). Если полоса намагничена прямо по отношению к направлению современного геомагнитного поля, то величина ее намагниченности добавляется к фоновой и мы получим увеличение интенсивности. Если же полоса намагничена в обратном направлении (т.е. имеет обратную полярность), то интенсивность ее намагниченности вычитается из геомагнитного поля и мы наблюдаем низкую величину аномалии. В середине 60-х гг., когда палеомагнитная шкала для молодых возрастов уже была хорошо разработана, Вайн и Уилсон [1094, 1097] начали коррелировать с ней картину полосовых магнитных аномалий. Дж. Т. Уилсона, например, вдохновил на это доклад Н. Опдайка о палеомагнитной стратиграфии, представленный в 1965 г. на Международной конференции по Гондване в Монтевидео. На основе данных Опдайка он развил свои прогрессивные концепции спрединга. Великолепная корреляция между картиной полосовых магнитных аномалий и палеомагнитной шкалой времени привела его, таким образом, к плодотворному объединению палеомагнетизма с гипотезой спрединга океанского дна Хесса [469] и Вайна-Меттьюза [1096]. Поскольку срединно-океанские хребты представляют собой протяженные линейно вытянутые структуры, то в ходе спре-

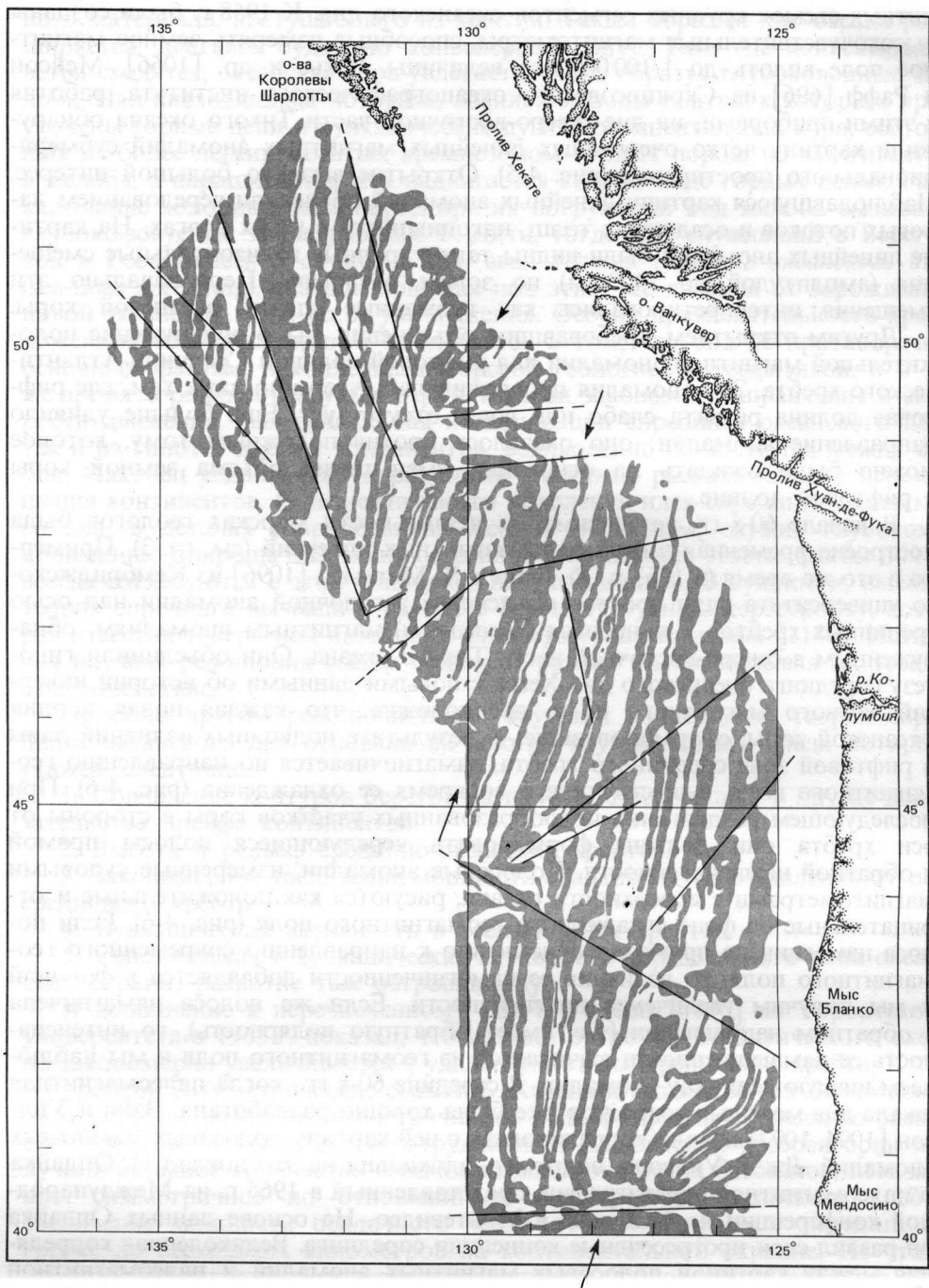


Рис. 4-5. Аномалии магнитного поля на ложе океана у западного побережья Северной Америки (штаты Орегон, Вашингтон и провинция Британская Колумбия) [696]. Коричневым показаны положительные аномалии, белым — отрицательные. Стрелки указывают на оси трех коротких хребтов (с севера на юг): Эксплорер, Хуан-де-Фука и Гордон. Линейные аномалии смещаются многочисленными разломами [696].

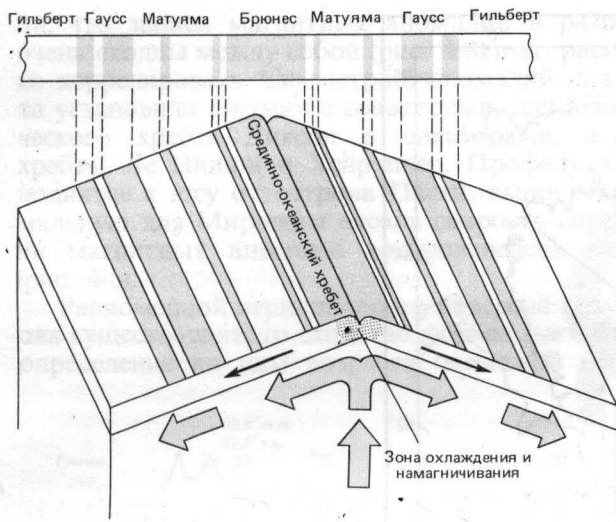


Рис. 4-6. Возникновение полосчатого рисунка магнитных аномалий путем билатерального симметричного раздвигания (спрединга) океанского дна в обе стороны от оси хребта в связи с нарастанием вулканических пород в области гребня хребта. Сверху показана палеомагнитная шкала возраста. (По Кокеу и др. [208], с изменениями.)

динга возникают узкие длинные полосы прямой и обратной полярности (рис. 4-7). Центральная положительная аномалия над гребнем хребта (рис. 4-7) отражает формирование океанской коры в современную эпоху прямой полярности геомагнитного поля. Ирония судьбы: сходную модель разработал и представил для опубликования в 1963 г. канадский геофизик Л. В. Морли, но его статья была отвергнута, поскольку редакция сочла ее слишком спекулятивной [207].

До настоящего времени нет общепринятого мнения относительно мощности и магнитной восприимчивости слоя базальтов, создающего полосовые магнитные аномалии. Вайн и Меттьюз [1096] предполагали, что магнитовозмущающий слой охватывает всю океанскую кору. Прямые измерения магнитных свойств пиллоу-лав в образцах, добытых с осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и отобранных из наземных обнажений поднятой океанской коры, показали, однако, что только лавовые подушки обладают стабильной остаточной намагниченностью и величина их магнитной восприимчивости достаточна для создания наблюдаемых аномалий при общей мощности всего 400 м.

Идеи Вайна и Меттьюза, а также другие близкие к ним модели были рассмотрены в 1966 г. на годичных собраниях Американского геофизического союза в Вашингтоне и Американского геологического общества в Сан-Франциско. Было решено обнародовать эти открытия, вести эффективную борьбу с оставшимися еще противниками новых теоретических построений и провозгласить вступление в эру революционного пересмотра взглядов о динамике Земли.

Палеомагнитная шкала времени. Симметрия магнитных аномалий по отношению к оси срединно-океанского хребта распространяется за пределы его гребня и склонов до дна глубоководных океанских котловин на расстояние не менее 2000 км. Отсюда следует, что почти все дно современного Мирового океана образовалось в результате спрединга. Если полосовые

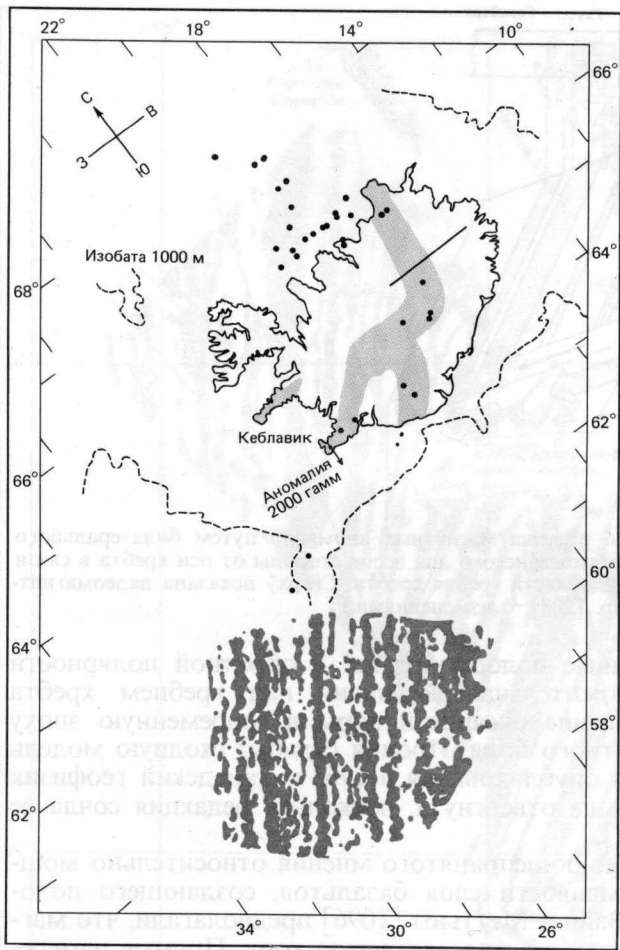


Рис. 4-7. Магнитные аномалии хребта Рейкьянес южнее Исландии (по Хейртцлеру и др. [462]). Ось хребта маркируется центральной положительной аномалией. (Публикуется с разрешения авторов.)

магнитные аномалии соотнести со шкалой геологического времени на всем пространстве океанского ложа, где развиты эти аномалии, то можно получить прямую зависимость возраста коры от расстояния до оси срединного хребта и определить скорости спрединга на любом отрезке хребта. Чтобы решить эту задачу, нужно иметь высококачественные длинные магнитные профили, перпендикулярные оси хребта, породившего аномалии. На таких профилях, выполненных, например, Хейртцлером с сотрудниками [462] для хребта Рейкьянес к югу от Исландии (рис. 4-7), хорошо видна симметрия аномалий по отношению к оси хребта. К счастью, в Ламонтской обсерватории к тому моменту уже накопилось большое количество магнитных профилей, полученных за несколько лет в ходе стандартных съемок. Это позволило Дж.Р. Хейртцлеру, В.К. Питману, Дж.О. Диксону и К.Ле Пипшону быстро завершить первую фазу исследований. В серии статей, опубликованных в "Journal of Geophysical Research" в 1968 г. [460], они показа-

ли, что записи магнитных аномалий в разных частях Мирового океана очень сходны между собой (рис. 4-8) и по рисовке аномалий их удастся легко коррелировать. Симметрию аномалий для Южно-Тихоокеанского хребта установили Питман с соавторами, для южной части Срединно-Атлантического хребта — Диксон с соавторами, а для Центральноиндийского хребта — Ле Пишон и Хейртцлер. Профиль через Восточно-Тихоокеанское поднятие к югу от острова Пасхи, выполненный в 1966 г., выявил максимальную для Мирового океана скорость спрединга, поэтому шкала времени магнитных инверсий воспроизведена здесь с особой детальностью (рис. 4-8).

Равномерности периодичности инверсий геомагнитного поля нет. Если бы она существовала, то сходство формы магнитных аномалий затрудняло бы определение по ним возраста океанской коры. На самом же деле маг-

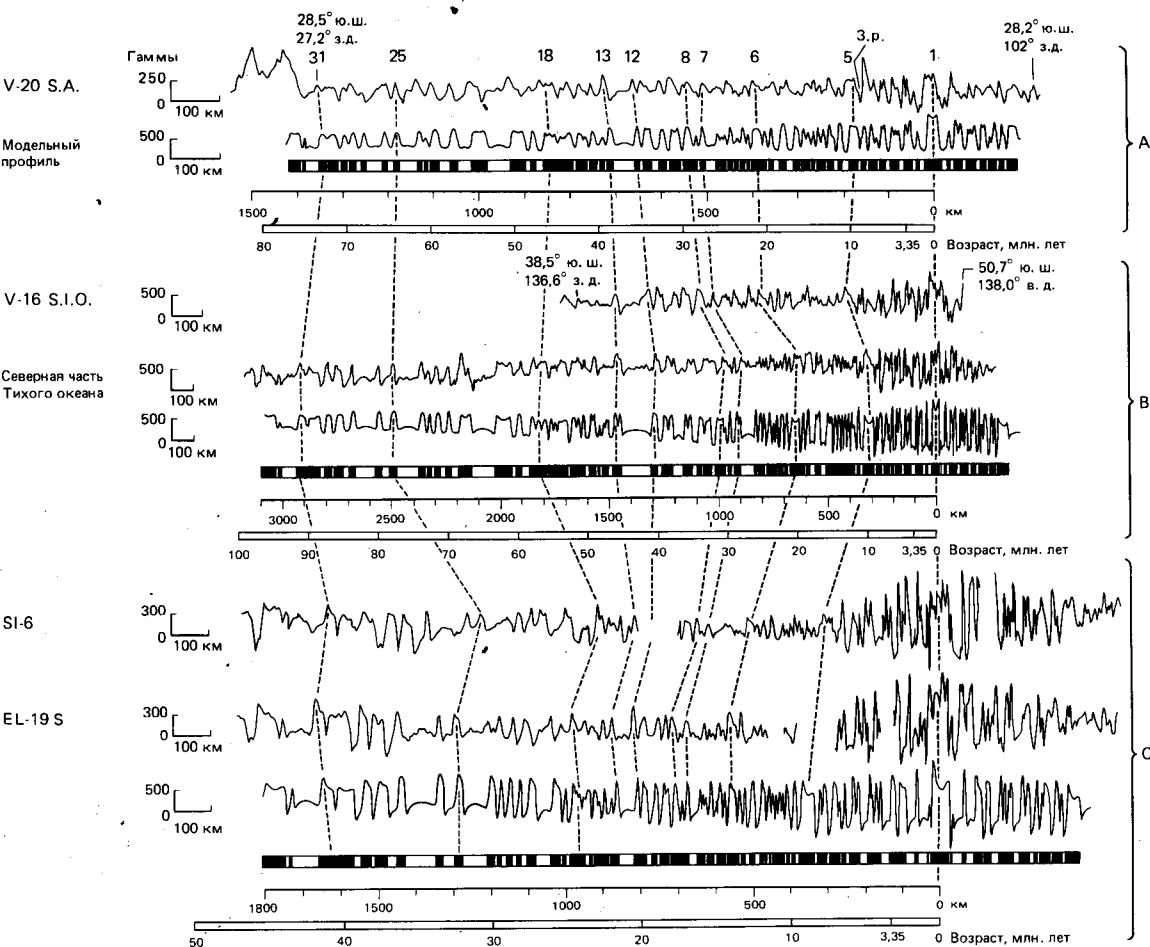


Рис. 4-8. Профили магнитных аномалий дна океанов: А — Южная Атлантика; В — северная часть Тихого океана; С — южная часть Тихого океана. Характерные аномалии, номера которых (от 1 до 31) приведены сверху, между профилями соединены пунктирными линиями. Обратите внимание на сходство профилей. Полоски под профилями показывают чередование прямо (черные) и обратно намагниченных (белые) пород океанской коры [460].

нитные аномалии, возникшие в определенные моменты геологического времени, имеют свои отличительные черты, часто позволяющие узнавать их с первого взгляда, подобно годовым кольцам на спице дерева, отражающим изменения климатических условий роста. Изгибы аномалий на профилях различны по форме (рис. 4-8). Форма некоторых из них особенно характерна, благодаря чему такие аномалии служат ключевыми изохронами при корреляции и датировании (рис. 4-8). Последовательность кайнозойских аномалий обозначена номерами от 1 до 33 в порядке увеличения возраста (рис. 4-8). Номера мезозойских аномалий снабжены индексом М и пронумерованы от М0 (108 ± 2 млн. лет) до М25 (153 млн. лет). Качество магнитных профилей неодинаково, но для построения палеомагнитных шкал времени использованы только исключительно четкие записи. На профилях худшего качества идентификация отдельных аномалий неоднозначна. Аномалии могут быть слабо развиты или вообще стерты в районах со сложным тектоническим строением, например там, где ось срединного хребта рассечена многочисленными зонами разломов.

Изучив последовательность полосовых магнитных аномалий по нормали к активным центрам спрединга и используя известную тогда шкалу магнитных инверсий для последних 3,5 млн. лет (см. гл. 3), Хейртцлер и др. [460] построили возрастную шкалу кайнозойских и позднемеловых (0–79 млн. лет) аномалий океанского дна (рис. 4-9). Эта прогнозная воз-

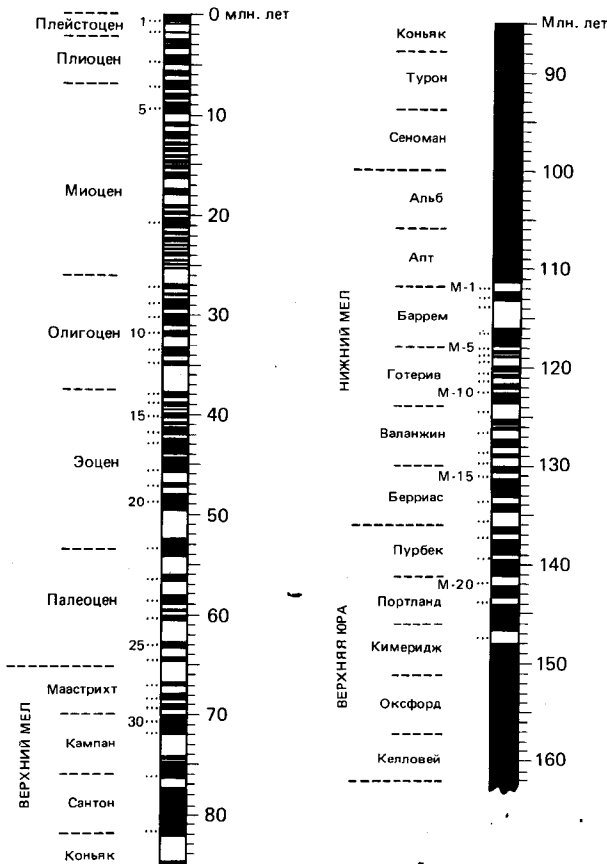


Рис. 4-9. Палеомагнитная временная шкала для последних 162 млн. лет (от поздней юры до современности). Прямая полярность показана черным, обратная — белым. С левой стороны колонок даны номера аномалий [633].

растная шкала основана на двух главных допущениях. Во-первых, предполагается, что профили магнитных аномалий над океанскими хребтами и котловинами, согласно гипотезе Вайна и Меттьюза [1096], отражают более древние инверсии геомагнитного поля; во-вторых, скорость спрединга считается постоянной. Разрешающая способность шкалы выведена из профилей северной части Тихого океана с большими скоростями спрединга. При построении такой шкалы данные о возрасте экстраполируются на возрастной интервал, по длительности почти в 20 раз превышающий базовый. Как подчеркивали Хейртцлер и др. [460], не исключено, что систематические ошибки, внесенные при этом, будут наращаться с увеличением возраста. Тем не менее возраст границы между мелом и палеогеном, установленный по палеомагнитной шкале, оказался лишь немногим моложе радиологического.

После того как Хейртцлер и его соавторы создали возрастную шкалу палеомагнитных инверсий, было сделано несколько попыток (например, рис. 4-9) повысить ее разрешающую способность. Для этого привлекались новые профили магнитных аномалий, определения возраста маркирующих инверсий в наземных разрезах, а особенно — сравнение палеомагнитных определений возраста базальтового фундамента с биостратиграфическими датировками базального слоя осадков в скважинах глубоководного бурения. Возраст некоторых аномалий удалось определить непосредственно путем пробуривания всей осадочной толщи до фундамента. В результате этих исследований было установлено, что аномалии с номерами до 32-го включительно образовались за последние 76 млн. лет (рис. 4-9). Для последних 60 млн. лет существует отчетливая линейная зависимость между предсказанными и палеонтологическими определенными возрастными фундамента. Построенная по средней скорости спрединга возрастная шкала в целом подтвердилась. Это означает, что по крайней мере в точках, где имеются скважины, пробуренные до фундамента, нахождение сколько-нибудь значительных толщ более древних осадков внутри базальтов маловероятно. Однако многие данные показали, что допущение постоянства скорости спрединга часто приводит к небольшим, а в некоторых случаях к значительным ошибкам. Например, возраст аномалии 24 по экстраполяции Хейртцлера и др. [460] составляет 60 млн. лет, а по данным Тарлинга и Митчелла [1032] — 49 млн. лет. Шлих [917], Ларсон и Питман [634] установили постоянное несовпадение палеомагнитных определений возраста и биостратиграфических датировок осадков, залегающих непосредственно над базальтами (рис. 4-10). Это несовпадение было впоследствии устранено Ла Брекье и др. [621] путем пересмотра некоторых биостратиграфических определений возраста. Количество подобных противоречий и расхождений во мнениях как будто возрастает по мере увеличения возраста, хотя в ряде случаев их удалось успешно разрешить, допуская различия в скоростях спрединга. Обычно же совпадение палеомагнитных и биостратиграфических возрастов удивительно хорошее, особенно если учесть искажения, которые вносятся в биостратиграфические датировки эрозией, перерывами осадконакопления, обновлением вулканической деятельности и неточностью определений абсолютного возраста стратиграфических единиц. Результаты глубоководного бурения не только хорошо согласуются с гипотезой спрединга океанского дна, но служат веским доказательством ее правильности. При дальнейшем уточнении палеомагнитной возрастной шкалы будут учтены изменения скорости спрединга, а также некоторые новые геохронологические данные.

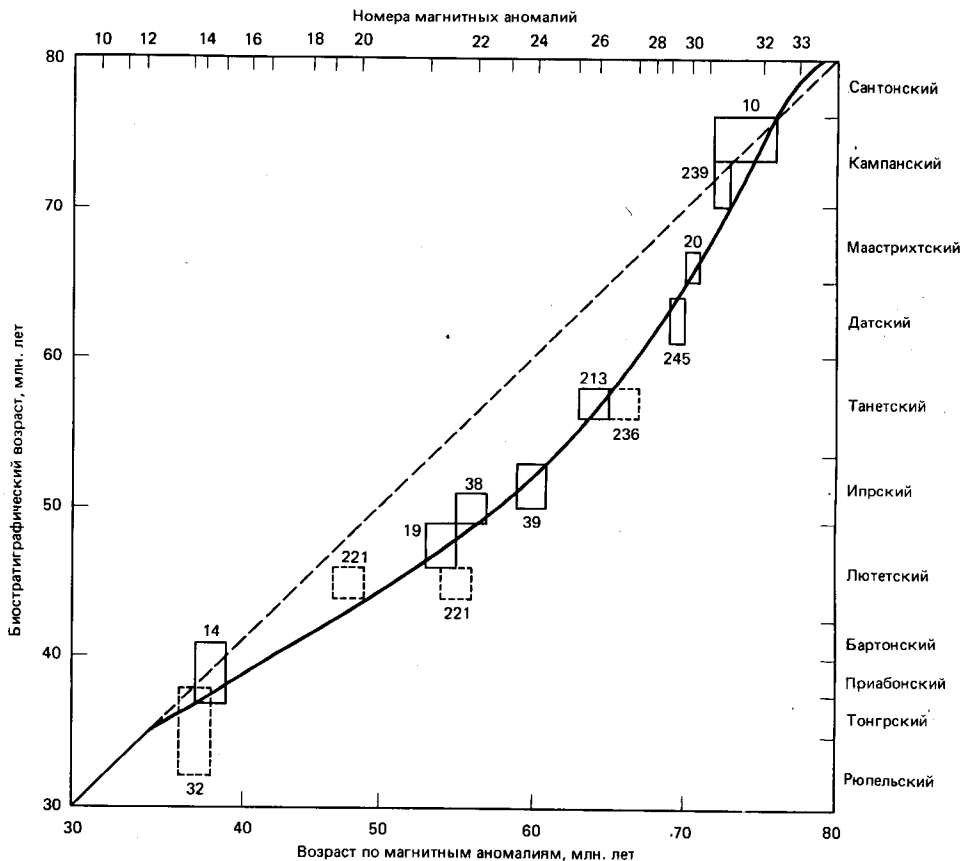


Рис. 4-10. Сравнение возрастов фундамента, определенных по магнитным аномалиям океанского дна, с возрастaми по микрофоссилям в осадках, залегающих непосредственно на базальтах фундамента (в скважинах DSDP, номера которых даны на рисунке) [917]. (Публикуется с разрешения Геологического общества Франции.)

Временную шкалу палеомагнитных аномалий удалось также распространить на мезозой. Ларсон и Питман [633] продлили ее до поздней юры (152 млн. лет назад). Они показали, что в интервале между 100 и 150 млн. лет назад существовали периоды обращений магнитного поля, прерывавшиеся длительными периодами преимущественно прямой полярности, известными под названием меловых и юрских зон *спокойного магнитного поля*. Последние выражены на дне океана в виде областей со сглаженными аномалиями.

Возраст океанской коры. Установление последовательности и времени образования магнитных аномалий дало в руки геологов эффективный метод составления карт возраста океанской коры для обширных регионов. На таких картах (рис. 4-11) виден сложный мозаичный рисунок серий чередующихся линейных магнитных аномалий, рассеченных зонами разломов, покрывающих почти все ложе океана. К 1974 г. Питман, Ларсон и Херман, используя данные разных исследователей, составили первую карту возраста коры всего Мирового океана (рис. 4-12). Широкой изогнутой полосой на карте показаны молодые срединно-океанские хребты. Видно, как возраст

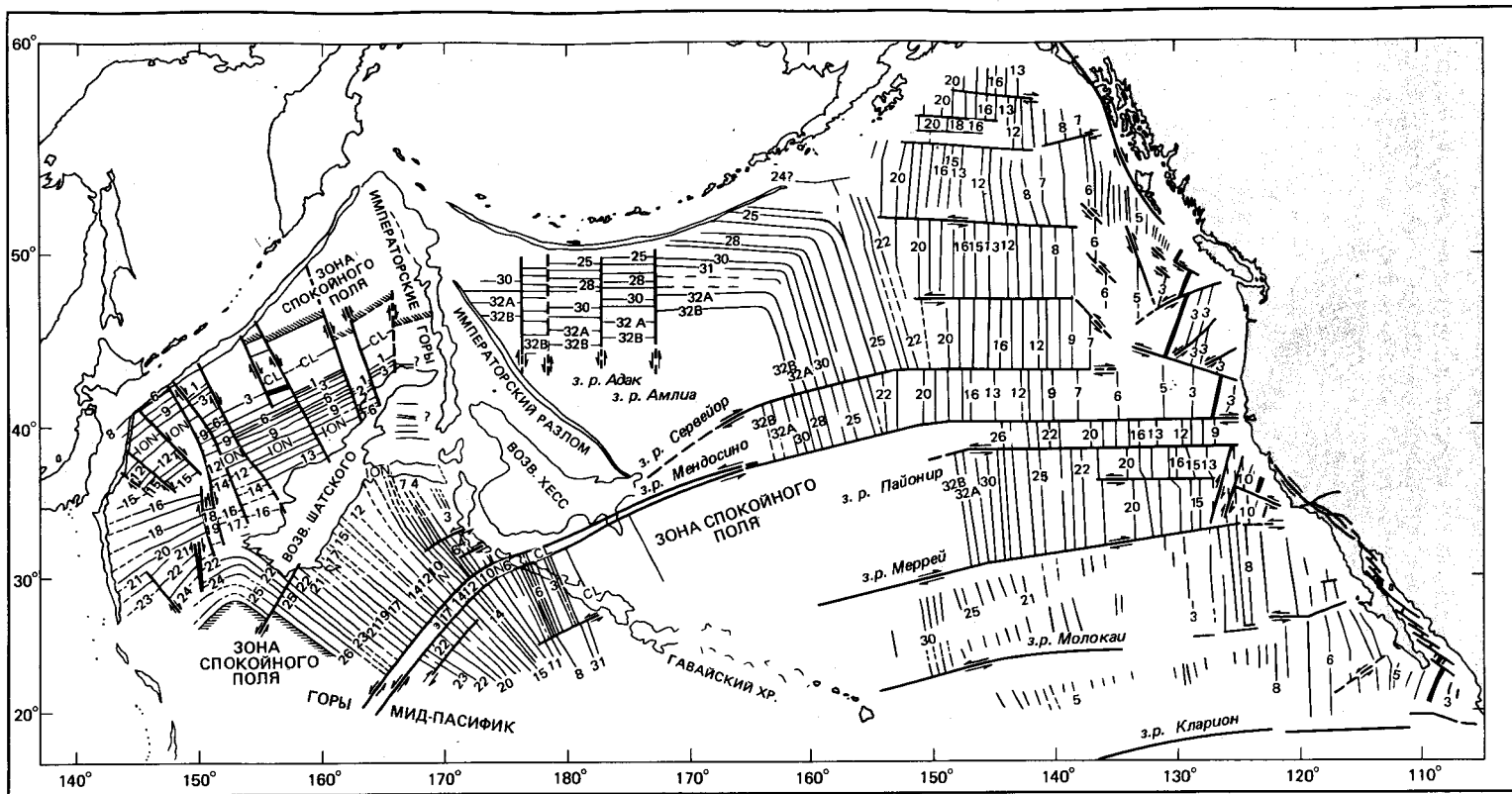


Рис. 4-11. Карта линейных магнитных аномалий северной части Тихого океана [473]. Стрелки на зонах разломов указывают направление смещения аномалий, а не движения коры по разломам. Показаны также зоны спокойного магнитного поля. З.р.—зона разлома.

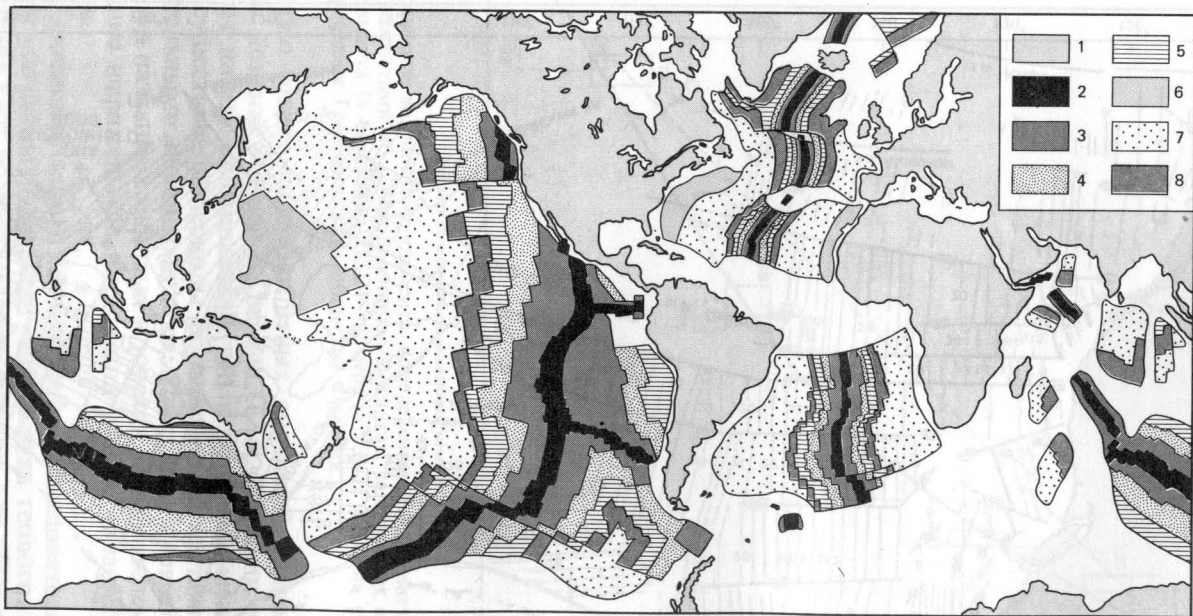


Рис. 4-12. Возраст океанской коры по магнитным аномалиям [843]. 1 – суша; 2–8 – возраст: 2 – голоцен, плейстоцен и плиоцен (0–5 млн. лет), 3 – миоцен (5–23 млн. лет), 4 – олигоцен (23–38 млн. лет), 5 – эоцен (38–53 млн. лет), 6 – палеоцен (53–65 млн. лет), 7 – мел (65–135 млн. лет), 8 – юра (135–190 млн. лет).

коры становится последовательно древнее по обе стороны от оси хребтов в полном соответствии с моделью спрединга океанского дна.

Одним из самых поразительных открытий, сделанных при изучении океанов, было обнаружение относительной геологической молодости их дна. Еще до разработки палеомагнитной шкалы на молодой возраст океанов указывали результаты работ с поршневыми трубками в разных районах Мирового океана, ибо колонки нигде не вскрывали осадков древнее меловых. Но это было недостаточно доказательным, пока не началось бурение. И здесь опять пришли на помощь палеомагнитные данные, также свидетельствовавшие в пользу молодого возраста океанских бассейнов.

Сеть аномалий от 1-й до 32-й покрывает больше половины дна Мирового океана (рис. 4-12), а это значит, что преобладающая часть ложа океана сформировалась менее чем за 76 млн. лет. Глубоководное бурение DSDP подтвердило этот вывод. Наиболее древние участки океанской коры по геофизическим данным или по палеонтологическим датировкам имеют позднейший возраст (около 170 млн. лет). Кора такого возраста встречается на окраине Северной Атлантики, в северо-западной части Тихого океана и в районе к западу от Австралии. Не обнаружено ни одного участка с досреднеюрской океанской корой. Таким образом, все дно современных океанов образовалось в ходе спрединга менее чем за 5% геологического времени. Значительно более древние породы найдены на некоторых континентальных окраинах, но они принадлежат к континентальным блокам. Многие породы континентальной коры древнее позднего мезозоя. Самые древние среди них имеют возраст около 3,7 млрд. лет. Но допоздне-мезозойские породы встречаются исключительно на континентах. Сохранность пород континентальной коры в течение длительного времени объясняется их малой плотностью. Из-за этого континентальные блоки не погружаются в мантию даже в тех случаях, когда они (например, Индия)

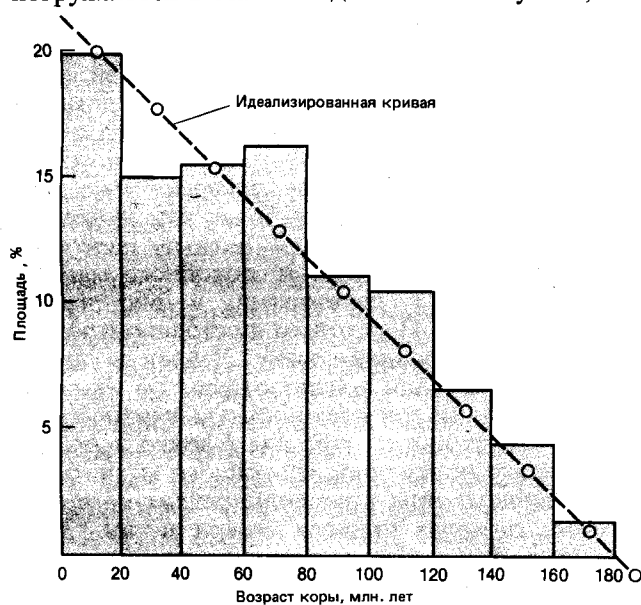


Рис. 4-13. Гистограмма распределения площади дна океана по возрасту (с шагом 20 млн. лет), полученная путем измерения площадей на карте возраста океанской коры (рис. 4-12). Идеализированная кривая выведена путем усреднения столбиков гистограммы [83].

попадают в зону субдукции. Отсутствие доюрской океанской коры указывает на существование глобальной системы ее обновления и уничтожения. На рис. 4-13 приведена гистограмма процентов площадей дна современного Мирового океана с разными диапазонами возраста. Гистограмма демонстрирует уменьшение площадей по мере увеличения возраста, особенно отчетливое в диапазоне возрастов древнее 80 млн. лет (поздний мел). В геологическом смысле океаны — явление временное.

По карте возраста океанской коры выявляются важные особенности отдельных регионов, которые будут более детально обсуждаться ниже.

1. На окраинах Северной Атлантики со стороны Северной Америки и Африки имеются участки с позднеюрской корой, тогда как в Южной Атлантике их нет. Это указывает на более позднее раскрытие Южной Атлантики.

2. Большая часть современного Тихого океана образована в результате спрединга, направленного на северо-запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Поэтому обширные площади в центральной и западной частях океана имеют относительно древний (меловой или позднеюрский) возраст, тогда как в юго-восточной части господствует кайнозойская кора.

3. Наиболее древние породы Мирового океана имеют юрский возраст и встречены в северо-западной части Тихого океана.

4. Все океанское дно между Австралией и Антарктидой образовалось за последние 55 млн. лет. Следовательно, разделение этих двух континентов явилось последней стадией раскола Гондваны.

5. Почти весь Индийский океан моложе мела, что указывает на геологически недавнее образование этого бассейна.

Зоны спокойного магнитного поля. Зоны спокойного магнитного поля обнаружены за пределами наиболее древних из датированных полосовых магнитных аномалий и практически отсутствуют среди кайнозойских серий аномалий. В Атлантическом океане они расположены рядом с континентальными окраинами. Происхождение этих зон оставалось спорным. Палеомагнитные исследования на суше показали, что в течение большей части мелового периода инверсии магнитного поля Земли были редки и доминировала прямая полярность (рис. 4-9). Поздний триас и ранняя юра также характеризовались преимущественно прямой полярностью магнитного поля. Кайнозой, наоборот, были свойственны частые инверсии (рис. 4-9). Океанская кора, возникшая во время существования более или менее постоянной полярности, будет иметь сглаженный или ровный палеомагнитный рисунок. Такое объяснение происхождения зон спокойного магнитного поля было выдвинуто Ларсоном с соавторами, и оно нашло поддержку у большинства исследователей. Переход от постоянной полярности к частым инверсиям произошел в позднем мелу. Лейден и другие [651], Ла Брекье и Рабинович [622] высказали предположение об изохронности обращенных к центру океана границ зон спокойного магнитного поля в Атлантике, так как контуры этих границ со стороны Африки и Америки совмещались друг с другом. Однако не все зоны спокойного магнитного поля удастся объяснить формированием коры в периоды редких инверсий. Предложены иные версии, сводку которых привели Эмери и др. [302]: 1) стирание магнитного рисунка в результате метаморфизма; 2) слабое развитие линейных аномалий при сложных процессах рифтообразования на ранних стадиях раскрытия океана; 3) образование океанской коры на низких геомагнитных широтах.

Различия и временные колебания скорости спрединга. Рисунок линейных

магнитных аномалий свидетельствует о том, что скорости спрединга на всем протяжении системы срединно-океанских хребтов не остаются постоянными, а меняются от региона к региону. За величину скорости спрединга обычно принимают полускорость раздвижения коры в стороны от некой оси симметрии. Скорости спрединга варьируют от нескольких миллиметров в год на хребте Нансена в Северном Ледовитом океане до 1 см в год на Срединно-Атлантическом хребте южнее Исландии и до 6 см в год на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе экватора. Оказалось, что различие в скоростях спрединга сказывается на морфологии срединного хребта. Хребты, имеющие отчетливо выраженную осевую рифтовую долину и сильно расчлененный рельеф, как правило, характеризуются низкими скоростями спрединга. Например, гребни срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, где скорости спрединга не превышают 2,5 см/год, сильно расчленены и рассечены рифтовыми долинами. В отличие от них срединный хребет Тихого океана, характеризующийся более высокими скоростями спрединга, большей частью лишен рифтовой долины, а рельеф его гребня сравнительно пологий.

Очевидно также, что скорости спрединга не оставались постоянными во времени. Еще в 1967 г. Дж. Юинг и М. Юинг высказали мысль о том, что скорости спрединга в прошлом могли отличаться от современных, установившихся только за последние 10 млн. лет. Тот факт, что с момента аномалии 5 (9 млн. лет назад) во многих районах резко увеличились мощности осадков, дал им основание предположить общее замедление спрединга. Вопрос об уменьшении скорости спрединга именно в это время неясен. Возможно, что оно длилось несколько миллионов лет.

Вариации скорости спрединга имеют ряд следствий. Во-первых, если скорость спрединга существенно меняется на всех срединных хребтах, а Земля при этом не расширяется, то соответственно должна измениться и скорость субдукции коры. Увеличение скорости субдукции может привести к усилению вулканизма в островных дугах и на примыкающих к зонам субдукции окраинах континентов (такой случай рассмотрен детально в гл. 12). Ларсон и Питман [633] высказали предположение об эпохе очень высоких скоростей спрединга (до 18 см в год) в меловое время (110–85 млн. лет назад), охватившей все срединные хребты Атлантического и Тихого океанов. С эпохой быстрого спрединга они связывали меловую фазу орогенеза, усиление интрузивной и вулканической деятельности в Тихоокеанском поясе. Магматическая активность отмечена в это время в Восточной Азии, Антарктиде, Новой Зеландии, Андах и на западе Северной Америки. Лучше всего она выражена на западном побережье Северной Америки, где 50% выходящих на поверхность батолитов имеют возраст от 115 до 85 млн. лет. Если гранодиориты и граниты, слагающие эти батолиты, образовались в связи с пододвиганием под континент океанской литосферы, то они свидетельствуют об огромных масштабах субдукции, которая должна была компенсироваться одновременным быстрым спредингом [633].

Вторым важным следствием глобальных вариаций скоростей спрединга является изменение объема срединно-океанских хребтов, что в свою очередь должно оказать сильное влияние на уровень океана. По мнению Валентина и Мурса [1071], к понижению уровня океана и соответственно к регрессиям может привести столкновение континентов, так как при этом срединные хребты частично поглощаются в зонах субдукции и их общий объем сокращается. При расколе континентов и развитии новых океанов, наоборот, возникают новые срединные хребты, что вызывает подъем уров-

ня океана и трансгрессии. В 1963 г. Хэллам [410] высказал предположение, что объем срединного хребта должен меняться в связи с изменением скорости спрединга: при быстром спрединге образуются широкие хребты, а при медленном — узкие. Впоследствии была действительно выявлена связь глобальных трансгрессий и регрессий со скоростью спрединга. Хейс и Питман [439], используя данные Ларсона и Питмана [633] о скоростях спрединга, рассчитали изменения объема срединно-океанских хребтов для каждые 10 млн. лет от 100 млн. лет назад до настоящего времени. Им удалось показать, что быстрый спрединг в позднем мелу обусловил крупную одновременную с ним трансгрессию, за которой в раннем кайнозое последовала регрессия. Следовательно, изменения скорости спрединга, происходящие одновременно на больших площадях, через колебания уровня океана могут оказать сильное влияние на условия и процессы седиментогенеза (см. гл. 9).

5. ТЕКТОНИКА ПЛИТ

... в грядущие времена эти два десятилетия, за которые человек достиг нового уровня познания своей родной планеты, будут вспоминаться как одна из великих эпох в истории науки... Простотой и величием своим гипотеза спрединга океанского дна завладела умами ученых всего мира.

Роджер Ревелл

Основная идея

Главным итогом революции в науках о Земле является единая теория глобальной тектоники плит, вобравшая в себя гипотезы дрейфа континентов и спрединга океанского дна. Основы теории сформулировали Дж. Т. Уилсон [1136], объединивший в единую непрерывную систему срединно-океанские хребты, трансформные разломы и зоны субдукции, служащие границами огромных жестких *плит*, и У. Дж. Морган [765], который разработал основы геометрии плит.

Главная идея тектоники плит заключается в том, что вся поверхность Земли разбита на серию внутренне жестких, не подвергающихся деформации, но относительно тонких (100–150 км) пластин. Хотя размеры плит различны, преобладающая часть земной поверхности занята семью главными плитами (рис. 5-1), одна из которых охватывает почти все дно Тихого океана. Кроме того, имеется несколько малых, иногда незначительных по размерам плит, подобных той, которая занимает большую часть территории Турции. Плиты находятся в постоянном движении как друг относительно друга, так и по отношению к оси вращения Земли. Сами плиты практически асейсмичны, но их ограничивают весьма активные в сейсмическом отношении срединные хребты, желоба, рифты и грандиозные разломы, или *мегасдвиги*. Движением и взаимодействием плит обусловлены современное расположение континентов, образование горных хребтов и большинства других крупных форм рельефа Земли, а также сильные землетрясения. Тектоника плит объясняет, почему землетрясения и вулканы большей частью сосредоточены в очень узких зонах и почему одни землетрясения мелкофокусные, а другие глубокофокусные. Представляя собой синтез дрейфа континентов и спрединга океанского дна, тектоника плит весьма успешно объясняет многие особенности строения Земли и дает ключ к раскрытию процессов, протекающих внутри планеты. Уилсон считал центральной идеей тектоники плит по ее простоте, изяществу и способности объяснять множество наблюдаемых факторов сравнимой с теорией строения атома Нильса Бора.

Плиты постоянно наращиваются в активных срединно-океанских хребтах за счет излияний горячего вулканического вещества. Это вещество становится частью плиты после того, как оно в результате охлаждения приобретает механическую прочность. Плиты тоньше в зонах аккреции на хребтах и постепенно утолщаются по мере удаления от них. Раз образовавшись, новая кора становится частью жесткой плиты. Но океанские плиты — это структуры недолговечные, рано или поздно они уничтожаются в *зонах субдукции* под глубоководными желобами (рис. 5-1). Деструкция происходит с такой же скоростью, как наращивание коры в срединно-океанских хребтах. В ходе субдукции холодная пластина коры погружается в горячее

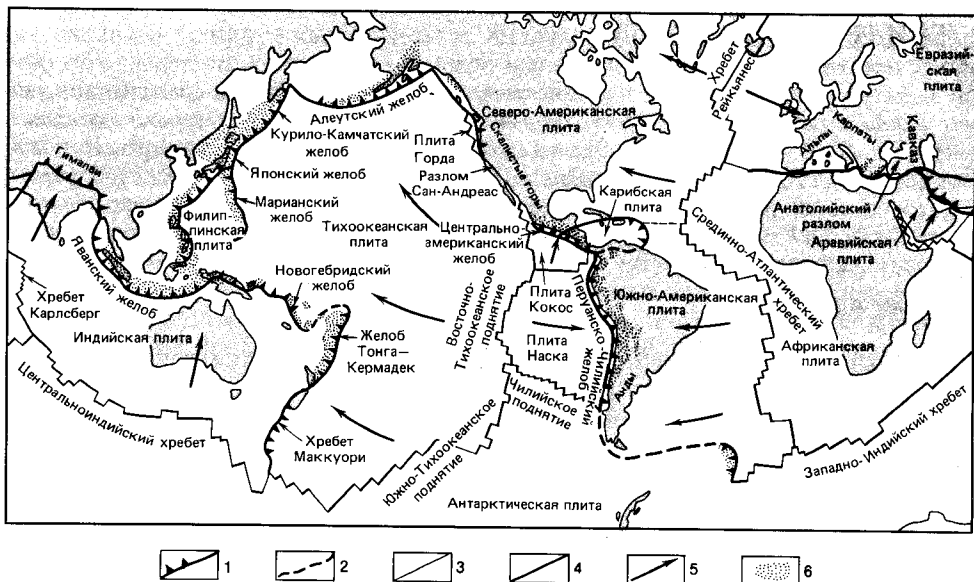


Рис. 5-1. Расположение и границы литосферных плит Земли. Направления относительного движения плит показаны стрелками (положение Африканской плиты принято стационарным). Плиты расходятся от осей срединно-океанских хребтов, скользят параллельно друг другу по трансформным разломам и разрушаются в зонах субдукции, которые обычно выражены в виде глубоководных желобов [250]. 1—зона субдукции; 2—граница плит неясной природы; 3—трансформный разлом; 4—ось срединного хребта; 5—направление движения плиты; 6—области глубокофокусных землетрясений.

вещество мантии. Поскольку теплопроводность плит мала, они должны погрузиться на несколько сот километров в глубь мантии, прежде чем разогреются до температуры окружающего вещества. Так возникают наклоненные от желобов и островных дуг в сторону континентов зоны глубокофокусных землетрясений, которые по фамилии их первооткрывателя Хуго Беньоффа носят название зон *Беньоффа*.

Кинематика тектоники плит

Границы плит. Плиты взаимодействуют тремя способами: расходятся, сходятся или испытывают боковое скольжение друг относительно друга. Отсюда возникают три типа границ плит. *Срединные хребты* являются центрами расхождения или спрединга двух плит и зонами их наращивания в основном за счет океанских базальтов. Это *конструктивные края плит*. Хребты изучены гораздо лучше, чем желоба. Простираение хребтов часто перпендикулярно направлению движения плит.

Желоба представляют собой места схождения (конвергенции) двух плит, из которых одна подтапливается под другую. При этом древняя кора пододвигающейся плиты разрушается. В отличие от срединных хребтов желоба не перпендикулярны направлению движения плит. Они часто изогнуты выпуклостью в сторону пододвигающейся плиты. Как правило, на этих границах поглощается только одна из двух сходящихся плит, и поэтому желоба асимметричны, хотя геометрия тектоники плит допускает также поглоще-

ние в одной зоне субдукции сразу двух сходящихся плит. Это *деструктивные края плит*. В настоящее время различают три типа конвергентных границ плит: 1) островные дуги (сопровождаемые желобами) между двумя океанскими плитами, такие как Марианская или Тонга; 2) желоба между океанской и континентальной плитами, подобные Перуанско-Чилийскому, граничащему с Андами; 3) горные сооружения на стыке двух континентов, как Гималаи и Тибет между Индийской и Азиатской плитами (рис. 5-1).

Поперечные трещины, или *трансформные разломы*, к которым относится большинство зон разломов океанского дна, разделяют две плиты, движущиеся параллельно друг другу с разной скоростью или в противоположных направлениях. Азимут простирания зон трансформных разломов служит показателем направления движения плит. Плиты при этом нарастают и не разрушаются, а лишь скользят относительно друг друга, поэтому такие границы называют *консервативными краями плит*.

Важно подчеркнуть, что относительное движение плит по любой из границ — это движение по поверхности сферы, а, значит, оно представляет собой вращение вокруг некоего полюса. Таким образом, линейная скорость расхождения, схождения или скольжения на краях плит зависит от расстояния до полюса вращения.

Трансформные разломы. Важное место в кинематике тектоники плит принадлежит трансформным разломам и связанным с ними крупным зонам разломов ложа океана, без которых относительное вращение было бы невозможно. Срединно-океанские хребты на всем их протяжении разбиты бесчисленными трансформными разломами (рис. 5-1). Обычно эти структуры выражены в виде высоких подводных уступов и узких прямолинейных ущелий. Глубина последних относительно гребня срединно-океанского хребта достигает 1500 м и приближается к средним абсолютным отметкам ложа океана с удалением от гребня хребта, где кора становится древнее. В Тихом океане ущелья трансформных разломов часто залиты лавовыми потоками. В Атлантическом океане процессы заполнения продуктами вулканизма развиты слабее и ущелья хорошо выражены даже на флангах срединного хребта. Так, на расстоянии 4000 м от срединного хребта их относительная глубина может достигать 500 м. Собственно трансформным является отрезок разлома между смещенными концами оси срединного хребта. В пределах этого отрезка плиты скользят друг относительно друга, приспособившись к спредингу (рис. 5-2 и 5-3). Но трансформные разломы продолжают в виде линейных зон трещиноватости, обуславливая расчлененность рельефа ложа океана далеко за пределами участка между смещенными концами оси хребта (рис. 5-2). Первоначально такие разломы считались линиями сдвигов срединно-океанских хребтов, но Дж. Т. Уилсон, предложивший в 1965 г. термин «трансформный», полагал, что они смещают ось спрединга и трансформируют движение двух разделенных ими сегментов хребта. Айзекс, Оливер и Сайкс [519] подтвердили это путем изучения сейсмичности. Они показали, что землетрясения происходят только в пределах отрезка, соединяющего два смещенных конца оси хребта, тогда как на всем остальном протяжении зона разломов сейсмически неактивна и является лишь следом трансформного разлома. Плиты по обе стороны от трансформного разлома движутся латерально с относительной скоростью, пропорциональной скорости спрединга. Направление движения строго параллельно простиранию разлома (рис. 5-2 и 5-3) и описывается кинематически как поворот по малому кругу вокруг полюса вращения плит.

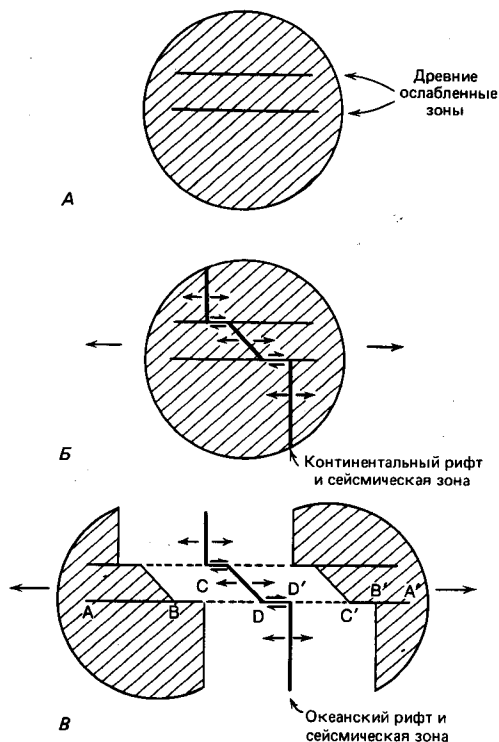


Рис. 5-2. Три стадии раскола и раздвигания континентов, например Южной Америки и Африки. Изменения направления относительного движения реализуются вдоль трансформных разломов (D-D'). Сейсмически активны только зоны, показанные жирными линиями. Сейсмически неактивные продолжения трансформных разломов в виде линейных зон трещиноватости могут продолжаться на континенты вдоль древних ослабленных зон [1138].

Именно тенденция трансформных разломов и связанных с ними зон дробления располагаться по малым кругам, тем самым вырисовывая дуги вращения, привела В. Дж. Моргана [765] и К. Ле Пишона [645] к идее кинематики плит. Неактивные продолжения трансформных разломов, определяя положение кругов вращения, служат геологическими индикаторами поворотов плит в прошлом. Если неактивные зоны трещиноватости и расположенные на их продолжении активные трансформные разломы

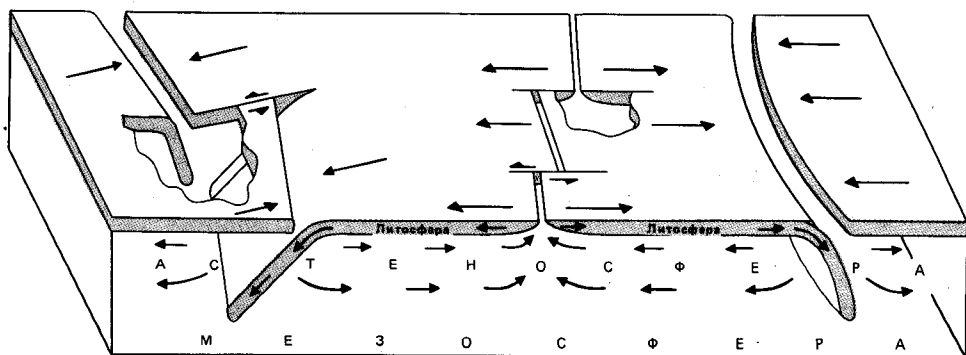


Рис. 5-3. Блок-диаграмма, иллюстрирующая движение литосферных плит. Показано формирование плит вдоль оси срединно-океанского хребта, их движение в обе стороны от хребта (спрединг) и погружение (субдукция) холодных пластин на большие глубины под желобами. В левой части схемы виден трансформный разлом типа дуга-дуга, разделяющий островную дугу на две части с противоположно направленной субдукцией [519].

образуют один круг вращения, то, значит, характер движения плит оставался неизменным в течение длительного времени. Резкие изменения простирания зон разломов говорят о перестройках движения плит. Трансформные разломы представляют собой консервативные края плит, поскольку литосфера в них, как правило, не наращивается и не поглощается. Однако в тех случаях, когда трансформные разломы не точно совпадают с малыми кругами вращения, в них происходит в ограниченных масштабах либо субдукция, либо спрединг. Трансформный разлом, имеющий спрединговую составляющую, называется *проницаемым* (leaky). Вдоль таких разломов могут развиваться хребты второго порядка, перпендикулярные оси основного срединного хребта.

С системой трансформных разломов связано образование Калифорнийского залива и разлома Сан-Андреас (рис. 5-4). Простираясь в северном направлении от экватора, Восточно-Тихоокеанское поднятие подходит к Калифорнийскому заливу и далее морфологически уже не прослеживается (рис. 5-4). К северу от залива расположен разлом Сан-Андреас, который проходит через Калифорнию и теряется в тропе Солтон-Си. Уилсон высказал предположение, что разлом Сан-Андреас, на котором стоит город Сан-Франциско, представляет собой трансформный разлом между смещенными

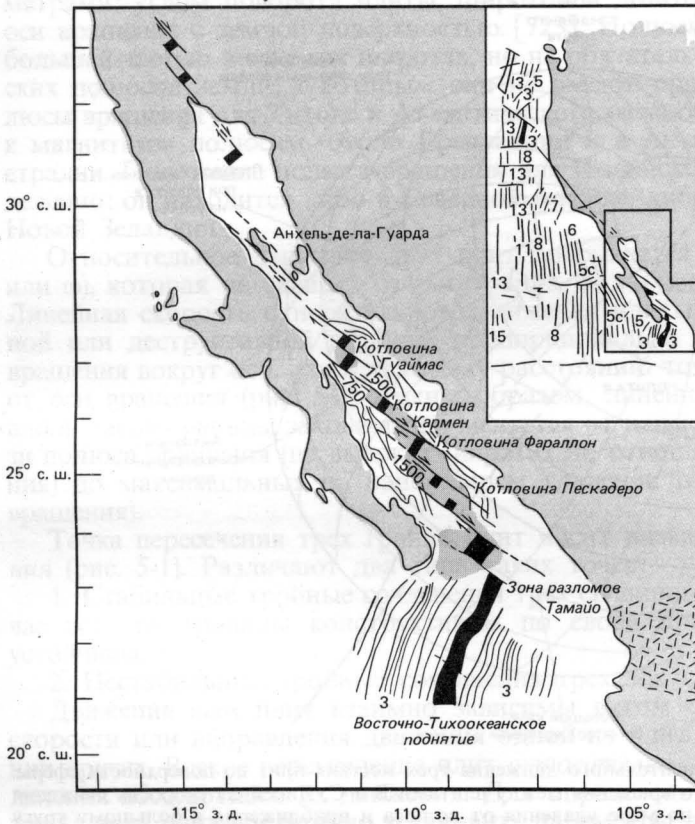


Рис. 5-4. Конфигурация центров спрединга (черные полосы), трансформных разломов (линии со стрелками, показывающими предполагаемое направление движения плит) и линейных магнитных аномалий (тонкие линии с цифрами, обозначающими порядковые номера аномалий) в Калифорнийском заливе [638].

ской. Тектоника плит выводит концепцию спрединга океанского дна из анализа движения отдельных частей литосферы не на плоскости, а на сферической поверхности (рис. 5-5). Ключ к кинематике такого движения был найден Морганом [765] и Ле Пишоном [645], обнаружившими, что трансформные разломы и зоны трещиноватости можно совместить с дугами малых окружностей вращения вокруг полюса относительного движения между двумя плитами. Положение полюсов устанавливается путем нахождения точки пересечения больших кругов, перпендикулярных трансформным разломам. Если две плиты на поверхности земного шара расходятся в обе стороны от срединного хребта, то их относительное движение представляет собой вращение вокруг точки, называемой *полюсом вращения* (рис. 5-5). Это единственная точка, остающаяся неподвижной по отношению к обеим плитам. *Осью вращения* называется прямая, перпендикулярная земной поверхности, проходящая через полюс вращения и центр Земли (рис. 5-5). Кинематика тектоники плит основана на геометрической теореме Эйлера, которая гласит, что участок поверхности сферы может быть перемещен в любое другое положение путем одного поворота вокруг соответственно выбранной оси, проходящей через центр сферы. По этой теореме любое относительное движение двух жестких плит описывается тремя параметрами: углом поворота плиты, широтой и долготой точки пересечения оси вращения с земной поверхностью [723]. Полюсы вращения находятся большей частью в высоких широтах, но не обязательно вблизи географических полюсов Земли, к которым они не имеют прямого отношения. Полюсы вращения для Тихого и Атлантического океанов расположены близко к магнитным полюсам — около Гренландии и в Антарктиде к югу от Австралии. Положение полюса вращения для Индийского океана менее определено: он находится либо в Северной Африке, либо в районе к северу от Новой Зеландии.

Относительное движение двух плит описывается *угловой скоростью* (ω), которая не зависит от расстояния до полюса вращения (рис. 5-5). Линейная скорость относительного движения плиты поперек конструктивной или деструктивной границы пропорциональна как угловой скорости вращения вокруг оси, так и угловому расстоянию точки на данной границе от оси вращения (рис. 5-5). Таким образом, линейная скорость движения вдоль такой границы закономерно меняется от наименьших значений вблизи полюса вращения (на высоких широтах по отношению к полюсу вращения) до максимальных на наибольшем удалении от него (на «экваторе» вращения).

Точка пересечения трех границ плит носит название *тройного сочленения* (рис. 5-1). Различают два типа таких точек:

1. Стабильные тройные сочленения трех срединных хребтов. В этом случае все три границы конструктивны по своей природе и относительно устойчивы.

2. Нестабильные тройные сочленения трех зон субдукции.

Движения всех плит взаимно зависимы в том смысле, что изменение скорости или направления движения одной из плит отражается на движении других. Всякое перемещение плит *относительно*, ибо нет способа определения абсолютного их движения. Для определения относительного движения двух плит достаточно установить параметры движения в двух точках на общей границе между ними. Плиты могут разворачиваться или двигаться без вращения. Уилсон рассматривал разные варианты относительного движения жестких плит. Им описаны случаи различной конфигурации

трансформных разломов между срединными хребтами и зонами субдукции, в том числе мозаика хребтов, трансформных разломов и зон субдукции, а также изменения площадей плит. Для определения движения мозаики плит можно использовать метод ограниченного вращения. В каждый данный момент времени относительное взаимное перемещение двух плит или их движение по отношению к принятой неподвижной системе координат определяется набором *мгновенных векторов вращения* [765]. Чейз [176] и Минстер и др. [748] дали уточненную мгновенную картину движений глобальной мозаики плит. Анализируя относительное движение 11 главных плит, Минстер и его коллеги подбирали положение осей их вращения таким образом, чтобы геометрическая сумма мгновенных векторов угловых скоростей равнялась нулю. Угловые скорости подбирались исходя из условия наилучшего согласования с данными наблюдений, в том числе с простиранием трансформных разломов [250]. Подобные кинематические модели, проверенные разными способами, позволили предсказать как величины, так и направления движения плит. Они хорошо объясняют современную конфигурацию тектонических структур. Но гораздо труднее понять эволюцию структур за геологическую историю. Для решения этой задачи обычно выбирают полюс, поворотом вокруг которого кора, смещенная за последние несколько (скажем, 10) миллионов лет, может быть возвращена к оси спрединга. Затем выбирают второй полюс, позволяющий повернуть обратно следующий по времени образования участок коры (например, возрастом от 10 до 20 млн. лет), и т. д. по всему диапазону времени, охватываемому заданной схемой эволюции структур. Такой прием восстановления истории развития тектонических систем называется *рядом конечных полюсов вращения*. Он является лишь приближением к действительности, ибо перемещения полюсов в ходе эволюции тектонических систем, вероятно, были очень небольшими.

В ходе геологической истории движение плит может перестраиваться по разным причинам. К наиболее существенным изменениям приводит подход континентального блока к зоне субдукции. При этом относительное движение на границе двух плит может либо менять направление, либо вообще прекращаться. В последнем случае плиты спаиваются, образуя единую плиту, а компенсация движения должна осуществляться на других границах плит.

Сейсмичность и тектоника плит. Сейсмология дает важные свидетельства в пользу тектоники плит. Причиной землетрясений является разрядка напряжений, связанная с разламыванием масс горных пород. Глобальные закономерности распространения землетрясений были выявлены задолго до появления идей спрединга и тектоники плит. Но когда новая теория была сформулирована, то оказалось, что огромное количество сейсмологических данных великолепно укладывается в нее.

Основные закономерности распределения сейсмической активности на Земле были выявлены сейсмологами к середине 50-х гг. нашего столетия. Гутенберг и Рихтер [404] установили, что большинство землетрясений приурочено, с одной стороны, к системам молодых складчатых гор и глубоководных океанских желобов Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов, а с другой — к гребням срединно-океанских хребтов (рис. 5-6). Более того, к тому времени М. Юинг и Б. Хизен обнаружили, что многочисленные эпицентры землетрясений не просто связаны со срединно-океанскими хребтами, а лежат в их осевых рифтовых долинах. Быстрое развитие сейсмологические исследования получили в последующее десятилетие бла-

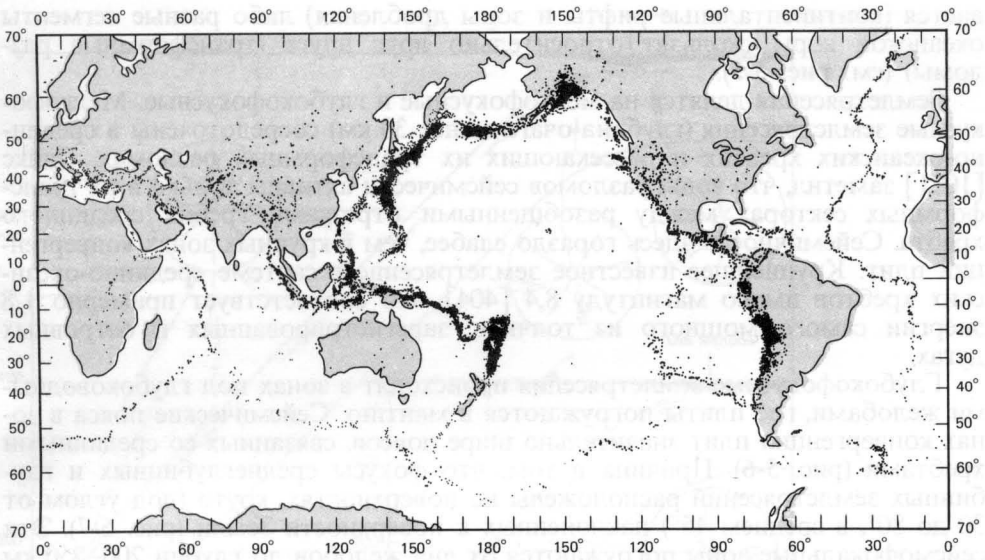


Рис. 5-6. Распространение эпицентров землетрясений, имевших место в период с 1961 по 1967 г. В океанах эпицентры расположены в узких, часто ступенчатых зонах вдоль срединно-океанских хребтов. Более широкие зоны с высокой концентрацией эпицентров маркируют конвергентные границы плит [519].

годаря установке 125 сейсмостанций, входивших во Всемирную стандартизованную сеть сейсмографов (Worldwide Standardized Seismograph Network – WWSSN), которая была первоначально предназначена для регистрации ядерных взрывов [207]. С помощью этой сети было доказано, что землетрясения сосредоточены в узких извилистых зонах, огибающих земной шар, между которыми располагаются обширные области с редкими землетрясениями. На рис. 5-6 приведена карта распределения землетрясений на Земле в период с 1961 по 1967 г., составленная Баразанги и Дорманом [37], использовавшими данные примерно по 29 тыс. землетрясений. Следующий важный шаг был сделан Б. Айзексом, Дж. Оливером и Л. Сайксом из Ламонтской обсерватории, установившими связь между закономерностями распространения землетрясений и теорией тектоники плит. Они показали, что сейсмичность сосредоточена на границах плит и распределение землетрясений служит одним из главных критериев установления этих границ. Основные их выводы следующие:

1. Сейсмические пояса узки; местами, особенно вдоль срединно-океанских хребтов, даже очень узки, что подтверждает более ранние представления Юинга и Хизена о приуроченности этих поясов к гребням хребтов.
2. Пояса эти протяженны, пропуски в них редки, свободных концов имеется немного. Пояса не перекрещиваются друг с другом.
3. Сейсмические пояса делят земную поверхность на небольшое число стабильных блоков неправильной конфигурации.

По сейсмологическим данным Землю можно разделить на жесткие плиты, внутри которых сейсмическая активность мала. Сейсмически активные границы плит представляют собой зоны, где океанская кора создается (срединные хребты) или разрушается (системы островных дуг и желобов), континентальная кора сжимается (орогенные пояса) или растяги-

ваются (континентальные рифты и зоны дробления) либо разные сегменты океанской коры скользят относительно друг друга (трансформные разломы) (см. рис. 5-3).

Землетрясения делятся на мелкофокусные и глубокофокусные. Мелкофокусные землетрясения (глубина очага менее 30 км) сосредоточены в срединно-океанских хребтах и рассекающих их трансформных разломах. Сайкс [1021] заметил, что зоны разломов сейсмически активны только в их трансформных секторах между разобращенными отрезками гребня срединного хребта. Сейсмичность здесь гораздо слабее, чем в крупных зонах конвергенции плит. Крупнейшее известное землетрясение в системе срединно-океанских хребтов имело магнитуду 8,4 [404], что соответствует примерно 1/8 энергии самого мощного из толчков, зарегистрированных в островных дугах.

Глубокофокусные землетрясения происходят в зонах под глубоководными желобами, где плиты погружаются в мантию. Сейсмические пояса в зонах конвергенции плит значительно шире поясов, связанных со срединными хребтами (рис. 5-6). Причина в том, что фокусы среднеглубинных и глубинных землетрясений расположены на поверхностях, круто (под углом от 30 до 80°, в среднем 45°) наклоненных к поверхности Земли (рис. 5-7). Эти сейсмофокальные зоны погружаются от дна желобов до глубин 200–250 км (рис. 5-7) и прослеживаются иногда до 700 км. Глубинные сейсмические

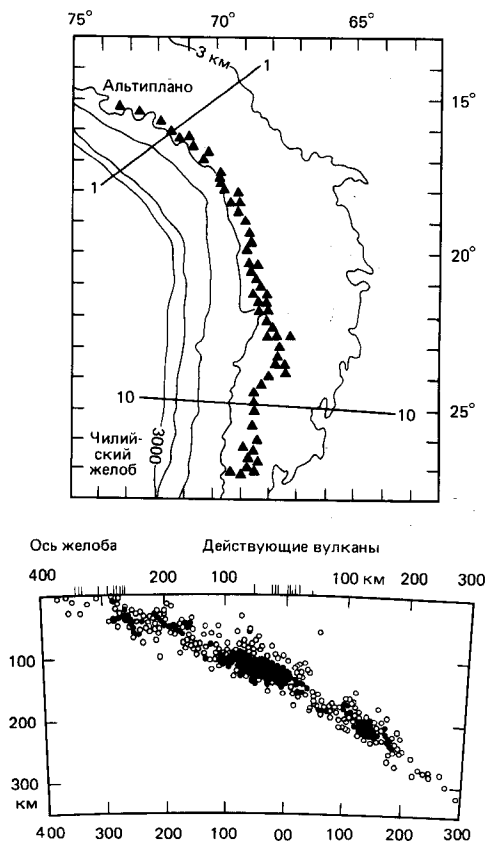


Рис. 5-7. Распространение эпицентров землетрясений на сводном разрезе между профилями 1-1 и 10-10 в районе побережья Перу и Чили (внизу). Фокусы землетрясений располагаются вдоль наклонной зоны Бенъофа. На карте (вверху) показано положение вулканов. Вулканическая зона и ось желоба нанесены на разрез [38].

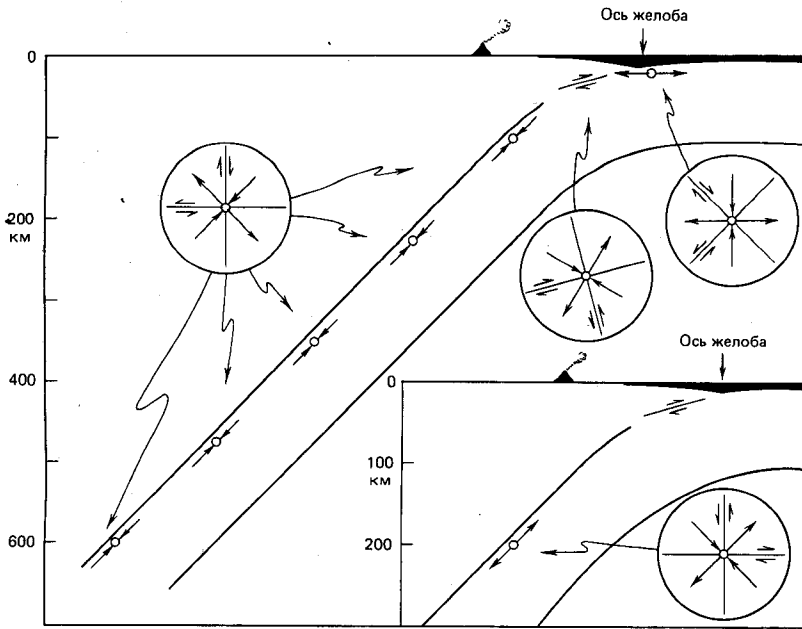


Рис. 5-8. Вертикальный разрез под прямым углом к простиранию островной дуги, показывающий типичную ориентировку парных напряжений фокальных механизмов [519]. Вертикальный масштаб равен горизонтальному. Оси сжатия показаны сходящимися, а оси растяжения — расходящимися стрелками. Ось затягивания перпендикулярна плоскости рисунка. На круговых диаграммах показан характер движений по обоим возможным плоскостям скольжения. Основной разрез составлен по данным изучения дуг северной части Тихого океана и дуги Тонга. На врезке показана ориентировка фокального механизма, где вместо сжатия проявляется растяжение, параллельное наклону сейсмической зоны.

зоны (зоны Беньоффа) имеются во всех активных островодужных системах. Эти зоны характеризуются наибольшей концентрацией очагов, и в них происходят самые сильные землетрясения. Сейсмичность зон Беньоффа обусловлена поддвижением литосферы.

Закономерности распределения очагов землетрясений по площади и по глубине, а также их магнитуды служат, таким образом, важным источником информации о природе литосферных плит и о связанных с ними тектонических процессах. Кроме того, сейсмология дает нам метод определения направлений смещения по плоскостям разломов при землетрясениях, что позволяет судить о направленности тектонических движений. Этот метод называется определением плоскости разрыва или анализом первых вступлений. С его помощью получают информацию о характере смещений по разломам на глубинах, недоступных прямым наблюдениям. Землетрясения с магнитудой $> 5,5$ регистрируются сейсмографами всего мира. Первое смещение грунта на сейсмостанции при землетрясении может иметь характер либо сжатия (движение направлено от очага), либо растяжения (движение направлено в сторону очага). Упругие волны, возбужденные землетрясением, могут сочетать в себе оба этих типа. Если происходит разрыв пустот в горных массах, то первой приходит волна сжатия, а захлопывание пустот, наоборот, создает волну растяжения. При сбросообразовании генерируются волны как сжатия, так и растяжения, указывающие на смещение

по плоскости сброса (рис. 5-8). Сеть сейсмологических станций позволяет определить изменение характера связанных с землетрясением волн. Путем анализа первых вступлений волн сейсмологи определяют ориентировку разломов и направление смещений в них для любой точки земного шара.

В 1966 г. Сайкс пришел к заключению, что решение механизмов очагов землетрясений (рис. 5-8) можно использовать для проверки гипотезы Уилсона [1138] о трансформных разломах. Согласно этой гипотезе, блоки по обе стороны от разлома движутся в направлениях, прямо противоположных предсказанным традиционной геологической моделью сдвига. Ранее предполагалось, что хребты смещаются поперечными сдвигами. Сайкс [1023] подтвердил гипотезу Уилсона, внося тем самым большой вклад в глобальную тектоническую теорию. Его исследования показали, кроме того, что многие сдвиги на континентах, подобные разлому Сан-Андреас, можно также интерпретировать как трансформные разломы.

Фокальные механизмы подтверждают модели тектоники плит. Они показывают, что оси срединных хребтов находятся в состоянии растяжения, что по трансформным разломам происходит латеральные смещения и что в районах островных дуг доминируют напряжения сжатия. Путем решения механизмов очагов землетрясений было также установлено, что напряжения сжатия или растяжения параллельны наклону зоны Бенъоффа (рис. 5-8). Анализ первых вступлений сейсмических волн на островных дугах выявил два типа землетрясений, свойственных конвергентным границам плит. Одни характеризуются сжатием, другие — растяжением. Многие проявления растяжения связаны с изгибом плиты. Землетрясения растяжения, вызванные погружением плиты сквозь субстрат с пониженной плотностью, могут происходить только на глубинах 300–350 км, где имеют место фазовые переходы вещества мантии (рис. 5-9). На этом уровне минерал ромбической сингонии оливин переходит в более плотную кубическую шпинелевую форму, что приводит к увеличению плотности на 10%. Глубже этого уровня на поддвигающуюся плиту действует напряжение сжатия (рис. 5-9), вызывающее изгибание, смятие или разрыв плиты из-за неравномерности движений в подстилающей мантии. На дивергентных границах плит тоже обнаружено два типа фокальных механизмов [1023]. Толчкам в центральном рифте хребта свойствен механизм нормальных сбросов, согласующийся с концепцией раздвигания вновь образованной тонкой литосферы. Механизм землетрясений трансформных разломов преимущественно сдвиговый, с горизонтальным смещением по почти вертикальным поверхностям. Сейсмические явления в желобах и островных дугах, связанные с поддвиганием плит, имеют преимущественно компрессионный надвиговый характер.

Асимметричный спрединг и миграция осей срединных хребтов. В первоначальном виде теория спрединга океанского дна предполагала симметричное раздвигание срединно-океанских хребтов с равной скоростью в обе стороны от оси. Это приближение, хотя оно и не являлось обязательным для модели, столь хорошо оправдывало себя во всех океанах, что исключения из него представляют особый интерес. Спрединг становится асимметричным в случае миграции оси срединного хребта. Первый хороший пример мигрирующей оси хребта описан Вейсселом и Хейссом [1123], которые обнаружили, что срединно-океанский хребет между Австралией и Антарктидой в течение последних 10 млн. лет раздвигается в южном направлении быстрее, чем в северном. Асимметрия спрединга может быть обусловлена двумя механизмами:

1. Асимметрией вулканических процессов в самой осевой зоне, в резуль-

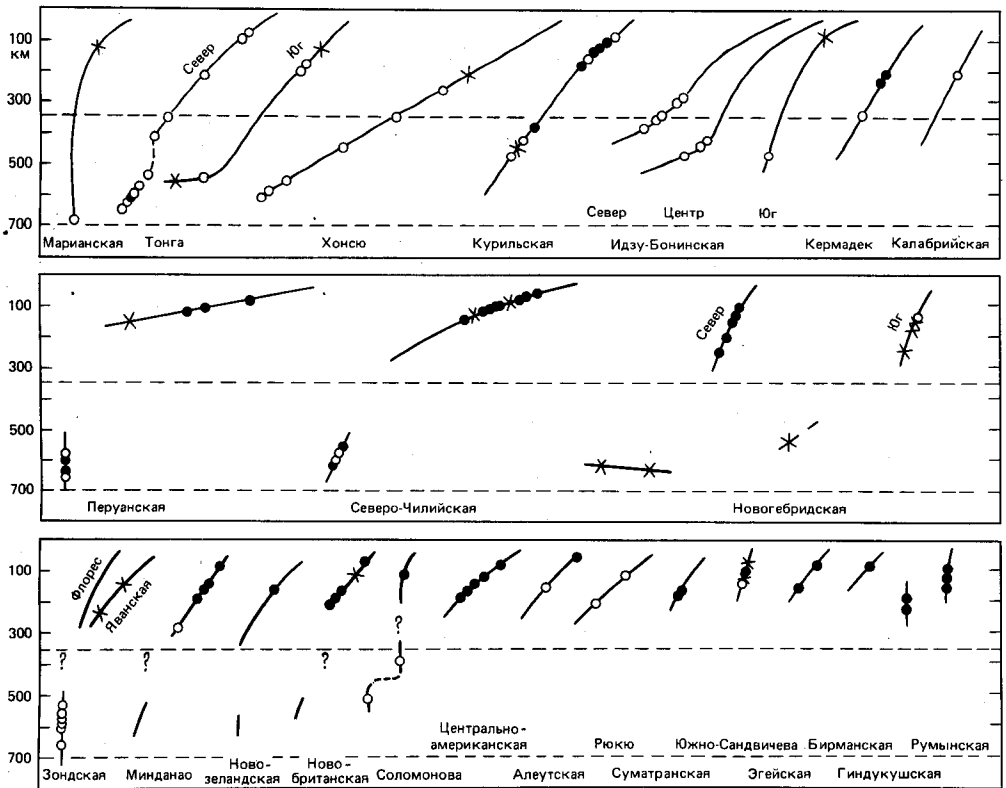


Рис. 5-9. Распределение направленных вниз напряжений в наклонных сейсмических зонах [518]. Фокальные механизмы с осью сжатия, параллельной наклону зоны, обозначены светлыми кружочками, а механизмы с осью растяжения, параллельной наклону зоны, — черными кружочками; крестиками показаны механизмы с другими направлениями движения; сплошными линиями — приблизительная конфигурация сейсмических зон.

тате чего одна из плит наращивается быстрее, чем другая (*истинная асимметрия*).

2. Скачкообразными перемещениями (перескоками) оси хребта при симметричных процессах в осевой зоне (*кажущаяся асимметрия*).

Перескоки оси хребта описывались несколькими авторами. Хорошим примером может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие между экватором и 20° с.ш., где линейные ряды подводных гор к западу от современной рифтовой зоны маркируют прежнее положение оси хребта. Хей и др. [470] приводят доводы в пользу серии перескоков оси в центре спрединга плит Кокос и Наска в Галапагосском регионе. Перескоки начались всего 3 млн. лет назад и сместили ось поднятия на 150 км к западу. Если ось в результате перескока переместится на большое расстояние, то получается повторение магнитных аномалий с одной стороны хребта и их выпадение — с другой. Многочисленные быстрые короткие перескоки на расстояние, сравнимое с шириной самых узких аномалий, приводят к повторению или выпадению только фрагментов отдельных аномалий. Такой случай по рисунку магнитных аномалий невозможно отличить от истинно асимметричного спрединга. Теоретически истинную асимметрию спрединга можно от-

личать от кажущейся только в том случае, если перескок оси привел к выпадению какой-либо аномалии на одном склоне хребта и к ее повторению на другом.

Распределение тепла и возраст океанской коры

Тепловой поток. Земля внутри разогрета, и тепло постоянно переносится к ее внешним оболочкам. В результате устанавливается вертикальный термостатический градиент. В 50-е гг. были проведены первые измерения глубинного теплового потока через дно океана. При помощи зондов с датчиками температуры мерился термостатический градиент в верхнем слое океанских осадков. Одновременно определялась теплопроводность в колонках этих же осадков. Измерения показали, что в большинстве районов тепловые потоки через дно океана и через континенты в целом близки, составляя примерно $1,0 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. Но было также обнаружено, что тепловой поток через срединно-океанские хребты в несколько раз выше (рис. 5-10). Хесс интерпретировал такую аномалию температуры как свидетельство новообразования океанской коры в результате подъема разогретого глубинного вещества в осевой зоне хребта. Это вещество охлаждается в результате кондуктивного теплообмена, застывает и движется в стороны от гребня хребта, освобождая место новым интрузиям. Концепция подъема разогретого вещества мантии под срединно-океанскими хребтами подтверждается гравиметрическими измерениями. До появления идей спрединга не могли понять отсутствия над хребтами гравитационных аномалий, несмотря на избыток масс. Делалось допущение об аномальной плотности мантии под хребтами. Отсутствие гравитационной аномалии над срединными хребтами приводило к выводу о компенсации избытка массы соответствующим ее дефицитом на глубине. На самом же деле оно легко объясняется тепловым расширением вещества под воздействием высокого теплового потока. Сре-

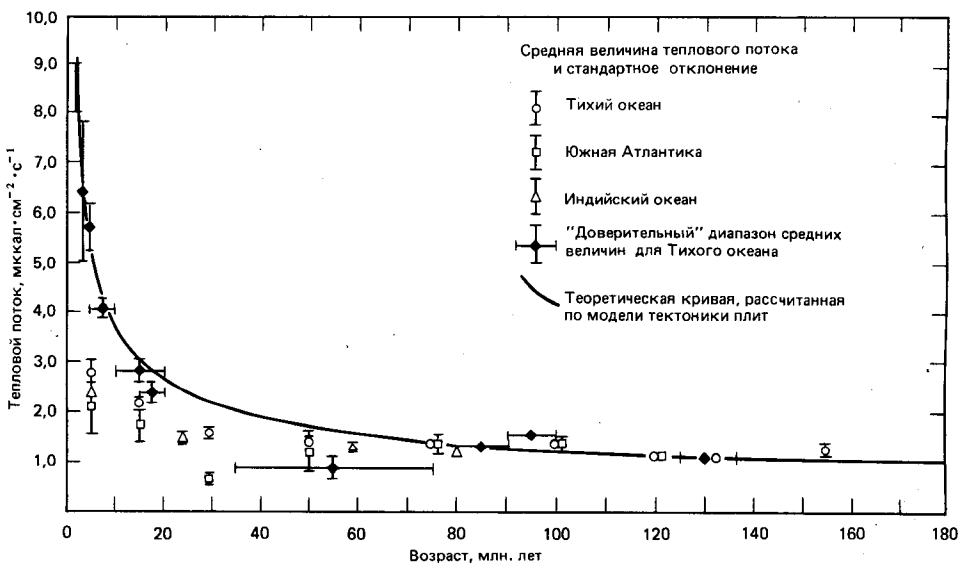


Рис. 5-10. Изменение средней величины теплового потока по мере удаления от срединно-океанского хребта [817].

динные хребты как формы рельефа созданы, таким образом, тепловым расширением, а в небольшой степени — частичным плавлением вещества.

Созданная при высокой температуре на оси Срединно-Атлантического хребта плита охлаждается сначала в верхней своей части, где она соприкасается с морской водой, имеющей температуру около 0°C . По мере передачи тепла океану через верхнюю поверхность плита охлаждается и утолщается (см. гл. 7). Склейтер и Тапскотт [938], теоретически описав кондуктивный теплообмен, вывели простое уравнение для расчета величины теплового потока через плиту. Уравнение, имеющее вид $q = 11,3\sqrt{t}$, показывает, что тепловой поток (q) из плиты в океан является функцией возраста (t) океанского дна. Размерность q выражается в единицах теплового потока (е. т. п.) или 10^{-6} кал/(см²·с), размерность t — в млн. лет [938]. На осях срединно-океанских хребтов соприкосновение магмы с морской водой вызывает интенсивную трещиноватость пород коры, которые становятся легко проницаемыми. В результате большая часть теплопотерь глубин Земли в этих районах обусловлена циркуляцией вод через породы (конвективный теплообмен), тогда как кондуктивный теплообмен имеет меньшее значение. Важная роль выноса тепла циркулирующими в породах морскими водами подтверждена теперь непосредственными наблюдениями гидротермальной деятельности на дне с подводных лодок; в некоторых случаях она выражается в виде фонтанов горячей воды, или подводных гейзеров. На склонах срединных хребтов и глубже, на ложе океана, где магматические породы покрыты осадочным чехлом, вынос тепла происходит в основном кондуктивным путем. На графике связи теплового потока с возрастом океанской коры (рис. 5-10) ясно видно, что величины теплового потока максимальны на гребне срединно-океанского хребта и закономерно, по логарифмическому закону, убывают на его флангах. В океанской коре моложе 15–20 млн. лет тепловой поток резко повышен по сравнению со средними значениями для ложа океана.

Высокие значения теплового потока обнаружены также за островными дугами. Все островные дуги вулканически активны. Согласно гипотезе спрединга океанского дна, островные дуги — это зоны нисходящих движений масс и деструкции океанской коры. Однако погружение холодного плотного вещества в зонах субдукции не обязательно связано с генерацией высоких температур. Наоборот, можно ожидать, что нисходящее движение масс в районе желобов приведет к значительному опусканию изотерм, а следовательно, к понижению теплового потока на поверхности. На самом деле все иначе. Ряд авторов, среди них Мак-Кензи и Склейтер [724], Оксбург и Туркотт [804], предложили в качестве возможного механизма генерации тепла в этих районах энергию трения в сейсмически активной зоне Бенъоффа. Главная трудность, связанная с этой моделью, заключается в том, что если разогрев за счет трения дает достаточно тепла для частичного плавления пород, то напряжение должно рассеяться и процесс генерации тепла не будет поддерживаться. В других моделях в качестве источников повышенных тепловых потоков участвуют вторичные конвективные потоки в мантии под задуговыми бассейнами (см. гл. 12). Как будет показано ниже, распределение теплового потока в океанских бассейнах послужило основой для создания моделей, объясняющих закономерности батиметрии океанов.

Связь между возрастом и глубиной океанских бассейнов. Срединные хребты возвышаются над окружающим ложем океана потому, что они сложены разогретыми, а значит, менее плотными породами, чем более древние и более холодные плиты. В некотором смысле они напоминают айсберги.

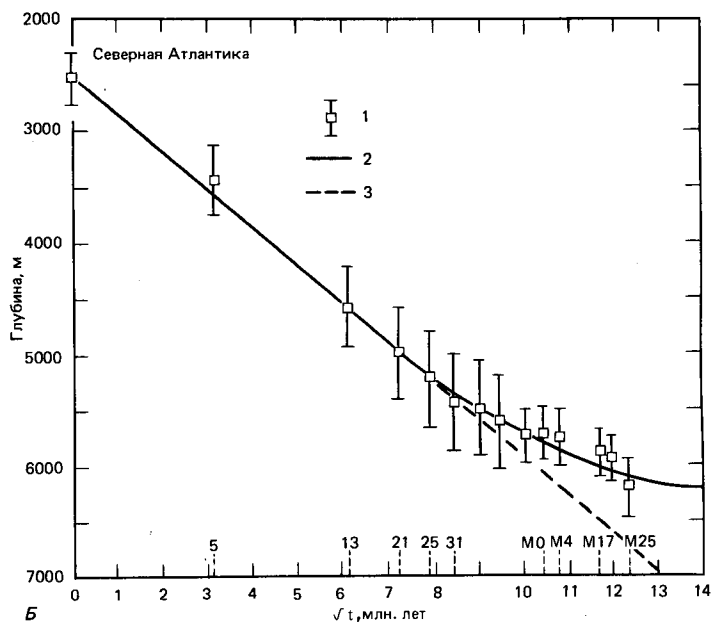
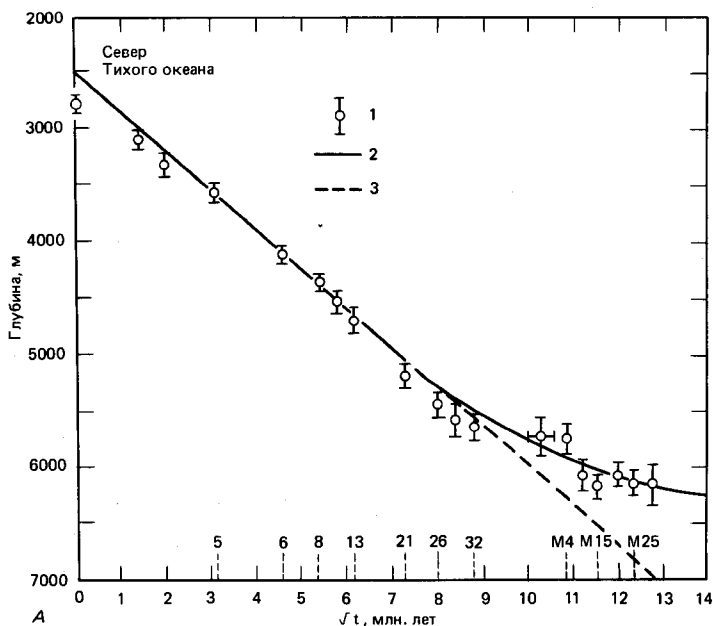


Рис. 5-11. Средние величины и стандартные отклонения глубин океанской коры в зависимости от квадратного корня ее возраста [817]: 1 — средняя глубина и стандартное отклонение; 2 — теоретическая кривая, рассчитанная по модели тектоники плит; 3 — линейная зависимость от \sqrt{t} , где t — возраст коры в млн. лет.

Массы пород, удаляясь от центра спрединга, охлаждаются и сжимаются. Сжатие коры приводит к увеличению глубины океана. Между глубиной и возрастом океанской коры существует простая зависимость [887, 932, 934] (рис. 5-11). Она объясняется охлаждением слоя толщиной около 100 км, а также подстилающего вещества мантии по мере удаления от центра спрединга. Возможно, что увеличение глубины частично обусловлено утолщением океанской коры. Кора, образовавшаяся в срединных хребтах, первоначально очень тонка (5–10 км), но мощность ее постепенно возрастает путем наращивания снизу. При охлаждении поступающее снизу вещество прирастает к нижней поверхности плиты. Увеличение мощности плотной литосферы вызывает ее погружение в менее плотную подстилающую мантию, что и приводит к возрастанию глубины океана по мере удаления от оси срединного хребта.

Изучение океанских бассейнов показало, что увеличение средней глубины океана по мере удаления от срединного хребта прямо пропорционально квадратному корню из возраста океанской коры (рис. 5-11), определенного либо по магнитным аномалиям, либо по микропалеонтологическим датировкам базального слоя осадков. Вариации теплового потока, как мы видели, являются логарифмической функцией расстояния от хребта. Глубины океана и возраст фундамента в кернах скважин глубоководного бурения согласуются с эмпирическими кривыми зависимости глубины от возраста, построенными по магнитным аномалиям и батиметрическим профилям.

По значениям теплового потока можно рассчитать величину термического сжатия. Сжатие в сочетании с гравитационным эффектом веса океанской воды обуславливает глубину океана. Зависимость глубины D от возраста океанской коры в млн. лет t выражается простой математической формулой: $D = 2500 + 350\sqrt{t}$. Эмпирические данные показывают, что эта формула, как и формула теплового потока, дает правильные результаты для литосферы не древнее 60 млн. лет (рис. 5-11) [938]. Средняя скорость опускания порядка 40 м/млн. лет (скорость уменьшается экспоненциально) дает величину сжатия плиты по мощности 3%. Согласно теоретическим расчетам, коэффициент теплового расширения равен $3,2 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}$.

Эти взаимоотношения были в самом общем виде выведены еще Вегенером [1120], который писал: «... наиболее древние участки океанского дна имеют самую большую глубину; ... поэтому различие глубины также объясняется соотношением температур. Древние части океанского ложа охлаждены сильнее, а значит, имеют более высокую плотность, чем молодые».

В целом глубина океана увеличивается от 2700 ± 300 м в центре спрединга до 5800 ± 300 м в районах с корой мелового возраста (рис. 5-11). Например, глубина над осью Срединно-Атлантического хребта равна 2500 м. Изобата 3000 м проходит по океанской коре с возрастом 2 млн. лет, изобата 4000 м — по коре с возрастом 20 млн. лет, а изобата 5000 м — по коре с возрастом 50 млн. лет (рис. 5-11) [938].

В северной части Тихого океана дно погружается постепенно от 2700 м на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия до 5500 м на ложе океана с возрастом коры 75 млн. лет (рис. 5-11). Все другие срединно-океанские хребты, кроме участка Срединно-Атлантического хребта к югу от Исландии, показывают ту же закономерность увеличения глубины с возрастом. Гребни этих хребтов находятся на меньших глубинах по сравнению с Восточно-Тихоокеанским поднятием, но разница глубин в большинстве слу-

чаев не превышает 400 м. Столь большое сходство между срединными хребтами Тихого, Атлантического и Индийского океанов свидетельствует о фундаментальном характере принципов, лежащих в основе связи между глубиной и возрастом океанской коры.

Связь между глубиной и возрастом (при некоторых ограничениях) находится в очевидном соответствии с теорией тектоники плит, и ее можно использовать в рамках этой теории для предсказания возраста океанской коры.

Из связи между рельефом и временем вытекает одно важное следствие, касающееся скоростей спрединга. Поскольку опускание дна пропорционально квадратному корню из возраста, хребты с быстрым спредингом будут иметь больший объем, чем хребты с медленным спредингом. В эпохи глобального ускорения спрединга в результате увеличения объема хребтов уровень океана поднимается. Возможно, что максимальные скорости спрединга соответствуют периодам высоких тепловых потоков и усиления восходящих потоков в мантии. Время круговорота вещества верхней мантии оценивается в 300 млн. лет. Это очень медленный процесс. В мантии под плитами должны существовать конвективные течения, хотя на поверхности они почти не выражены. Замкнутые конвективные ячеек обеспечивают транспортировку вещества литосферы от срединных хребтов к островным дугам.

Поскольку зависимость между глубиной и возрастом является следствием процессов образования плит, нет оснований полагать, что в позднем мезозое (наибольший известный возраст океанской коры) она была иной, чем сейчас. Используя эту зависимость и зная прежнее положение континентов, мы можем составить палеобатиметрические карты океанского дна для определенных временных срезов геологического прошлого. Первые карты такого рода составлены Мак-Кензи [937] для Атлантического океана. Позже Склейтеер со своими коллегами составили палеобатиметрические карты Индийского океана, а также новые варианты карт Атлантического океана¹.

Островные дуги, желоба и задуговые бассейны

Островные дуги и желоба относятся к наиболее эффективным тектоническим структурам Земли (рис. 5-12). Они развиты главным образом на окраинах Тихого океана и приурочены к зонам субдукции океанской плиты, представляя собой наиболее сложно построенный тип границ плит (рис. 5-3). Здесь мы должны кратко рассмотреть некоторые вопросы геологии и геофизики систем островных дуг, имеющих прямое отношение к тектонике плит. Более подробное изложение этих вопросов дано в гл. 12. Комплексы островодужных структур относят к категории *магматических дуг*. Они характеризуются дугообразной формой в плане, интенсивным вулканизмом и сейсмичностью. Магматические дуги делятся на две группы: 1) *островные дуги* типа Алеутской, Марианской, Идзу-Бонинской, Тонга—Кермадек (рис. 5-12), Малоантильской и Южно-Сандвичевой, в которых обе плиты сложены океанской корой; 2) *дуги континентальных окраин*, такие как западная окраина Северной и Южной Америки, Индонезийская, Камчатская и Японская (рис. 5-12), где надвигающаяся плита построена из континентальной коры.

¹ Ряд палеобатиметрических карт для отдельных океанов и Мирового океана в целом составлен в СССР (Институт океанологии АН СССР).—Прим. ред.

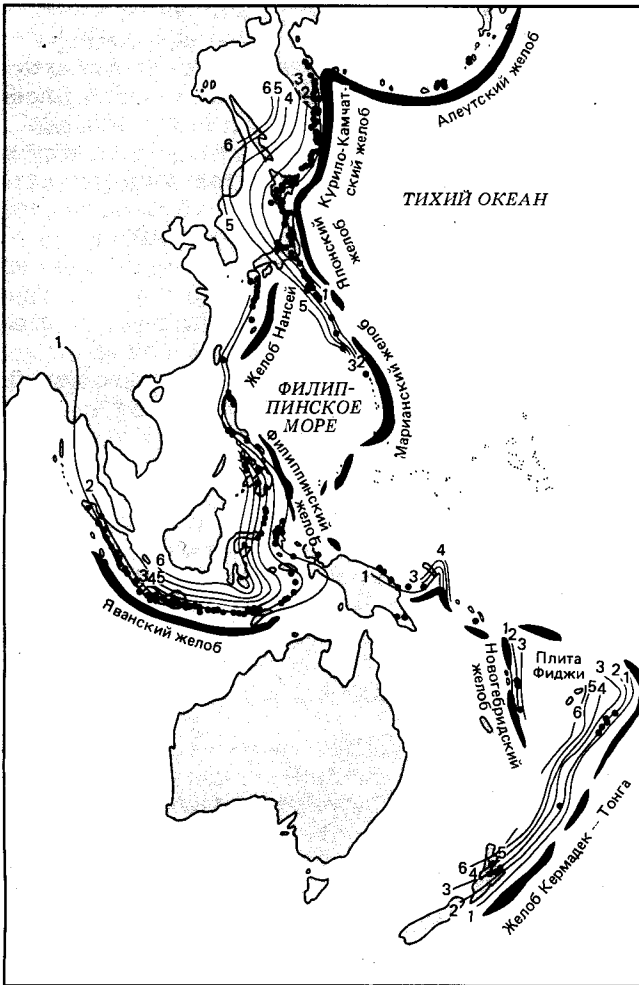


Рис. 5-12. Распределение глубоководных желобов, вулканов и изолинии глубины погружения зон Беньоффа (в 10^2 км от уровня океана) в западной части Тихого океана [804, 805].

В своей классической работе «Лик Земли» Эдвард Зюсс [1008] первым обратил внимание на дугообразное строение крупнейших горных систем Земли. Однако значение островных дуг в геотектонике не было осознано вплоть до основополагающих гравиметрических исследований Венинга-Мейнеса в начале 30-х гг. Он показал, что островные дуги и глубоководные желоба, обычно примыкающие к ним с океанской стороны, ассоциируются с четкими аномалиями земного гравитационного поля. Эти аномалии параллельны простиранию структур, а оси их почти совпадают с положением островных дуг и желобов. Венинг-Мейнес большие отрицательные аномалии связывал со структурами вдавливания коры, названными им *тектогенами*. Он полагал, что вдавливание происходит либо за счет сил сжатия, либо под действием сходящихся конвективных потоков. Кроме того, к желобам приурочены зоны высокой сейсмической активности. Хесс в 1948 г.

сделал новые важные наблюдения. Он установил, что желоба, переходя от одной островной дуги к другой, по сути дела не прерываются и что в островных дугах существует тесная пространственная связь между сейсмичностью, вулканизмом и аномалиями силы тяжести. Эти наблюдения в сочетании с упорядоченным размещением землетрясений под островными дугами помогли разработать концепции спрединга океанского дна и тектоники плит, где глубоководные желоба рассматриваются как зоны деструкции коры.

Системам островных дуг свойственны следующие черты [1011]:

1. Дугообразная цепочка островов.
2. Большая активность вулканизма.
3. Глубоководные желоба на океанской стороне и относительно мелководные моря со стороны континента.
4. Четкие линейные гравитационные аномалии, свидетельствующие о больших отклонениях от изостатического равновесия.
5. Тектоническая активность.
6. Совпадение дуг с молодыми орогенными поясами.
7. Высокий тепловой поток на континентальной стороне дуги.

Если рассматривать островные дуги как структуры, характеризующиеся сочетанием современного вулканизма, впадин глубиной более 6000 м и очагов землетрясений на глубинах более 70 км, то к ним должны быть отнесены: 1) гряда от Новой Зеландии до Тонга; 2) Меланезия; 3) Индонезия; 4) Филиппины; 5) Тайвань и западная Япония; 6) Марианские острова и восточная Япония; 7) Курилы и Камчатка; 8) Алеуты и Аляска; 9) Центральная Америка; 10) Малые Антильские острова; 11) Южная Америка; 12) дуга Скоша и Западная Антарктида.

Островные дуги являются типичными структурами Тихоокеанского кольца, особенно его западного сектора (рис. 5-12). В Атлантике они представлены только дугами Малых Антильских островов и Скоша (рис. 5-1). Система островных дуг не окружает Тихий океан полностью, а прерывается в Антарктике и у западного побережья Северной Америки. Протяженность островных дуг варьирует от одной до нескольких тысяч километров при ширине всего 200–300 км, включая желоб. Островные дуги бывают одиночные и двойные, причем в последних вулканическая активность приурочена к внутренней дуге. Большинство островных дуг отделено от континента сравнительно мелководными морями, но иногда между дугой (например, Марианской) и континентом расположен еще один желоб (рис. 5-12). Некоторые дуги имеют продолжение на континенте. Так, Индонезийская дуга вклинивается в Бирму (рис. 5-12), а Алеутская — в Аляску.

У большинства островодужных систем имеются задуговые или окраинные бассейны, расположенные между внутриокеанской дугой и континентом. К ним относятся, например, Филиппинское, Японское и Карибское моря, а также море Скоша. В западной части Тихого океана задуговые бассейны составляют значительную долю площади океанского ложа. Подробнее они рассмотрены в гл. 7.

Желоба представляют собой сложные и до сих пор недостаточно изученные структуры. Это частично объясняется их большой глубиной, а также тем, что океанское дно в них поглощается, не оставляя почти никаких следов. Даже там, где океанские осадки в ходе субдукции сучиваются, геологическую историю трудно расшифровать из-за сложности тектонической структуры. Глубоководные желоба представляют собой наиболее важный элемент островодужных систем (рис. 5-12). С желобами тесно связана эво-

люция континентов, поскольку в результате вулканизма на островных дугах формируются те же породы, которые слагают континенты. Желоба — это самые глубокие впадины океана. Глубина в их осевых частях колеблется от 7 до 11 тыс. м. Самыми глубокими являются желоба Марианский (10 860 м)¹ и Тонга (10 800 м). На поперечных профилях у большинства желобов обнаруживается асимметрия рельефа: со стороны островных дуг склоны поднимаются до глубин порядка 1000 м, а с океанской стороны — до уровня ложа океана (4000–6000 м).

К островодужным системам приурочены отрицательные гравитационные аномалии порядка -300 мГал над желобами и положительные аномалии над самими островными дугами (рис. 5-13). Аномалии свидетельствуют об отсутствии в этих районах изостатического равновесия. В частности, они говорят о дефиците масс в желобе и об избытке масс под дугой. Кроме того, наблюдаются небольшие положительные аномалии с океанской стороны желобов, которые можно объяснить изгибом (флексурой) океанской литосферной плиты при подходе к желобу. Эти положительные аномалии соответствуют приуроченным к флексуре невысоким поднятиям. Главная положительная аномалия силы тяжести над вулканической дугой (рис. 5-13) обусловлена избытком масс, связанным с субдукцией плиты. Хо-

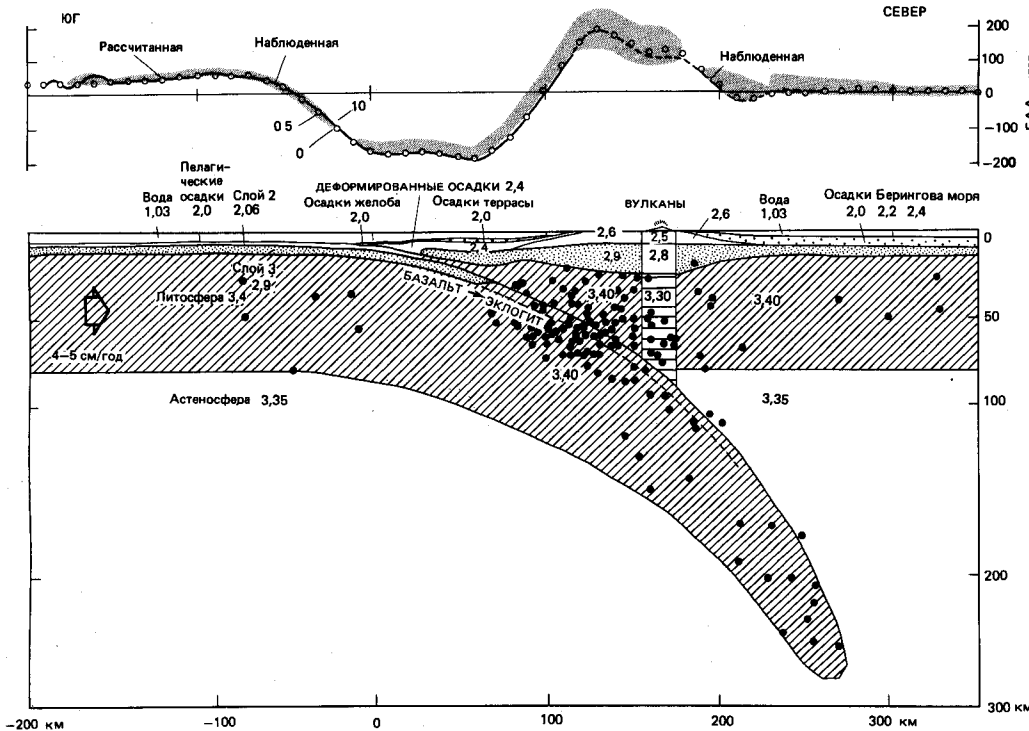


Рис. 5-13. Модель структуры земной коры в средней части Алеутской дуги по данным гравиметрических измерений [398]. Сверху показаны аномалии силы тяжести в свободном воздухе (ФАА). Рассчитанные величины силы тяжести показаны кружочками. Плотность пород в разных слоях дана в $г/см^3$. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

¹ Максимальная глубина, измеренная на «Витязе» в Марианском желобе, составляет 11 022 м.—Прим. перев.

лодная плотная ($3,4 \text{ г/см}^3$) плита внедряется в разогретую астеносферу ($3,35 \text{ г/см}^3$). Перепад температур при этом составляет около 400°C .

Между сейсмическими зонами и желобами существует замечательный параллелизм, который не нарушается даже в районах резких поворотов желобов. Например, крутой изгиб желоба Тонга на его северном конце находит отражение в ориентировке зоны Бенъоффа. Различные геологические и геофизические характеристики в системах островных дуг не только тесно взаимосвязаны, но еще и строго упорядочены в пространстве [1011]. От края ложа океана в сторону континента последовательно сменяют друг друга желоб, отрицательная гравитационная аномалия, положительная гравитационная аномалия, ось островной гряды, вулканический пояс и зона глубокофокусных землетрясений (рис. 5-13). Такая упорядоченная последовательность свидетельствует об общем механизме формирования всей системы. Этим механизмом является субдукция, влияние которой на тектонику и седиментогенез активных континентальных окраин рассмотрено в гл. 12.

Вулканизм и тектоника плит

Общие черты вулканизма. Поскольку тектоническая активность приурочена к границам плит, не удивительно, что здесь же сосредоточен вулканизм (рис. 5-14). Вулканическая деятельность имеет место в трех географических и тектонических обстановках: на конвергентных границах плит (в зонах схождения), на срединно-океанских хребтах (в зонах растяжения океанской коры) и в определенных местах внутри плит. Среди многих тысяч вулканов, разбросанных по земной поверхности, только около 800 действующих или действовавших в историческое время (рис. 5-14). Лишь для незначительной части этих вулканов (около 70) известны стадии подводных извержений. Вулканы — весьма выразительные явления природы, но визуально наблюдаемый наземный вулканизм не дает представления о реальных объемах создаваемых вулканических пород. Шиллинг [908] подсчитал, что 80% вулканических пород генерируется на срединно-океанских хребтах, а остальная часть создается на конвергентных границах плит или извергается внутриплитными вулканами, подобными гавайским. Подавляющее преобладание вулканизма конструктивных границ плит не удивительно, поскольку здесь формируется две трети всей земной коры (см. гл. 7). На дивергентных границах изливаются толеитовые базальты, образующиеся путем частичного плавления вещества верхней мантии под срединными хребтами на относительно небольших глубинах в условиях сравнительно низких давлений и высоких температур. Более 75% действующих и недавно потухших наземных вулканов находятся в Тихоокеанском поясе, широко известном под названием *огненного кольца*.

Вулканизм конвергентных границ плит. Вулканы окраин Тихого океана приурочены к молодым горным цепям и островным дугам, где они образуют узкие дугообразные зоны (рис. 5-14). Этот вулканический пояс четко прослеживается от Новой Зеландии через Меланезию, Индонезию, Филиппины, Японию, Курилы, Камчатку и далее на восток через Алеутские острова до южной Аляски (рис. 5-14). Пояс протягивается на юг вдоль западного побережья Северной Америки, прерывается в Калифорнии и Мексике, а затем следует через Центральную Америку и западное побережье Южной Америки до Антарктического полуострова. На юге кольцо частично замыкают подводные хребты Южного океана. Горы, не связанные с же-

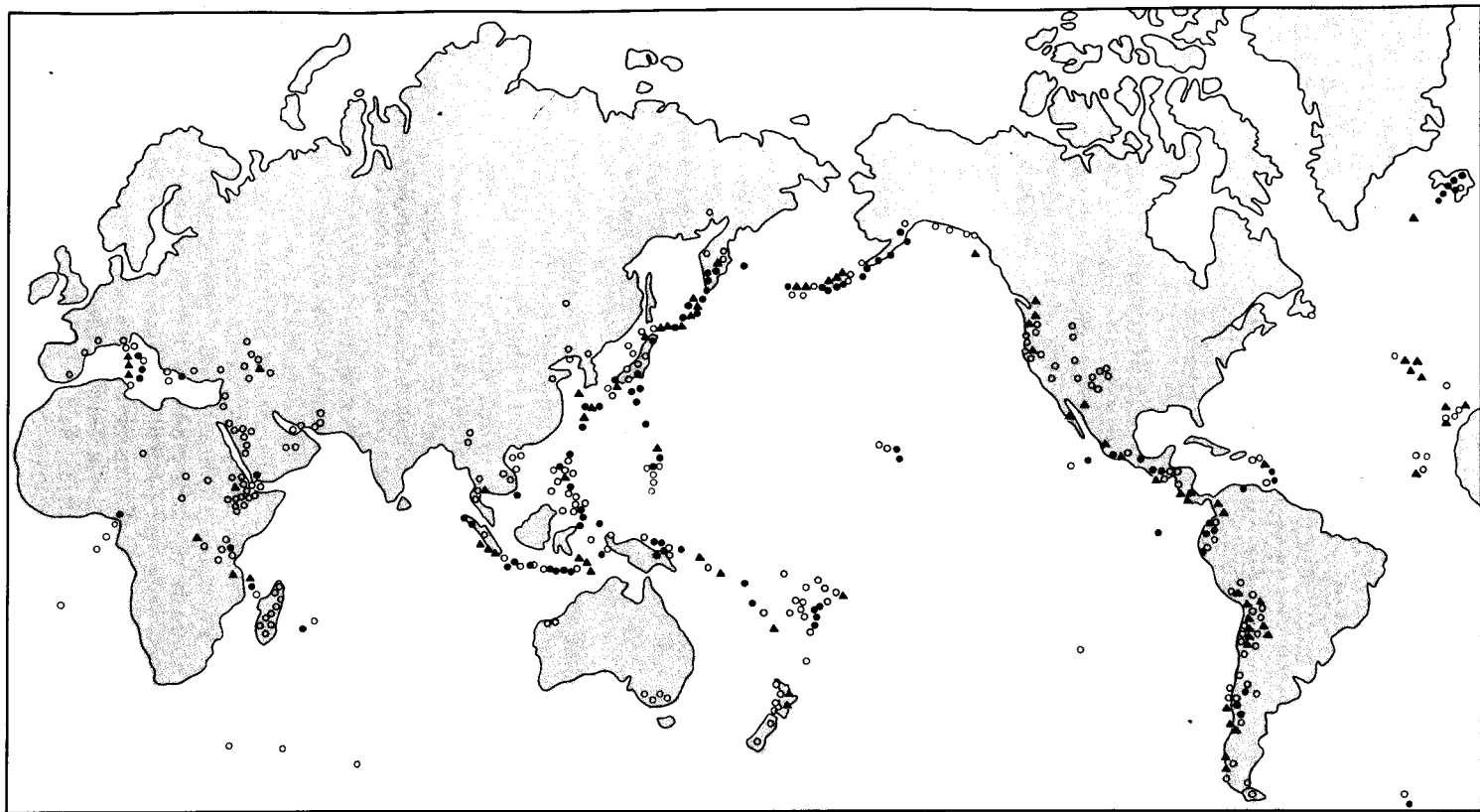


Рис. 5-14. Распространение действующих вулканов мира. Черные кружочки – действующие вулканы; черные треугольники – недавно действовавшие вулканы; светлые кружочки – потухшие вулканы.

лобами, такие как североамериканские Кордильеры, отличаются относительно редкими проявлениями вулканизма. В Тихоокеанском вулканическом поясе выделяются широкие, но отчетливо выраженные двоякого рода структуры, обусловленные процессами сжатия, — островные дуги и континентальные окраины неостроводужного типа. Их распространение в Тихоокеанском кольце различно. Островные дуги сосредоточены в западной части Тихого океана и повернуты выпуклой стороной к океану. Вулканически активные континентальные окраины, наоборот, развиты на восточной окраине Тихого океана. Сюда относятся Каскадные горы, хребты Центральной Америки и Анды. Эти структуры слабо изогнуты и также связаны с системами желобов [1133].

На окраинах Атлантического океана вулканизм, сейсмичность и орогенез в целом отсутствуют. Две крупные петли вулканов — Малые Антильские острова и дуга Скоша — рассматриваются обычно как продолжение Тихоокеанского кольца. Любопытно, что обе эти дуги на восточном краю Тихого океана расположены в местах разрыва древних континентальных блоков — между Антарктикой и Южной Америкой, Северной и Южной Америкой. Вильямс и Мак-Берни [1133] указывают, что асимметрия обращенных на восток островных дуг и обращенных на запад активных континентальных окраин по обе стороны от оси спрединга должна быть обусловлена действием однонаправленных сил, таких как сила вращения Земли. С другой стороны, Уилсон [1140] установил, что дуги образуются в результате определенного типа взаимодействия плит. Если к зоне субдукции подходят с разных сторон две плиты, то континентальная плита напоздаст на океанскую. По мнению Уилсона [1140], характер континентальной окраины определяется той плитой, которая более прочно связана с мантией. Когда океанская плита продвигается вперед и пододвигается под континентальную окраину, формируется островная дуга, обращенная выпуклостью в сторону океана, как это имеет место в северо-западной части Тихого океана. При столкновении двух континентов образуется горный хребет, подобный Гималаям.

Континентальные окраины Индийского океана в большинстве не конвергентны, и вулканизм на них отсутствует. Но зона исключительно высокой вулканической активности имеется в Индонезийской дуге, представляющей собой отрог Тихоокеанского пояса (рис. 5-12 и 5-14). В Индонезийской дуге сосредоточено около 14% действующих вулканов мира. Второй пояс современного орогенеза и активного вулканизма — Средиземноморско-Азиатский, но вулканизм в нем по сравнению с Тихоокеанским поясом более рассредоточен (рис. 5-14).

Благодаря четкой связи вулканической деятельности с зонами субдукции и желобами (рис. 5-12) активные окраины приобретают особо важное значение для изучения происхождения вулканизма вообще. Андезиты с сопровождающими их базальтами, дацитами и другими типами вулканических пород Тихоокеанского пояса извергаются из недр островных дуг и континентальных окраин, которые в общем плане совпадают с идущими параллельно желобам зонами промежуточных и глубокофокусных землетрясений. Сам Беньофф еще в 1949 г. указывал, что сейсмические зоны очерчивают тектонические нарушения, в которых создаются благоприятные условия для зарождения магмы за счет тепла, генерируемого напряжениями в мантии. Сайкс [1022] показал, что существует связь орогенного вулканизма с распространением промежуточных и глубокофокусных землетрясений. Все районы активного андезитового вулканизма принадлежат к зонам

промежуточной и глубинной сейсмичности (рис. 5-12). Например, действующие вулканы Японии расположены только в пределах ареала среднеглубинных землетрясений зоны Беньоффа. Детали взаимоотношений между вулканизмом и сейсмичностью меняются от района к району. В Японии намечается тенденция уменьшения сейсмической активности на промежуточных глубинах залегания зоны Беньоффа под вулканами, что свидетельствует об ослаблении напряжений в этой зоне. Вулканы метят, как правило, границу между зонами мелкофокусной и среднеглубинной сейсмичности, хотя в некоторых дугах действующие вулканы находятся на большем удалении от желобов. Барзанги и Айзекс [38] установили, что в Андах вулканизм наиболее активен над круто наклоненными отрезками зоны Беньоффа и над интервалом пониженных скоростей между зоной Беньоффа и нижней границей литосферы. Какова бы ни была природа этого процесса, очевидно, что субдукция океанской коры создает условия для расплавления пород и генерации магмы. Неясно, однако, образуются ли вулканические породы целиком за счет вещества мантии или в плавлении участвует также океанская кора.

Комплекс вулканических пород Тихоокеанского пояса, включающий широкий спектр петрологических разновидностей, известен под названиями *известково-щелочной, орогенной* или *высокоалюминиевой* серии (см. гл. 7). Этим породам принадлежит главная роль в наращивании континентов. Тот факт, что средний состав земной коры близок к составу андезитов, возможно, не случайное совпадение. Хотя многие регионы субдукции, например Новая Зеландия или Орегон (запад США), отмечены обилием андезитов известково-щелочного ряда, имеются районы, такие как дуга Кермадек, где андезиты и другие породы известково-щелочной серии отсутствуют. Поэтому было бы неправильно характеризовать вулканические породы зон субдукции исключительно как известково-щелочные андезиты.

Состав вулканических серий островных дуг и континентальных окраин может различаться. Хотя в целом кислые породы, такие как риолиты или игнимбриты, играют по сравнению с более основными (базальтами и андезитами) подчиненную роль, на континентальных окраинах они образуют места огромные по объему тела. Например, вулканический комплекс центрального типа Новой Зеландии характеризуется крупными излияниями четвертичных игнимбритов. Вулканы такого типа почти неизвестны в островных дугах, заложенных на океанской коре [1133]. Вулканизм зон субдукции отличается от внутриплитного и срединно-океанского своей высокой эксплозивностью. При эксплозивных извержениях выбрасывается большое количество пирокластического материала, разносимого в атмосфере на огромные расстояния от очага. Высокая эксплозивность обусловлена, вероятно, большим содержанием воды в магме. Источником этой воды может быть опускающаяся в зонах субдукции океанская кора.

В качестве механизма образования андезитовой магмы обычно предлагаются следующие варианты: частичное плавление континентальной коры; частичное плавление вещества верхней мантии с низким содержанием воды; частичное плавление вещества верхней мантии с последующей контаминацией сиалической коры; плавление погружающейся в зоне субдукции океанской коры, либо только ее нижних слоев, либо целиком вместе с пелагическими осадками. Поскольку многие островные дуги с андезитовым вулканизмом развиваются на океанской коре вдаль от континентальных блоков, участие пород континентальной коры в образовании андезитовой магмы нельзя считать обязательным. Следовательно, из перечисленных ва-

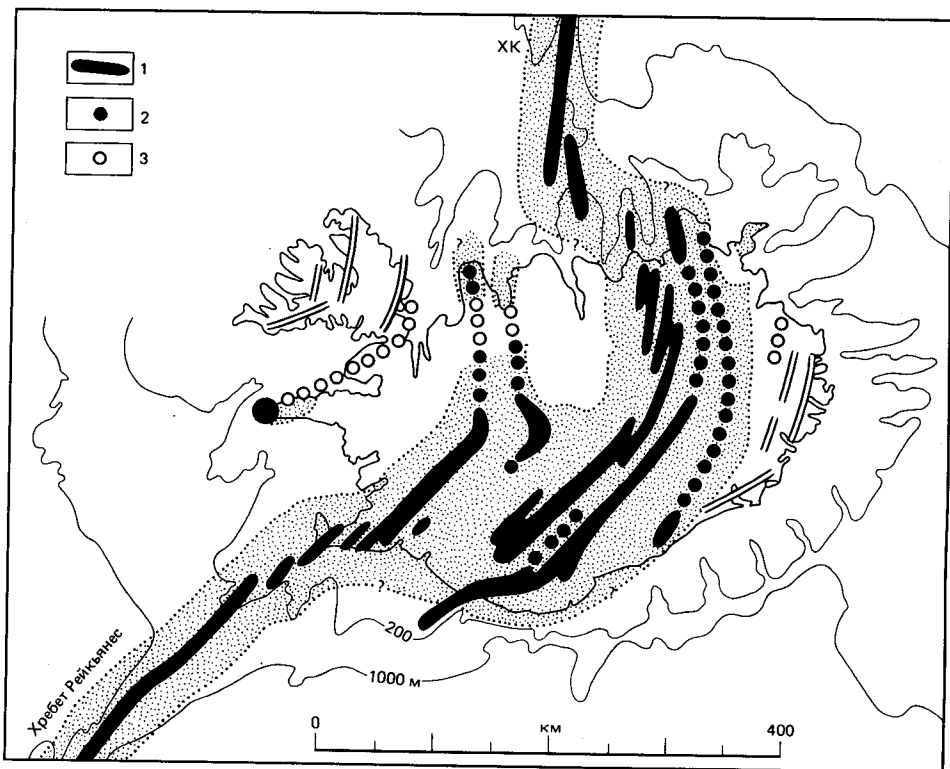


Рис. 5-15. Положение Исландии на Срединно-Атлантическом хребте (хребты Рейкьянес на юге и Колбейсей на севере уходят под нее). Показаны также рифтовые зоны. Положение оси спрединга (судя по рифтовым зонам) изменялось во времени [1108]. 1—активные рифтовые зоны; 2—дремлющие рифтовые зоны; 3—отмершие рифтовые зоны; ХК—хребет Колбейсей.

риантов происхождения андезитов остается только частичное плавление вещества мантии, или океанской коры. Из рассмотренных выше взаимоотношений между генерацией магмы и зоной Бенъоффа становится очевидным, что андезитовая серия образуется в результате плавления погружающейся в зоне субдукции океанской коры. В оценке относительной роли в этом процессе вещества твердой коры и покрывающих ее осадков мнения расходятся. Экспериментальные данные указывают на возможность формирования за счет содержащейся в осадках воды гидратированной зоны, в которой могут выплавляться андезиты.

Вулканизм Исландии. Вулканизм Исландии представляет особый интерес, так как это единственный крупный остров, сидящий на срединно-океанском хребте (рис. 5-15)¹. Исландия представляет собой крупнейший изолированный участок суши целиком вулканического происхождения. Это один из самых активных вулканических районов мира. Остров состоит из лавовых плато трещинных излияний и крупных вулканических конусов. С севера он ограничен зоной разломов Тьорнес, а с юга—зоной разломов

¹ Такое же тектоническое положение занимают остров Пасхи и ряд других островов.—
Прим. ред.

Рейкьянес. Около четверти лавы, излившейся на суше во всем мире за последние 40 лет, произведено вулканами Исландии.

Из-за своего положения на срединно-океанском хребте остров находится все время в состоянии растяжения. Под действием спрединга океанского дна западная и восточная его части движутся в стороны друг от друга. Поэтому там должны происходить процессы, сходные с действующими на срединно-океанских хребтах.

В ходе спрединга на острове возникают системы трещин, в которые внедряется лава, образуя рои даек. Из излившейся на поверхность лавы образовались мощные толщи кайнозойских лавовых потоков. Каждая дайка расширяет земную кору. Суммарное расширение с начала образования острова (около 15 млн. лет назад) составляет 400 км. Исландия не только расширяется, но также утолщается. Почти весь современный вулканизм сосредоточен в зонах разломов, рассекающих центральную часть острова (рис. 5-15). Из-за латерального раздвижения в стороны от этой центральной зоны наиболее древние породы находятся в восточной и западной частях Исландии. Никаких признаков прекращения вулканической деятельности за все 15 млн. лет существования острова не наблюдается, хотя Фогт [1099] приводит данные о вспышках более активного вулканизма. Если в будущем интенсивность вулканизма уменьшится до типичной для Срединно-Атлантического хребта, то Исландия распадется на два изолированных поднятия по обе стороны от оси срединного хребта, подобные поднятию Риу-Гранди и Китовому хребту в Южной Атлантике.

Поскольку Исландия расположена над Срединно-Атлантическим хребтом, то ее вулканические породы представлены преимущественно базальтами, по составу близкими к толеитам. Образование больших масс более кислых и более щелочных пород вплоть до риолитов связано, по-видимому, с дифференциацией базальтовой магмы.

Внутриплитный вулканизм. Хотя около 90% вулканической активности Земли сосредоточено в зонах конвергенции или дивергенции плит, местами вулканизм развит и на удалении от границ плит. Об этом свидетельствуют многочисленные подводные горы и океанские острова, иногда образующие протяженные цепи вроде островов Гавайских, Лайн или Общества (рис. 5-16). Хотя подводные горы широко распространены во всех океанах, особенно много их в Тихом океане. Над уровнем океана возвышаются в виде вулканических островов лишь немногие наиболее высокие вулканы. Остальные представляют собой подводные горы. Среди последних имеются вулканы, не достигшие в своем росте поверхности океана, а также бывшие острова, срезанные эрозией и опустившиеся после прекращения вулканической деятельности [467]. Подводные горы и вулканические острова распределены в Тихом океане неравномерно. Крупные вулканы (вулканические острова и высокие подводные горы) наиболее многочисленны в западном и юго-западном секторах океана. Вулканическая деятельность в историческое время известна только на очень немногих островах. Сюда относятся два или три из Гавайских островов, острова Рокар, Моуа-Пихаа и Макдоналд в южной части Тихого океана.

Подводные вулканические горы морфологически похожи на наземные щитовые вулканы. Для них характерна форма широких куполов со склонами от 5 до 25° и округлыми, овальными или неправильными контурами в плане. Хотя все подводные горы имеют вулканическое происхождение, те из них, которые поднялись близко к уровню океана в тропиках, обычно покрыты кораллово-водорослевыми осадками или древними коралловыми

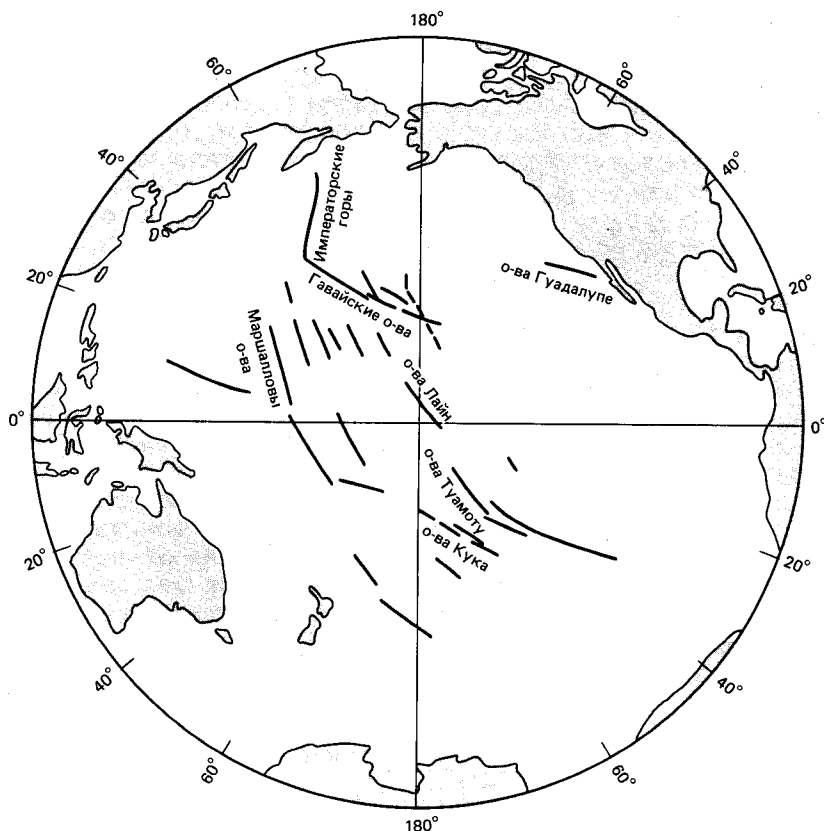


Рис. 5-16. Линейные вулканические цепи Тихого океана—возможные следы движения плиты через горячие точки ([1142], с упрощениями).

рифами. По мере удаления от срединно-океанского хребта они постепенно опускаются вместе с окружающим ложем океана, превращаясь в гайоты. В тех случаях, когда опускание шло медленно, а достаточно быстрый рост рифов поддерживал существование кораллового биоценоза вблизи поверхности океана, за длительное время накапливались толщи рифовых известняков мощностью по меньшей мере до 1000 м.

Внутриплитные вулканы—это величественные сооружения, которые могут подниматься на высоту до 10 тыс. м над поверхностью ложа океана, значительно превосходя высочайшие горы на континентах. О составе пород, слагающих нижнюю часть подводных гор, известно мало. Скорее всего это толеитовые базальты, сходные с теми, из которых состоит фундамент океанского ложа вокруг гор. На вершинах гор и таких островов, как Гавайские, Исландия, Галапагос или Реюньон, развиты вулканы с пониженным по сравнению с толеитовыми базальтами содержанием кремнезема и с повышенной щелочностью. Разнообразие пород здесь также больше, чем в типичных океанских толеит-базальтовых сериях. Встречаются различные, богатые кремнеземом и щелочами, бедные кальцием, магнием, железом—трахиты, фонолиты, риолиты.

Цепи океанских островов. Над дном глубоководных котловин океанов,

особенно Тихого, вдали от центров спрединга возвышаются величественные протяженные прямолинейные цепи островов и подводных гор (рис. 5-16). По геологическому возрасту они значительно моложе подстилающей океанской коры. Цепи часто параллельны друг другу (рис. 5-16) и почти перпендикулярны линейным магнитным аномалиям. Большинство таких горных цепей в Тихом океане имеет северо-западное простирание, хотя наиболее крупные из них ориентированы на север-северо-запад. Значение прямолинейности и параллельности цепей тихоокеанских островов понимали уже авторы некоторых ранних исследований. Так, Чабб [183] предполагал, что геометрический рисунок этих цепей имеет тектоническую природу и связан либо с древними разломами в океанской коре, либо со сжатием и складкообразованием.

Другая важная особенность линейных островных гряд заключается в том, что возраст вулканов в некоторых из них (возможно, во всех) увеличивается по мере удаления от срединно-океанских хребтов. Первый из естествоиспытателей Дарвин [233] и первый из геологов Дэна [232], посетившие эти островные цепи в середине XIX в., заметили закономерность изменения морфологии островов: от высоких вулканических на юго-востоке цепей до коралловых атоллов на северо-западе. Они связывали это с увеличением возраста островов в северном направлении. Впоследствии рядом авторов высказывалось предположение об образовании линейных вулканических гряд в результате развития вулканизма вдоль продвигающихся зон трещиноватости или трансформных разломов. Если судить по гавайским легендам о богине вулканов Пеле, даже древние гавайцы имели представление о последовательном изменении возраста вулканизма. По наиболее распространенной версии [147], Пеле в поисках подходящего дома для себя посещала один за другим несколько островов. Сначала она была на более древних островах в северо-западной части гряды, а затем, двигаясь на юго-восток, переходила на все более молодые острова. От ее попыток построить дом на острове Оаху сохранились горные вершины вроде Коко. Наконец она добралась до Килауэа, самого активного вулкана острова Гавайи на юго-востоке гряды, где и поселилась окончательно. Кэри [168] многие асейсмичные хребты океанского дна считал результатом интенсивного, узко локализованного вулканизма, предположив, как это сделали впоследствии Дитц и Холден [262], что такие асейсмичные хребты можно использовать для реконструкции положения континентов в прошлом.

Горячие точки и мантийные струи. Основываясь на геометрических особенностях островных цепей и на биостратиграфических датировках, Уилсон [1136, 1137] предложил механизм, объясняющий миграцию островов, который как будто согласуется с моделью тектоники плит. Он предположил, что магма для постройки вулканов поступает из относительно неподвижного источника, находящегося в верхней мантии, который он назвал *горячей точкой* (рис. 5-17). Поскольку источник магмы расположен под литосферной плитой, а плита движется латерально над ним, то действующие вулканы со временем отдаляются от горячей точки и вулканизм в них затухает (рис. 5-17). В итоге этого процесса создается цепь потухших вулканов, удаляющихся от горячей точки в направлении движения плиты. Следовательно, в этом же направлении увеличивается их возраст. Таким образом, Гавайскую цепь вулканов сотворила та самая Пеле, «богиня горячей точки», выбравшая себе резиденцию под самым крупным из островов, островом Гавайи. Многочисленные радиоизотопные определения возраста пород на разных островах Гавайской цепи подтверждают эту точку зрения. Так, ба-

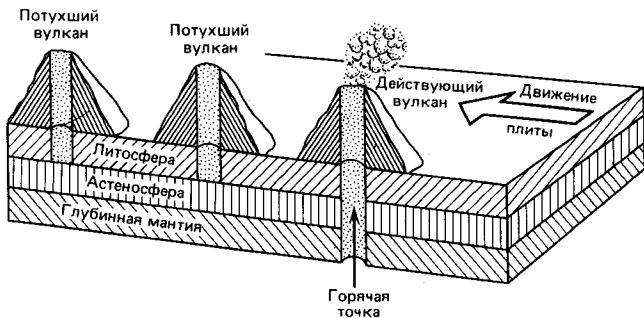


Рис. 5-17. Формирование цепи вулканических островов в результате латерального движения океанской плиты через стационарную горячую точку. Возраст островов увеличивается влево, в направлении движения плиты. В будущем над горячей точкой могут возникнуть новые острова [162].

зальты в основании атолла Мидуэй имеют возраст 16 млн. лет, тогда как возраст базальтов острова Некер — около 11 млн. лет. Расчеты, основанные на этих датировках, показывают, что средняя скорость миграции центра активного вулканизма в Гавайской цепи составляет около 15 см/год.

В 1972 г. Морган развил модель Уилсона, применив ее к островным цепям Тихого океана с иными направлениями простирации. На карте Тихого океана видно, что некоторые цепи повернуты на север-северо-запад (рис. 5-16). Он предположил, что различие простираций цепей Гавайских островов, Императорских гор, островов Гамбье — Туамоту, Лайн, Тубуаи — Кука и Гилберт — Маршалловых отражает резкий поворот в направлении движения Тихоокеанской плиты по отношению к подстилающей мантии. Морган считал, что для построения подводных гор необходимо частичное плавление огромных масс пород, и предположил, что не только тепло, но также и исходное вещество поступают в места плавления извне. По его мнению, вулканизм в горячих точках питается магмой из мантийных струй диаметром несколько сот километров, которые перемещаются со скоростью несколько метров в год (рис. 5-17, см. гл. 7). В океанах и на континентах выявлены десятки горячих точек (рис. 5-18). Продолжительность жизни каждой из них варьирует от десятков до 100 млн. лет. Уилсон [1140] выявил ряд характерных особенностей горячих точек.

1. Каждая горячая точка представляет собой воздымание, выраженное в виде поднятия пород фундамента на континентах или в уменьшении глубин океана.

2. Поднятия увенчаны действующими вулканами, обычно извергающими наряду с толеитами щелочные базальты и риолиты. Эти лавы характеризуются специфическими изотопными отношениями и геохимическими особенностями.

3. Горячие точки характеризуются высоким тепловым потоком.

4. По крайней мере некоторые горячие точки сопровождаются положительными гравитационными аномалиями.

5. В океанах и в некоторых районах на континентах от горячей точки отходит асейсмичный хребет (иногда два хребта).

6. Если горячая точка расположена на активно расширяющемся хребте, как в случае Исландии, то цепи вулканических островов или подводных гор вытягиваются на обеих сторонах от оси спрединга, двигаясь вместе с раздвигающимися плитами.

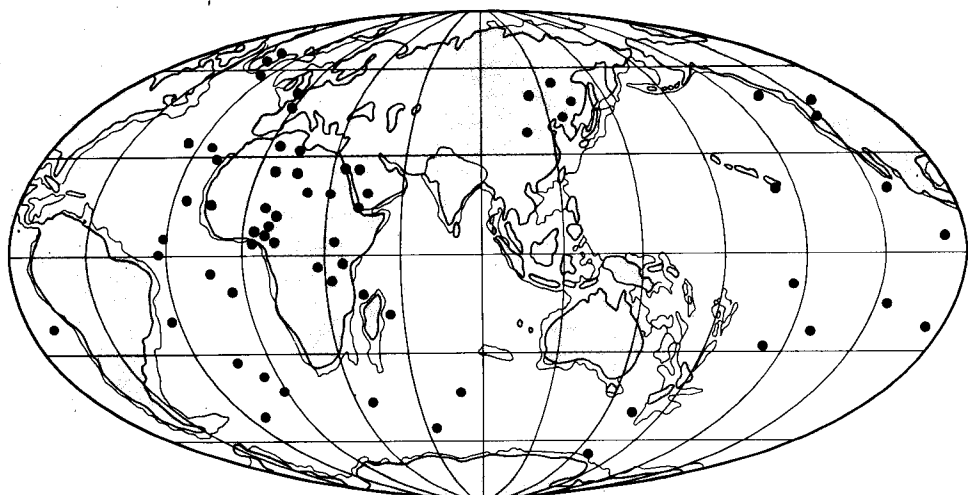


Рис. 5-18. Расположение предполагаемых горячих точек, связанных с глубинными мантийными струями. Большинство горячих точек находится либо на плитах, положение которых считается почти неподвижным (Африканская, Наска и Юго-Восточная Азия), либо вблизи срединно-океанских хребтов [1140].

Механизм горячей точки объясняет происхождение многих вулканических цепей. Сюда относятся: острова Гавайские, Общества, Маркизские, Галапагос в Тихом океане; Исландия, Тристан-да-Кунья и Буве в Атлантическом океане; острова Принс-Эдуард – Марион и Сен-Поль – Амстердам в Индийском океане.

Шиллинг и др. [909] подсчитали ежегодную продукцию лавы горячими точками. Принимая минимальную величину продукции равной $0,01 \text{ км}^3/\text{год}$ для каждой из 122 горячих точек [157], они получили суммарную годовую продукцию $3,5 \times 10^{12} \text{ кг/год}$. С другой стороны, если принять за основу более скромное число горячих точек – 36 [766], но при этом допустить, что минимальная средняя скорость продуцирования ими лавы составляет $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$, то получим общую продукцию $4,35 \times 10^{12} \text{ кг/год}$ (при средней плотности пород $2,9 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$). Обе оценки показывают, что продуцирование магмы горячими точками составляет около 10% от скорости наращивания океанской коры в центрах спрединга.

Цепь Гавайские острова – Императорские горы. Гавайские острова и Императорские подводные горы являют собой классический пример изменения возраста вдоль линейной горной цепи. Гавайские острова расположены на Гавайской гряде, которая протягивается на 2600 км от острова Гавайи до коралловых атоллов Мидуэй и Куре (рис. 5-19). К северо-востоку от острова Кауаи на протяжении 2000 км гряда представляет собой в основном подводное горное сооружение. Здесь подняты над уровнем океана лишь эродированные вершины вулканов Нихеа и Некер. На стыке Гавайских островов и Императорских гор гряда резко поворачивает, простираясь далее почти прямо на север до гайота Мейджи (рис. 5-19). Радиологические определения, проведенные на 18 вулканах Гавайско-Императорской цепи [711, 712], показывают последовательное увеличение возраста (рис. 5-19 и 5-20), хотя и с некоторыми отклонениями. На острове Гавайи на юго-восточном конце цепи имеется несколько действующих вулканов. Килауза

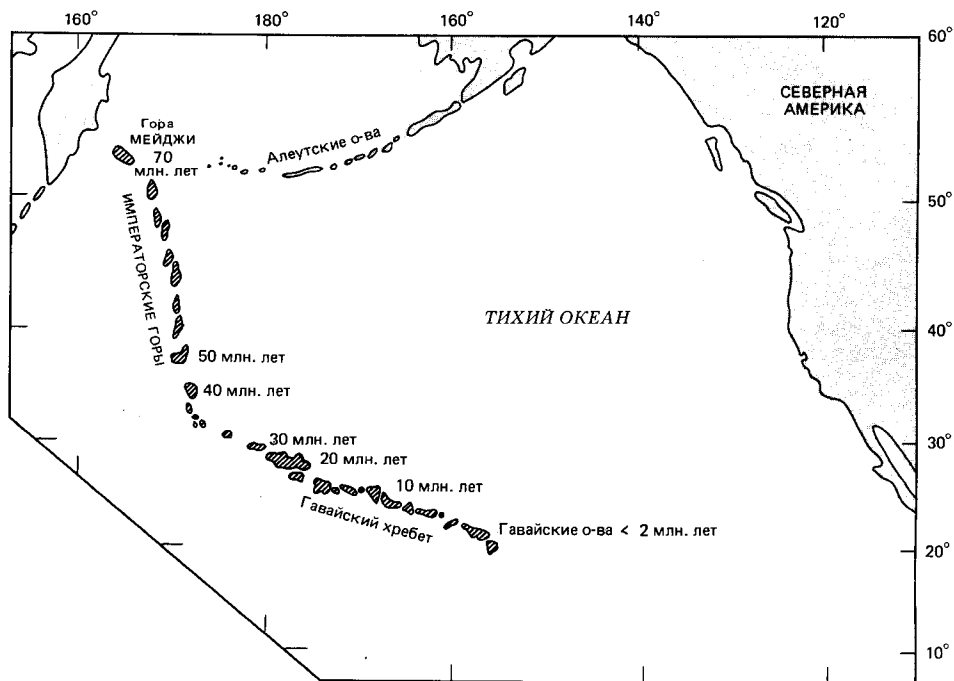


Рис. 5-19. Возраст островов и подводных гор (в млн. лет) в Гавайско-Императорской вулканической цепи [193].

среди них самый активный, Мауна-Лоа и Хуалала и проявляют меньшую активность, а Мауна-Кеа находится либо в дремлющем состоянии, либо потух. По сейсмическим данным, магматический очаг под островом Гавайи находится в астеносфере на глубине около 60–70 км.

Современное направление движения Тихоокеанской плиты от Восточно-Тихоокеанского поднятия к Японскому и Алеутскому желобам почти параллельно простиранию Гавайской цепи, что подтверждает концепцию горячей точки Уилсона. Изотопные датировки гавайских вулканов позволяют рассчитать скорость миграции центра активного вулканизма вдоль гряды и сравнить ее со скоростью спрединга океанского дна на Восточно-Тихоокеанском поднятии (рис. 5-19). Калий-аргоновые датировки [711, 712] показывают, что на построение каждого из крупных щитовых вулканов Гавайских островов, возвышающихся над уровнем океана, ушло около 0,5 млн. лет. На рис. 5-20 нанесены данные о возрасте вулканов Гавайско-Императорской цепи в зависимости от расстояния до Килауэа. График показывает зависимость, близкую к линейной. Однако на расстоянии до 300 км вдоль гряды могут происходить одновременные извержения, что вызывает некоторое перекрытие возрастов на соседних островах. Тем не менее некоторые исследователи предпочитают простейшую модель [711] линейной зависимости между возрастом и расстоянием. Возможные отклонения от линейности наблюдаются на отрезке цепи между островами Кауаи и Гавайи. Если же допустить линейную зависимость, то скорость миграции вулканизма от острова Гавайи до мели Френч-Фригит будет примерно $10 \pm 0,25$ см/год. Эта величина очень близка к скорости миграции,

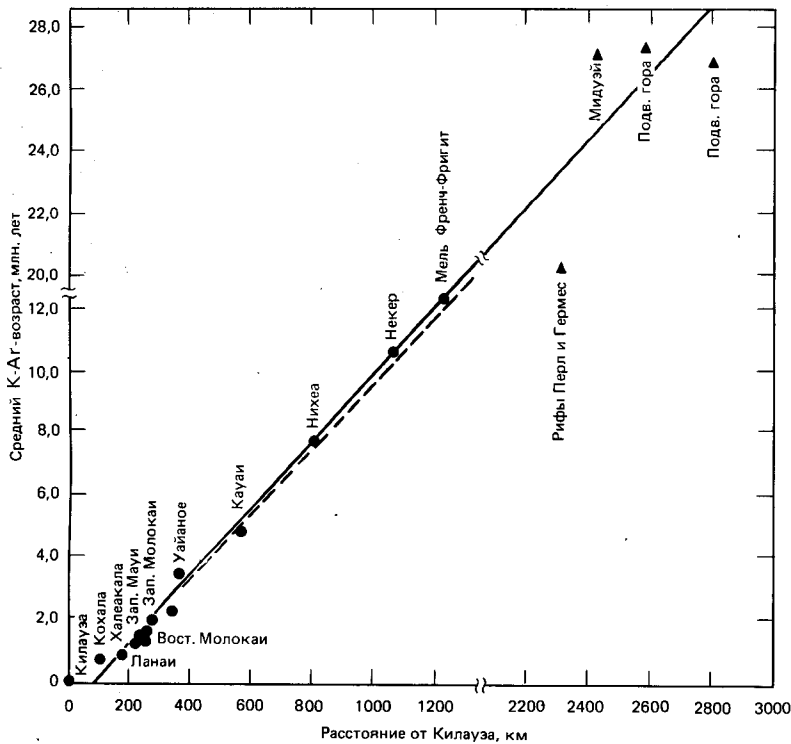


Рис. 5-20. Средний возраст (по К-Аг-датировкам) щитовых вулканов цепи Гавайских островов в зависимости от расстояния до Килауэа [712]. Черные кружочки — данные определения возраста по толеитовым базальтам, слагающим главную часть щитовых вулканов; треугольники — результаты определения по щелочным базальтам, извержения которых следовали по времени за фазой формирования щитов; сплошная линия — изохрона возраста (млн. лет), соответствующая скорости миграции вулканизма $9,41 \pm 0,27$ см/год, пунктирная линия — то же при скорости $9,87 \pm 0,27$ см/год.

определенной в четырех других цепях (Маркизской, Питкэрн — Гамбье, Общества и Тубуаи), но значительно выше скорости спрединга Тихоокеанской плиты от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (6–7 см/год). Значит, либо горячая точка сама перемещается в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия, либо это поднятие движется в сторону Гавайских островов.

Из гипотезы горячей точки следует важный вывод [766] о том, что резкий поворот простираения цепи Императорских гор по отношению к Гавайской гряде вблизи подводных гор Канму и Юриаку (рис. 5-19) обусловлен внезапным изменением направления движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Это изменение направления произошло, вероятно, между 40 и 50 млн. лет назад (в эоцене). Экстраполяция на основании средней скорости миграции вулканизма ($9,66 \pm 0,27$ см/год за последние 27 млн. лет) дает возраст для района сочленения Гавайской и Императорской цепей около 38 млн. лет [711]. Наиболее древний (позднемиоценовый) возраст, около 72 млн. лет, определен на северном конце цепи Императорских гор, в районе ее стыка с местом сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Одновременно с изменением направления изменилась скорость движения. Если для Гавайской цепи средняя скорость миграции вул-

канизма составляет 10 см/год, то для Императорских гор она всего около 6 см/год. В Гавайской гряде насчитывается 18 крупных вулканов на 1000 км. Несмотря на меньшую скорость миграции вулканизма, в Императорской цепи имеется только 13 крупных вулканов на 1000 км [1133]. Поскольку при более медленном движении плиты на определенном расстоянии от горячей точки должно возникнуть больше вулканов, остается предположить, что интенсивность вулканизма или частота извержений во время формирования Императорских гор были меньше.

Концепция неподвижных мантийных струй или аномалий плавления признается не всеми. Эта концепция привлекательна прежде всего тем, что раз положение струй по отношению к нижней мантии фиксировано, то они могут служить неподвижной системой координат для движения плит. Однако ряд факторов свидетельствует о постепенном перемещении аномалий плавления [753]. Были высказаны другие гипотезы, допускающие перемещение горячих точек относительно нижней мантии. Одна из них, именуемая *теорией гравитационного якоря*, была предложена Шоу и Джексоном [958]. Согласно их теории, вулканизм на концах цепей Гавайской, Туамоту, Тубуаи является результатом разогрева и плавления за счет трения плит при их движении. Раз начавшись, такое плавление приводит к образованию плотного остатка, который будет погружаться. Нисходящее движение образует гравитационный якорь, стабилизирующий положение аномалии плавления и вызывающий приток свежих порций частично фракционированного исходного вещества в очаг магмообразования. Эти якоря действуют как булавки, закрепляющие аномалии плавления внутри астеносферы. По другой альтернативной теории линейные цепи формируются вдоль последовательно раскрывающихся трещин. Если раскрытие трещин вызвано действием сил глобального масштаба, то с помощью этого механизма можно объяснить параллельность островных цепей. Однако *гипотеза раскрывающейся трещины* не в состоянии объяснить ни узкой локализованности вулканизма вдоль трещины, ни сходства скоростей распространения вулканизма в разных цепях. Непонятно также, почему трещины раскрываются только в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток и никогда — в обратном направлении [194]. Все эти факты хорошо согласуются с гипотезой горячей точки.

Асейсмичные хребты. Структурные поднятия широко распространены в океанских бассейнах, где они возвышаются над окружающим ложем котловины на 2–3 км. Некоторые из этих поднятий представляют собой длинные прямолинейные хребты, тогда как другие являются широкими возвышенностями типа плато. Поскольку землетрясения в этих структурах отсутствуют, они получили название *асейсмичных хребтов* [637]. Асейсмичные хребты отличаются от окружающего ложа океана не только своей морфологией, но также отчетливыми геофизическими характеристиками. Некоторые из этих хребтов имеют продолжения на континентах и срединно-океанских хребтах, а другие представляют собой изолированные формы рельефа. Лучше всего изучены примеры асейсмичных хребтов в Атлантическом и Индийском океанах. Одной из наиболее ярких особенностей рельефа дна Индийского океана, отличающей его от Центральной и Южной Атлантики, а также от центральной и восточной частей Тихого океана, является обилие асейсмичных хребтов. К ним относятся Западно-Австралийский, Восточно-Индийский, Чагос-Лаккадивский хребты, Маскаренское плато, Мадагаскарский хребет, плато Крозе и Кергелен.

Предложено несколько гипотез для объяснения происхождения асейс-

мичных хребтов, согласно которым они представляют собой 1) изолированные фрагменты континентальной коры (*микроконтиненты*); 2) поднятые блоки океанской коры; 3) линейные вулканические сооружения.

Микроконтиненты. Некоторые асейсмичные возвышенности отделились в процессе рифтогенеза или спрединга океанского дна от континентальных массивов. К ним относятся банка Орфан, плато Роколл и хребет Ян-Майен в Северной Атлантике, плато Агульяс в Южной Атлантике и Маскаренское плато в западной части Индийского океана. Изменения движения плит и развитие новых центров спрединга иногда приводили к изоляции небольших блоков континентальной коры и литосферы среди пространств океанской коры. Такие изолированные фрагменты и получили название *микроконтинентов*. Микроконтиненты—это довольно редкие структуры, поскольку в большинстве случаев вклинившиеся в океанскую кору континентальные сегменты сохраняют связь с основным материком. Малые континентальные блоки могут отделяться от материков разными путями. Это может быть перескок оси срединного хребта и образование нового центра спрединга ближе к континенту с последующим откалыванием фрагмента континента и его перемещением в сторону океана в результате спрединга. Другой механизм действует при перескоках оси хребта вблизи полюса вращения, где при этом происходит откалывание небольших фрагментов континента.

Вулканические хребты. Наиболее яркими представителями асейсмичных хребтов, однако, являются не микроконтиненты, а возвышенности, сложенные базальтами океанской коры. Сюда относятся Гавайско-Императорская вулканическая гряда в северной части Тихого океана, Восточно-Индийских хребет в Индийском океане, Китовый хребет и возвышенность Риу-Гранди в Южной Атлантике. Для ряда возвышенностей, ранее считавшихся микроконтинентами или поднятыми блоками океанской коры, теперь установлено вулканическое происхождение. Асейсмичные хребты нарушают картину линейных магнитных аномалий, параллельных срединно-океанским хребтам. Поэтому без прямого опробования вулканических пород фундамента их возраст определить трудно.

Самый известный среди асейсмичных хребтов—Восточно-Индийский, который является наиболее протяженным прямолинейным хребтом Мирового океана. Он протягивается в восточной части Индийского океана вдоль меридиана 90° в.д.¹ от широты юга Австралии до Бенгальского залива, имея общую длину 4500 км. Как показывает изучение залегающих на хребте осадков, в ходе своего движения на север через Индийский океан он претерпел значительное опускание. Там, где сейчас глубина океана 1600 м, при бурении в осадках были обнаружены лигниты и лагунные отложения. О мелководности свидетельствуют также устричные горизонты, вскрытые на современной глубине 3000 м. Разнообразные свидетельства говорят в пользу формирования хребта в мелководных условиях вблизи центра спрединга и о его последующем постепенном погружении. В самом деле, глубина над вершиной хребта увеличивается в соответствии с предположением о скорости погружения хребта вместе с корой Индийской плиты, с которой он спаян. Фауна и флора, обнаруженные в кернах скважин в разных точках по всей длине хребта, отражают не только историю опускания, но также перемещение хребта на север, в сторону низких широт.

¹ Отсюда происходит и употребляемое в зарубежной литературе название хребта Ninetyeast Ridge.—Прим. перев.

Глубинная структура асейсмичных хребтов изучена слабо. Френсис и Шор [351] установили, что раздел Мохоровичича под Чагос-Лаккадивским хребтом находится на глубине около 17 км. Под Исландско-Фарерским хребтом он регистрируется на глубине 16–18 км. Таким образом, кора под асейсмичными хребтами на 8–10 км толще, чем под нормальным ложем океана, где ее мощность составляет 5–7 км. Однако под Восточно-Индийским хребтом кора, возможно, не утолщена. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе над асейсмичными хребтами малы по амплитуде, что указывает на изостатическое равновесие. Изостатическая компенсация утолщенной коры асейсмичных хребтов приводит к вертикальным движениям крупных блоков пород, поскольку литосфера на гребне срединного хребта обладает малой прочностью и не может удержать нагрузку огромных масс вулканических пород, накапливающихся на асейсмичных хребтах. Изостатическая компенсация при этом действует противоположно вулканизму, создавая характерные для многих асейсмичных хребтов высокие сбросовые уступы и глыбовый рельеф. Кольцевые впадины вокруг Гавайских островов созданы изостатическим прогибанием литосферы под нагрузкой островов.

Многие факты свидетельствуют о том, что с момента своего образования асейсмичные хребты испытали существенное длительное погружение (рис. 5-21). Как показали Детрик и его соавторы [249], скорость погружения у асейсмичных хребтов такая же, как у нормального океанского ложа, хотя абсолютная глубина, конечно, другая. Таким образом, по современной разности глубин, допуская равенство скоростей погружения хребта и океанского ложа, можно рассчитать изменение палеоглубин. Наиболее убедительные доказательства опускания заключены в покрывающих хребет осадках. Глубоководным бурением на нескольких хребтах было показано, что осадконакопление началось в мелководных или даже в субаэральных условиях, которые затем постепенно сменились более глубоководной обстановкой открытого океана. Некоторые хребты опускались на несколько километров ниже современного уровня океана. Например, на небольшом континентальном блоке плато Орфан в море Лабрадор в юре накапливались отложения прибрежных равнин, в том числе перетолженный антрацит. В поздней юре – раннем мелу плато было поднято и частично эродировано. Затем, в позднем мелу, оно несколько опустилось до глубины 200 м. В палеоцене в результате резкого погружения, со скоростью до 115 см

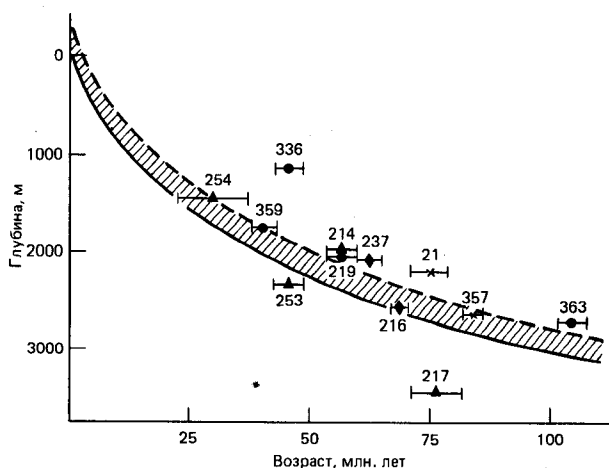


Рис. 5-21. Зависимость глубины поверхности вулканического фундамента асейсмичных хребтов (ордината) от возраста по скважинам глубоководного бурения DSDP [249]. Считается, что в момент формирования вершины хребтов находились у поверхности океана. Сплошная линия – эмпирическая кривая Парсона и Склейтера [817], показывающая диапазон глубин при допущении нормального погружения. Пунктирная линия – та же кривая, смещенная вверх на 300 м. Цифры – номера скважин (горизонтальные отрезки показывают диапазон возраста).

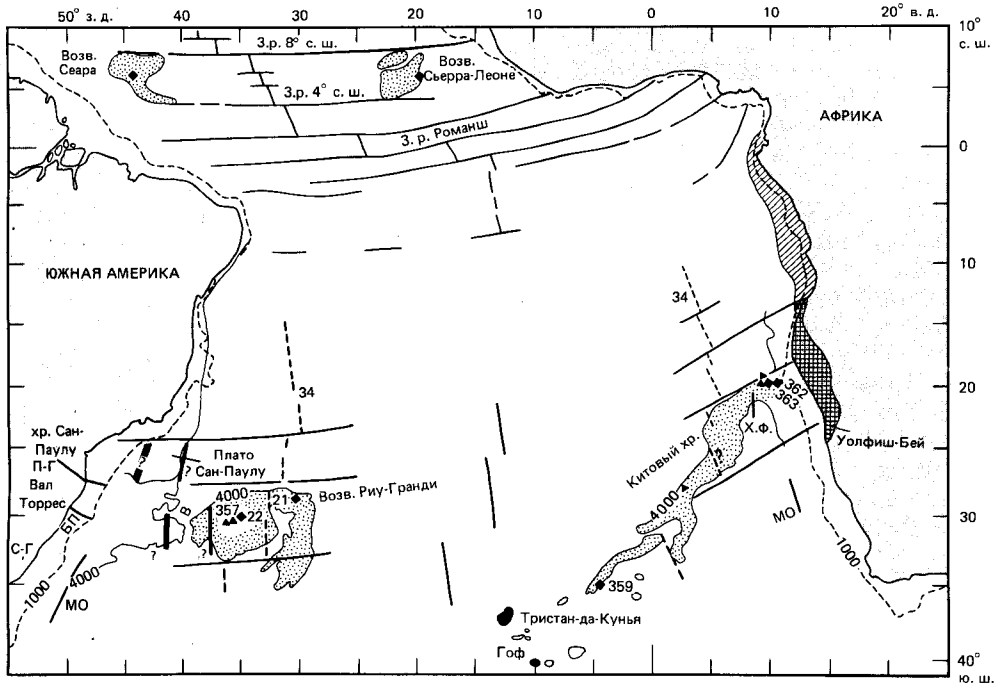


Рис. 5-22. Крупнейшие морфологические и тектонические элементы экваториальной и южной частей Атлантического океана [617]. Обратите внимание на парные асейсмические хребты: возвышенность Риу-Гранди – Китовый хребет, возвышенности Сеара – Сьерра-Леоне. Каждая пара ограничена с севера и юга зонами разломов. Диагональной штриховкой показаны зоны соляных диапиров, сеткой – площади перекрытия на реконструкции предрифтового положения континентов. Показаны магнитные аномалии 34 (80 млн. лет) и МО и скважины глубоководного бурения (точки с цифрами) З.р. – зоны разломов; ПГ – вал Понта-Гросса; С-Г – вал Сан-Габриель; В – проход Вима; БП – бассейн Петола; Х.Ф. – хребет Фрио.

в 1000 лет, плато опустилось до современной глубины 1800 м.

Парные асейсмические хребты. В Южной Атлантике имеются асейсмические хребты, расположенные попарно по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта. Возвышенности Сьерра-Леоне противостоит поднятие Сеара, а Китовому хребту – возвышенность Риу-Гранди (рис. 5-21). Образование парных возвышенностей связано с ранними фазами раскрытия Атлантического океана. Возвышенности Сеара и Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике расположены на одинаковом расстоянии от оси Срединно-Атлантического хребта (рис. 5-22). С севера и юга они ограничены одними и теми же зонами разломов. В наиболее приподнятой части возвышенности Сеара акустический фундамент представлен сейсмическим слоем со скоростью 3,5 км/с мощностью 1–2 км, который залегает на слое 2 океанской коры. Этот верхний слой сложен продуктами вулканических извержений, начавшихся около 80 млн. лет назад, в позднемерловое время, когда обе разделенные теперь возвышенности находились вместе на Срединно-Атлантическом хребте. Когда интенсивная вулканическая деятельность прекратилась, единое тело вулканических пород стало распадаться на наблюдаемые в современном рельефе изолированные поднятия.

Возвышенность Риу-Гранди и Китовый хребет также ограничены с севе-

ра и юга эквивалентными зонами разломов (рис. 5-22). Фундамент обеих возвышенностей сложен толщей вулканитов щелочно-базальтового состава, типичных для океанских вулканических островов. Обе они опускались с момента своего возникновения в позднемеловое время (80–100 млн. лет назад), в эпоху исключительно высокой вулканической активности. Позже вулканическая деятельность стала ослабевать, и возвышенности отделились друг от друга в ходе спрединга [1136] (рис. 5-22). В позднем мелу возвышенность Риу-Гранди представляла собой вулканический остров высотой 2 км. Его самые высокие вершины погрузились ниже уровня океана около 30 млн. лет назад, в середине олигоцена. Скорость продолжавшегося и дальше опускания была сравнима со скоростью погружения океанской коры, окружающей возвышенность. Эта картина осложнена происшедшим около 80 млн. лет назад смещением центра вулканизма, сформировавшего сначала восточный отрезок Китового хребта. Горячая точка оставалась под Африканской плитой в течение всего кайнозоя, а в настоящее время расположена под островами Тристан-да-Кунья (рис. 5-18), примерно в 300 км к востоку от оси Срединно-Атлантического хребта. После смещения горячей точки вулканизм стал более прерывистым, и между Тристан-да-Кунья и Китовым хребтом вместо сплошной вулканической гряды образовалась серия невысоких изолированных подводных гор (рис. 5-22). Эта гипотеза подтверждается гравиметрическими измерениями вдоль хребта и подводных гор. Судя по гравиметрическим данным, масса вулканических тел в западной части Китового хребта достаточна лишь для флексуроподобного вдавливания тонкой океанской коры, но не для изостатической компенсации большой амплитуды. Такое распределение нагрузки вызвало различие в изостазии между западным и восточным отрезками хребта. Западный отрезок напоминает по рельефу Гавайско-Императорскую цепь подводных гор.

Субдукция асейсмичных хребтов. Попадая вместе с движущимися плитами в зоны субдукции, асейсмичные хребты создают в последних выступы и неправильной формы вмятины. В общем зоны субдукции напоминают фестончатое чередование дуг и острых выступов на местах их сочленения (рис. 5-1). Фогт [1100] считает, что сложный рисунок границ сходящихся плит обусловлен плавучестью асейсмичных хребтов на поддвигающейся плите. Это увеличивает плавучесть плиты в целом и затрудняет ее погружение, что в свою очередь вызывает, как предполагал Кариг [544], задуговое растяжение и препятствует свободной миграции дуги в сторону поддвигающейся плиты, приводя к возникновению зубцов в плавном контуре зоны субдукции. Следовательно, кривизна островных дуг может быть вызвана не только шарообразностью Земли, но также столкновением их с асейсмичными хребтами.

Лучшим примером вхождения асейсмичного хребта в зону субдукции может служить Гавайско-Императорская цепь, вклинившаяся в угол сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов (рис. 5-19). Алеутская дуга представляет собой одну из крупнейших дугообразных зон субдукции, по которому Тихоокеанская плита поддвигается под Американскую. Восточный конец Алеутской дуги находится вблизи южного побережья Аляски, где вклинивание в зону субдукции несколько меньших по размеру цепей подводных гор создает второй входящий угол. Таким образом основная выпуклость дуги лежит между двумя группами асейсмичных хребтов, расположенных на поддвигающейся плите.

Движущие механизмы тектоники плит

Хотя геометрия плит и кинематика их движения сейчас уже хорошо изучены, о движущих механизмах тектоники плит мы знаем пока очень мало. Геофизики предпринимают специальные исследования для выяснения природы сил, вызывающих движение плит. Отсутствие разработанной динамической теории, однако, не повлияло на успешное применение кинематической теории тектоники плит для описания эволюции земной поверхности. Источником энергии, которая тратится путем теплоотдачи Земли, а также обуславливает сейсмичность, вулканизм и тектонические движения, согласно широко распространенной точке зрения, является теплота, генерируемая радиоактивным распадом урана, тория и калия. Этот главный источник тепла был открыт в начале нашего века, когда Р. Дж. Стратт, а несколько позже лорд Рэлей обнаружили присутствие радиоактивных веществ в породах земной коры. Впоследствии было доказано их широкое распространение в земной коре. Как альтернативные источники энергии рассматриваются процессы дифференциации мантии и ядра Земли и внутриземные приливы.

В качестве движущих сил тектоники плит предложено несколько механизмов (рис. 5-23). К ним относятся следующие:

1. Термическая конвекция в верхней мантии с восходящими потоками под срединно-океанскими хребтами и нисходящими в зонах субдукции.
2. Сползание литосферных плит с поднятых за счет разогрева срединно-океанских хребтов.
3. Гравитационное погружение холодной жесткой литосферы в менее плотную верхнюю мантию в желобах.
4. Погружение или соскальзывание плит по наклонной поверхности, созданной клинообразной формой литосферы.

Для движения крупных плит требуется огромное количество энергии, по меньшей мере 10^{26} эрг/год. Земля работает как малоэффективная тепловая

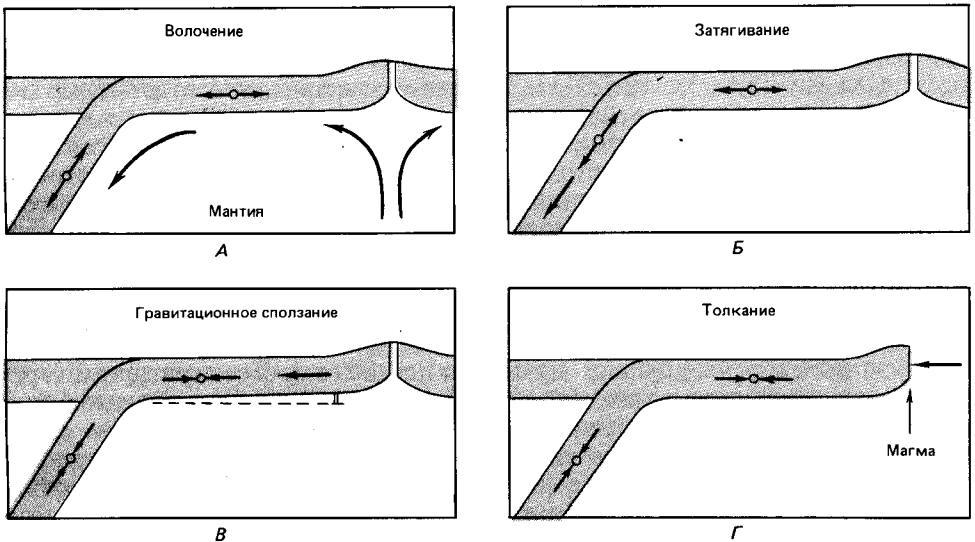


Рис. 5-23. Возможные механизмы движения литосферных плит [1153]. Состояния сжатия или растяжения плиты показаны стрелками.

машина, и лишь малая доля выделяющегося тепла, от $1/1000$ до $1/100$, переходит в механическую энергию в литосфере. Эта доля расходуется на тектонические движения, сосредоточенные в подвижных поясах.

Гипотеза конвекции. Единственным процессом, способным поддерживать постоянно напряженное состояние литосферы, является какого-либо типа термическая конвекция в мантии. Гипотеза термической конвекции как возможного механизма тектонических движений не нова, она была предложена еще в начале XIX в. Гопкинсом и применялась в 1889 г. Фишером. Однако эта идея была предана забвению вплоть до 1929 г., когда Артур Холмс выдвинул конвекцию в мантии как причину глобальной тектоники (см. гл. 4). Конвекция происходит в жидкостях, когда распределение плотности отклоняется от стабильного равновесного. Возникающие при этом силы плавучести вызывают потоки, движущиеся до тех пор, пока равновесие не будет восстановлено. Устойчивая система конвекции создается в том случае, когда аномалии плотности, вызванные термической или химической неравновесностью, возникают с такой же скоростью, с какой они рассеиваются. Современные представления о реологических свойствах мантии приводят к заключению, что конвекция может происходить только в верхних 500 км мантии. В вопросах о масштабах и характере конвекции все еще много неясностей. Непонятно, как конвекция создает напряжения в литосфере и вообще достаточно ли велики эти силы, чтобы быть первопричиной движения плит. Такая неопределенность отражает недостаток количественных данных о составе и свойствах мантии. Оксбург [803] приводит следующие характеристики конвекции в мантии:

1. Можно ожидать, что конвекция происходит в верхней мантии и она является эффективным механизмом переноса тепла.

2. Конвекция в нижней мантии затруднена из-за предполагаемой высокой вязкости вещества.

3. Вращение Земли не оказывает большого влияния на конвекцию.

4. Турбулентные потоки маловероятны.

Важное значение в проблеме мантийной конвекции имеет вопрос о глубине прохождения возвратных потоков от желобов до срединно-океанских хребтов. Одни авторы предполагают наличие возвратных потоков в астеносфере на глубинах менее 300 км, а другие считают, что эти потоки охватывают всю мантию.

Оксбург [803] показал, что вязкость мантии сильно зависит от температуры и давления. В зонах восходящих потоков скорость подъема разогретого вещества из глубин значительно больше скорости кондуктивной теплоотдачи. Поэтому в поднимающемся веществе давление падает, температура снижается незначительно, а вязкость по мере подъема уменьшается. Уменьшение вязкости кверху приводит к ускорению восходящего потока. Разогретое вещество, поднявшись к поверхности на срединно-океанских хребтах, растекается в стороны, образуя горизонтальные потоки, которые распространяются на глубину примерно до 200 км. Температурный градиент в этих горизонтальных потоках очень высок и является главным фактором, контролирующим вязкость. В верхних 100 км температура столь низка, что вещество проявляет свойства упругого твердого тела, тогда как нижняя часть верхней мантии ведет себя как вязкая жидкость. На некотором расстоянии от зоны подъема разогретого вещества мантии избыток плотности на холодной границе превышает предел устойчивости плиты к прогибанию. Создаются нисходящие потоки, которые затягивают с собой коровую плиту и разрушают ее путем разогрева. Сложный геометрический

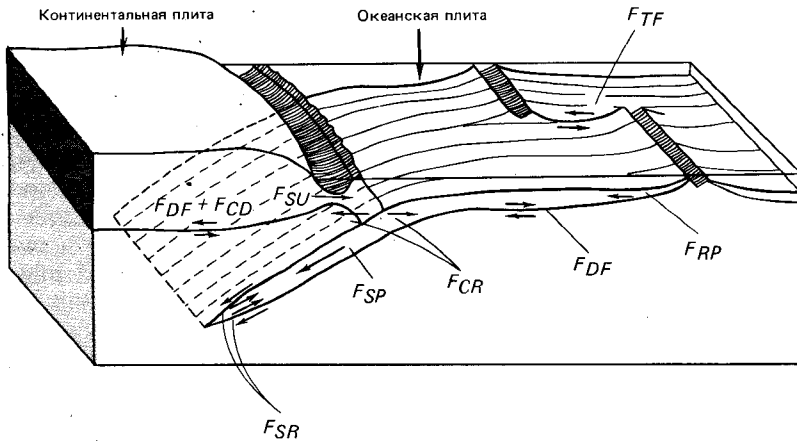


Рис. 5-24. Возможные силы, действующие на литосферную плиту [344]. Сокращения: F_{RP} —сила отталкивания от рифта; F_{DF} —сила сцепления подошвы плиты; F_{CR} —сила сопротивления при столкновении; F_{SP} —сила затягивания пластины; F_{SR} —сила сопротивления при погружении пластины; F_{SU} —сила засасывания; F_{SD} —сила сцепления континентальной плиты; F_{TF} —сила сопротивления трансформному сдвигу.

рисунок потоков зависит от глобального распределения источников и зон погружения, от их относительной активности и направлений миграции. Таким образом, восходящие конвективные потоки приурочены к срединно-океанским хребтам (рис. 5-3).

Глубоководные желоба связаны с нисходящими конвективными потоками (рис. 5-3). Судя по сейсмическим данным, верхняя часть погружающейся пластины обычно находится в состоянии растяжения (что указывает на затягивание поверхностной плиты), а нижняя часть — в состоянии сжатия. В некоторых случаях опускающаяся пластина раскалывается на два (или более) блока.

Силы, движущие плиты. Предполагалось немало вариантов сил, вызывающих движение плит, в том числе толкание со стороны срединно-океанского хребта, затягивание нисходящим движением пластин литосферы, засасывание в желоба и приспособление к конвективным потокам в мантии. Форсайт и Уэда [344] сделали попытку определить относительную величину различных сил, которые могут двигать плиты (рис. 5-24). Прежде чем рассмотреть их по отдельности, нужно уяснить некоторые аспекты движения плит.

1. Существует обратная корреляция между скоростью движения плиты и площадью находящегося на ней континентального блока. Например, угловая скорость Евразийской плиты равна $0,038^\circ/\text{млн. лет}$, а Антарктической — $0,054^\circ/\text{млн. лет}$. Эти преимущественно континентальные плиты движутся медленно по сравнению со скоростью вращения существенно океанских плит — Кокос ($1,422^\circ/\text{млн. лет}$) или Тихоокеанской ($0,967^\circ/\text{млн. лет}$). Таким образом, двигаясь под океанской корой, мантийные конвективные потоки испытывают лишь слабое торможение, тогда как тормозящий эффект континентальных плит значительный [344].

2. Размер поглощенной в зоне субдукции части плиты коррелируется со скоростью ее движения. Доминирующим фактором субдукции является погружающаяся пластина.

3. Скорость движения плиты не обнаруживает явной связи с протяжен-

ностью срединного хребта, а, значит, это движение не является просто результатом расталкивания по мере образования новой океанской коры в срединном хребте.

4. Скорости движения плит связаны с географической широтой. Плиты движутся быстрее вблизи экватора и медленнее у полюсов.

5. Как показывает случай Филиппинского моря, плиты могут двигаться, даже если они ни с одной стороны не граничат со срединно-океанским хребтом. Следовательно, расталкивание со стороны хребта — не единственная сила, приводящая плиты в движение.

6. Плиты по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта раздвигаются в разные стороны, несмотря на отсутствие нисходящих пластин на их краях.

Очевидно, что движение плит вызвано некой комбинацией различных сил. Силы, действующие на плиты, делятся на две группы: одни приложены к основанию плит, другие — к их границам [344].

Сила мантийного волочения F_{DF} . На нижнюю поверхность плиты действует сила ее вязкого сцепления с астеносферой (рис. 5-24). Если бы плиты двигались в основном под действием мантийной конвекции, то сцепление играло бы важную роль в этом движении. Наоборот, если астеносфера пассивна по отношению к движению плит, то F_{DF} становится тормозящей силой. Поскольку скорость движения плиты не зависит от ее площади, F_{DF} , скорее всего, оказывает тормозящее действие, возрастающее с увеличением площади плиты. Значит, океанские плиты движутся быстрее, чем подстилающая их мантия. Новейшие исследования в области термодинамики приводят к выводу, что классическая теория мантийной конвекции по ряду причин здесь неприемлема. Во-первых, вязкость верхней мантии предполагает мелкоячеистую конвекцию. Малые конвективные ячейки оказывают лишь периодическое давление на основании плиты. Суммарное их действие на всю площадь плиты незначительно. Малые ячейки, которые могут контролировать величину теплового потока через дно океана вдали от срединных хребтов, не способны передвигать плиты на большие расстояния, хотя создаваемые ими усилия достаточно велики, чтобы вызвать раскалывание крупных континентальных блоков. Более того, предположение о крупных конвективных ячейках с восходящими потоками под срединными хребтами и нисходящими в желобах (рис. 5-3) может оказаться несостоятельным, так как, по новым данным, активные центры спрединга мигрируют, а иногда сталкиваются с зонами субдукции [21, 629]. Хотя сохранение баланса масс при субдукции плиты требует существования нисходящего конвективного потока вещества мантии, для приведения плит в движение термической конвекции недостаточно [344].

Сила сопротивления пластин F_{SR} . Это дополнительная сила сопротивления движению плиты, создаваемая вязким трением. Сила F_{SR} пропорциональна вязкости астеносферы и скорости субдукции (рис. 5-24).

Сопротивление столкновения F_{CR} и сопротивление трансформного разлома F_{TF} . Дополнительные силы сопротивления действуют на конвергентных границах при столкновении плит F_{CR} и в трансформных разломах F_{TF} . Большинство мелкофокусных землетрясений вызвано силами сопротивления между сталкивающимися плитами (рис. 5-24). Форсайт и Уэда [344] считают, что величина этих сил не зависит от относительной скорости движения сталкивающихся плит. Если плиты движутся одна мимо другой по трансформному разлому, энергия упругих деформаций аккумулируется на границе между плитами. Когда напряжение превышает определенный пре-

дел, происходит сдвиг по разлому и упругая энергия высвобождается в виде землетрясения. Сейсмичность возрастает с увеличением скорости движения плит. Поскольку землетрясения являются отражением разрядки напряжений, то сильные напряжения возникать не должны.

Движущие силы. Движение плит могут вызвать силы *отталкивания от срединного хребта* F_{RP} , *затягивания пластин* F_{SP} и *всасывания* F_{SU} (рис. 5-24).

Сила отталкивания от хребта создается гравитационным скольжением плит в разные стороны от дивергентной границы. Потенциальная энергия поднятого рельефа вызывает силы растяжения, стремящиеся привести хребет к более низкому энергетическому состоянию. Источником энергии является восходящий конвективный поток под хребтом. Гравитационное соскальзывание играет важную роль в динамике плит. Внутри плит усилия сжатия доминируют над растяжением, а, значит, силы отталкивания от хребта в движении плит, вероятно, играют большую роль, чем силы затягивания в желоба. Но нужно иметь в виду также другие важные внутриплитные силы.

Граница между литосферой и астеносферой представляет собой наклонную поверхность, глубина которой на срединных хребтах меньше, чем на дальних краях плит. В поперечном разрезе литосфера имеет форму клина: на тонком краю ее мощность составляет несколько километров, а на толстом достигает 100–150 км. По мере удаления литосферной плиты от срединного хребта она становится толще, так как охлаждение охватывает все более глубокие слои мантии и к жесткой литосфере прирастают снизу новые порции вещества. Утолщение плиты приводит к неоднородности плотности поперек нее и к наклону нижней поверхности литосферы (рис. 5-24). Неравномерность распределения масс по горизонтали вдоль простирания плиты и наклон ее нижней поверхности за счет клинообразной формы – вот главные факторы, вызывающие погружение или гравитационное скольжение литосферы.

Тот факт, что зависимость глубины от квадратного корня из возраста за пределами примерно 80 млн. лет (мощность литосферы около 130 км) не соблюдается, свидетельствует, по-видимому, о прекращении дальнейшего утолщения литосферы. Следовательно, под океанской корой древнее 80 млн. лет граница между литосферой и астеносферой залегает горизонтально, а, значит, сила отталкивания от хребта действует только на более молодую часть плиты. Поскольку воздымание срединного хребта поддерживается непрерывной адвекцией тепла в поднимающемся веществе мантии, движение плит за счет толкающей силы спрединга может быть обусловлено термической конвекцией в мантии.

Затягивание в зону субдукции вызвано силой противоположной плавучести, которая действует на тонущую плотную пластину (рис. 5-24). Некоторые авторы полагают, что сила затягивания вниз холодной плотной пластины может передаваться горизонтально залегающей литосфере, приводя ее в движение. Однако здесь имеются два ограничивающих обстоятельства. Во-первых, для затягивания пластины необходимо созданное разностью температур различие плотностей. Разность температур подчиняется временной зависимости, поскольку она определяется скоростью субдукции: чем выше эта скорость, тем больше контраст температур. Во-вторых, увеличение вязкости и плотности мантии на глубине 500–600 км препятствует проникновению пластины на очень большие глубины. Затягивание в желоба, так же как отталкивание от срединных хребтов, представляет собой

форму проявления термической конвекции. Движущей силой при этом служит гравитация, действующая за счет разности плотностей, созданной охлаждением верхней мантии.

Как предполагает Элзассер [289], движение Американской и Евразийской плит в сторону желобов, обрамляющих Тихий океан, может быть вызвано силой всасывания. Плиты вокруг Атлантики раздвигаются в стороны, наползая на плиты Тихого океана. Так как радиус Земли, вероятно, не меняется, Тихий океан должен постепенно уменьшаться, а желоба — мигрировать в сторону открытого океана. Однако физическая природа силы всасывания не ясна. Элзассер [289] представляет этот процесс как погружение океанских плит в желобах и непрерывное заполнение освобождающегося пространства за счет миграции континентальной плиты в сторону океана.

Корреляция между скоростью субдукции и длиной желоба является важным ключом к разгадке механизма движения плит и указывает на большую величину F_{SP} . Однако движение плит без зон субдукции свидетельствует о том, что F_{RP} (толкание от хребта) имеет также большое значение. Относительная роль F_{SP} и F_{RP} меняется от одной плиты к другой [344].

6. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОКЕАНОВ

Геологи... описывают глобальные сцены, которых никто никогда не наблюдал. Приходят и уходят моря, горы, реки, леса; в неистовстве вулканов рождаются чарующие архипелаги островов, чтобы затем, успокоившись, исчезнуть навсегда...

Джон Мак-Фи

Глобальные черты

Жизненный цикл океана. Уже на ранних стадиях развития теории тектоники плит Уилсон [1138], Дьюи и Бёрд [252] установили, что океанские бассейны имеют свой собственный жизненный цикл. Характер тектонических процессов меняется с течением геологического времени. Океанские бассейны рождаются, растут, сокращаются и закрываются (табл. 6-1). При скорости спрединга несколько сантиметров в год океан шириной несколько тысяч километров имеет продолжительность жизни порядка первых сотен миллионов лет.

Атлантический и Индийский океаны представляют собой растущие океаны, приближающиеся к стадии зрелости (табл. 6-1). Их срединные хребты проникают в узкие субарктические моря, в Аденский залив и в Красное море. Эти малые бассейны представляют более ранние стадии развития океанов. Восточно-Африканские рифты на их продолжении отвечают эмбриональной стадии океанообразования (табл. 6-1).

Тихий океан, хотя все еще самый крупный среди океанов, сейчас значительно меньше, чем он был во время существования суперконтинентов Гондваны и Лавразии, и продолжает сокращаться (табл. 6-1). Изучение истории океана Тетис показывает, что Средиземное море — это прежний океан на завершающей стадии существования. Гималайский хребет представляет собой конечную фазу закрытия океана — рубец или *шов* (табл. 6-1), оставшийся от восточного сектора прежнего моря Тетис. Природа *жизненного цикла океана* такова [252, 1138], что вся летопись истории океана от первоначального раскалывания континентальной коры до конечной стадии самого столкновения континентов в ходе субдукции океанской коры почти целиком уничтожается и только в горных цепях, возникающих в результате смыкания континентов, сохраняются свидетельства об этих крайних событиях.

Современный этап дрейфа континентов и спрединга океанского дна начался около 200 млн. лет назад с раскрытия Атлантического и Индийского океанов. Этот этап не может длиться дольше чем еще 200 млн. лет, так как сокращающийся в настоящее время Тихий океан за это время полностью закроется. Следовательно, продолжительность современной фазы спрединга и дрейфа континентов составляет около 500 млн. лет. Ее считают последней из ряда дискретных фаз спрединга в геологической истории Земли, возможно начиная с момента формирования земной коры. Океанская кора, разделявшая континенты, была в основном уничтожена в процессе субдукции. В линейных горных цепях запечатлены свидетельства о тектонических движениях начиная по меньшей мере 2 млрд. лет назад. Палеомагнитные данные также указывают на дрейф континентов уже в докембрийское время. В начальные стадии своего формирования континенты с очень тонкой корой, возможно, покрывали почти всю поверхность Земли. С тех пор пло-

Таблица 6-1. Стадии жизненного цикла океанских бассейнов [1139]

Стадия	Пример	Горы	Характер движения	Осадки	Магматические породы
Эмбриональная	Восточно-Африканские рифты	Блоковые поднятия	Поднятие	Почти отсутствуют	Толеитовые (покровы) и щелочные (центры) базальты
Юная	Красное море Аденский залив	Блоковые поднятия	Поднятие и спрединг	Шельфовые (мало), эвапориты	Толеиты (дно), щелочные базальты (острова)
Зрелая	Атлантический океан	Срединно-океанский хребет	Спрединг	Обширных шельфов (миогеосинклинального типа)	Толеиты (дно), щелочные базальты (острова)
Дряхлая	Тихий океан	Островные дуги	Сжатие	Островодужные (эвгеосинклинального типа)	Андезитовые вулканы, гранодиоритовые интрузии
Конечная	Средиземное море	Молодые складчатые горы	Сжатие и поднятие	Эвапориты, красноцветные	Андезитовые вулканы, гранодиоритовые интрузии
Реликтовая (шовная)	Гималаи	Молодые складчатые горы	Сжатие и поднятие	Красноцветные	Магматизм проявлен незначительно

щадь континентальной коры сокращалась за счет формирования складчатых поясов и путем скучивания на конвергентных окраинах. Не исключено, что с течением времени площадь континентов постепенно уменьшалась, а площадь океанов соответственно расширялась, хотя объем континентальной коры должен был при этом увеличиваться за счет аккреции на конвергентных окраинах. Вулканизм, связанный с субдукцией плит, создает массы вулканических пород, средний состав которых близок к составу континентальной коры. Следовательно, вулканические цепи представляют собой эмбриональную континентальную кору, которая наращивает континенты. Поскольку мы не знаем эффективных способов разрушения однажды сформировавшейся континентальной коры, остается предположить, что в течение последних 2 млрд. лет объем континентов постоянно увеличивался.

В течение кайнозоя объем океанской коры за счет ее генерации в рифтовых зонах срединных хребтов удвоился; столько же было поглощено зонами субдукции. Примерно треть современной земной коры создана в кайнозое, охватывающем только 1,5% всего геологического времени. Остальная часть океанской коры была создана в среднем и позднем мезозое. Сведения об истории океанских бассейнов до среднего мезозоя (юры) можно найти только на их древних окраинах, отличающихся исключительно сложным геологическим строением: складчатыми и надвиговыми деформациями, метаморфизмом, поднятиями и эрозией, что затрудняет получение информации. Такие относительно молодые хребты, как Альпы или Анды, приурочены к до сих пор активным границам плит. Геологические разрезы в древних, сейчас уже не активных горных цепях вроде Аппалачей или Урала и в молодых активных хребтах во многом сходны. Аппалачи частично сложены осадочными породами, накопившимися в Протоатлантике в позд-

нем докембрии и смятыми при закрытии океана в позднем палеозое (около 300 млн. лет назад). Историю океанских бассейнов нужно изучать с применением комплекса методов. Датирование магнитных аномалий океанского ложа до его границ с континентальной окраиной позволяет установить время начала дрейфа континентов, но этот метод не везде применим. Важная информация содержится в геологических разрезах перемещающихся континентальных окраин, а также в палеомагнетизме пород континентов.

Изменения геометрии плит. Спрединг океанского дна и орогенез представляют собой в основном непрерывные, но явно нестационарные процессы. Определенная кинематическая схема относительного движения плит вроде современной может существовать в течение некоторого времени, пока силы, действующие между плитами или внутри их, не изменят ее. Полусы относительного движения плит не остаются на месте в течение длительных периодов геологического времени, а меняют свое положение под воздействием столкновений континентов и островных дуг. Ле Пишон и Хейс [646] показали, что направления простирания зон разломов в Южной Атлантике можно объяснить наличием по меньшей мере двух различных положений полюсов вращения. Движение Индии относительно Антарктиды в течение последних 75 млн. лет было еще сложнее; для его описания требуется предположить не меньше пяти различных положений полюсов вращения. Таким образом, перестройки в геометрии движения плит представляют собой дискретные акты. Из-за жесткости плит переход от одного геометрического рисунка к другому происходит быстро [736]. Последняя перестройка такого рода произошла, по-видимому, 5 млн. лет назад, когда направление спрединга в северо-восточной части Тихого океана и у входа в Калифорнийский залив явно изменилось с субширотного на наблюдаемое сейчас северо-западное и юго-восточное [632, 1095].

В этой главе приводится краткая сводка данных о тектонической истории трех главных океанов. Их палеоокеанологическая эволюция описана в гл. 18.

История отдельных океанов

Тектоническая история Тихого океана. Современный Тихий океан, все еще величайший, состоит из нескольких плит, самая крупная среди которых — Тихоокеанская, занимающая 22% поверхности Земли и большую часть площади дна бассейна (рис. 5-1). Другие плиты, слагающие ложе Тихого океана, — это Антарктическая на юге, Наска и Кокос на востоке и Индийская и Филиппинская на западе (рис. 5-1). С востока Тихий океан обрамлен границами плит, отделяющими его от Северной и Южной Америки. Вдоль западного побережья Южной Америки протягивается Перуанско-Чилийский желоб — деструктивная восточная граница плит Наска и Кокос. Граница с Северной Америкой имеет более сложное строение. Предполагают, что под ней проходит зона спрединга — северное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 5-1). Тихоокеанская плита имеет на востоке и на юге конструктивные границы в виде Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий. С севера и запада плита ограничена системой желобов, протягивающейся от желоба Тонга — Кермадек на север через Новогвинеидский, Марианский и Японский желоба, а затем на северо-восток вдоль Курило-Камчатского и Алеутского желобов (рис. 5-1).

Тихий океан — самый древний среди океанов. В раннем мезозое, когда континенты были соединены в Гондвану и Лавразию, он представлял собой

суперокеан. С тех пор Тихий океан постоянно сокращался по мере движения обеих Америк на запад в ходе раскрытия Атлантики и дрейфа Австралии на север с соответствующим уменьшением размеров юго-западных и западных секторов бассейна. Тихий океан будет уменьшаться еще в течение приблизительно 200 млн. лет до окончательного уничтожения. Подсчитано, что за время с раннего мела до настоящего времени под Северо-Западную Азию, Северную и Южную Америку, а, вероятно, также под Антарктиду ушла в ходе субдукции и была уничтожена океанская кора, по площади равная большей части бассейна современного Тихого океана. Таким образом, значительная часть информации о более древней истории Тихоокеанского бассейна безвозвратно потеряна.

Северо-западная часть Тихого океана: древние мезозойские плиты. Северо-западная часть Тихого океана представляет собой один из наиболее древних и лучше всего сохранившихся участков дна Мирового океана. Изучив позднемеловские и раннемеловые линейные магнитные аномалии, Ларсон с коллегами реконструировали историю развития плит и их границ для этого региона. Ларсон и Чейз [630] выделили три группы линейных аномалий: Японскую, Гавайскую и Феникс (рис. 6-1). Эти аномалии имеют ран-

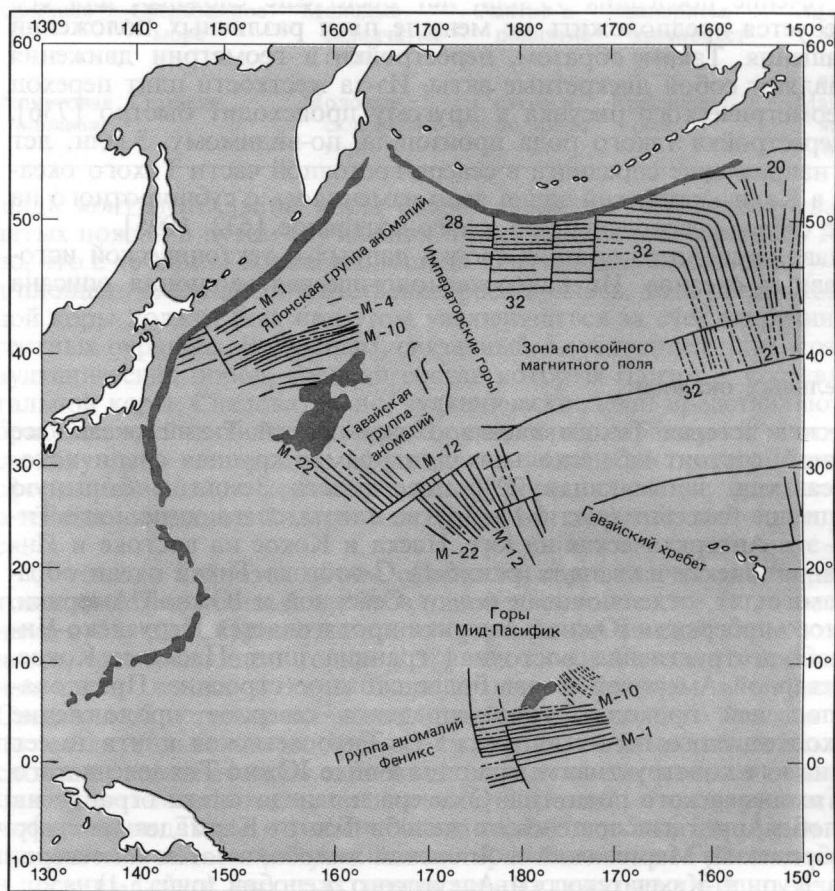


Рис. 6-1. Мезозойские и кайнозойские линейные магнитные аномалии в северо-западной части Тихого океана. Мезозойские аномалии помечены буквой М (самые молодые М-1) [630].

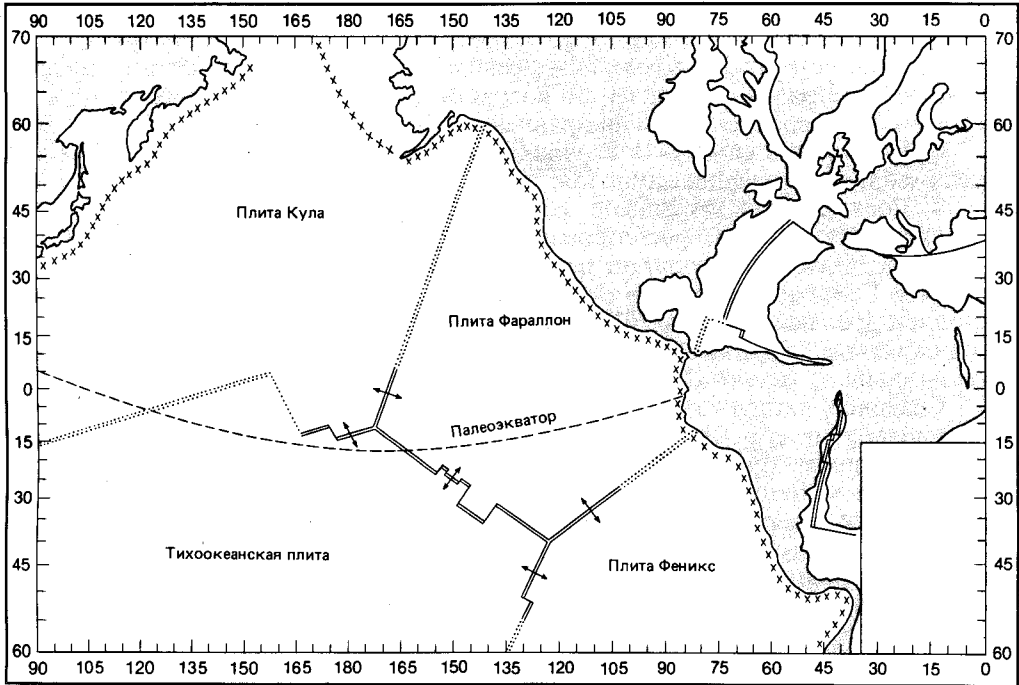


Рис. 6-2. Реконструкция конфигурации литосферных плит в Тихом океане 110 млн. лет назад (ранний мел). Крестиками показаны зоны субдукции [633].

немеловой и позднеюрский возраст. Более древние линейные аномалии в океанах не известны. Аномалии обозначены номерами от М-1 до М-22, а возраст их находится в пределах примерно от 110 до 150 млн. лет (рис. 6-1). Как мы уже уяснили, картина линейных магнитных аномалий служит эффективным инструментом при палеорекострукциях океанского дна. Однако наличие в меловое время зоны спокойного магнитного поля создает большие трудности для мезозойских палеорекострукций (рис. 4-9). Тем не менее Ларсон, Питман и Чейз [633, 630] реконструировали по рисунку мезозойских линейных аномалий конфигурацию плит в Тихом океане примерно 110 млн. лет назад. Они выделили в раннем мелу Тихого океана четыре плиты, пять срединно-океанских хребтов и два тройных сочленения (рис. 6-2). Три из этих плит с тех пор полностью или частично уничтожены субдукцией. В то время Тихоокеанская плита генерировалась в Южном полушарии. Впоследствии она слегка повернулась по часовой стрелке. В то время когда Тихоокеанская плита двигалась на север, плита Кула была уничтожена субдукцией под Японским, Курило-Камчатским и Алеутским желобами. Плиты Фараллон и Феникс были таким же образом поглощены в зонах субдукции у побережий Северной и Южной Америки (рис. 6-2). Из приведенных данных следует важный вывод о длительности процессов спрединга океанского дна, в ходе которых прежние плиты и их границы формировались, разрушались и замещались более молодыми.

Движение Тихоокеанской плиты на север в кайнозое. Некоторые аспекты истории Тихоокеанской плиты имеют особое значение [1075]:

1. В течение кайнозоя плита постоянно меняла свое положение относительно экватора.

2. Спрединг от Восточно-Тихоокеанского поднятия или от его предшественников привел к увеличению возраста и глубины океанского ложа в северном и северо-западном направлении.

3. Положение самого Восточно-Тихоокеанского поднятия не оставалось неизменным в течение кайнозоя.

4. Восточно-Тихоокеанское поднятие является сравнительно молодой структурой. До его формирования восточной границей Тихоокеанской плиты в Южном полушарии (южнее 5° ю.ш.) служило расположенное восточнее Галапагосское поднятие. На севере прежний центр спрединга представлен древним хребтом. Как выяснено, этот центр спрединга испытал неоднократные крупные перескоки, последний из которых произошел, по видимому, около 12 млн. лет назад [465].

Северное направление движения Тихоокеанской плиты было первоначально определено Франшето и др. [350] по палеомагнитным измерениям на подводных горах. Ван Андел и др. [1075] движением плиты на север объяснили наблюдаемое в стратиграфических разрезах последовательное смещение к северу более древних отложений в экваториальной зоне. В это же время Морган [766] и некоторые другие показали, что линейные вулканические гряды, подобные Гавайской, Императорской и Лайн, являются следами дрейфа плиты через горячие точки, вероятно фиксированные глубоко в мантии. На основании этих геометрических соображений было показано, что Тихоокеанская плита поворачивалась последовательно вокруг двух сменивших друг друга абсолютных полюсов вращения, причем следы вращения представлены в виде Императорской и Гавайской цепей (рис. 5-16). Первый полюс, определенный по простирацию Императорской цепи, находился в точке с координатами 17° с.ш., 107° з.д. [194]. Второй, более поздний «Гавайский» полюс определяет вращение плиты и в настоящее время. Координаты его, рассчитанные по цепям Гавайской, Кука-Тубуаи и Гуадалупе, -72° с.ш., 83° з.д. [194], но доверительный эллипс большой и охватывает полюсы в точках 67° с.ш., 73° з.д. [766] и 67° с.ш., 45° з.д. [1075, 1142]. Переход от «Императорского» полюса к «Гавайскому» произошел около 40 млн. лет назад, приблизительно на рубеже эоцена и олигоцена. Другие подходы к палинспастическим и палеоокеанологическим реконструкциям рассмотрены в гл. 17.

Юго-западная часть Тихого океана: перемещение Новой Зеландии и Австралии. В позднем мелу (около 80 млн. лет назад) начался спрединг в юго-западной части Тихого океана, вызвавший движение на север Новой Зеландии, а затем, с раннего эоцена (53 млн. лет назад), и Австралии. Эти перемещения играли принципиальную роль в формировании юго-западного сектора Тихого океана и в разрушении моря Тетис, которое до этого соединяло Тихий океан с Атлантическим через северную часть Индийского океана. Молнар и др. [755] опубликовали серию палеореконструкций юго-западной части Тихого океана (рис. 6-3), на которых показаны основные элементы ее тектонической истории. Частично эти палеореконструкции основаны на составленных ранее схемах развития юго-восточной части Индийского океана [1122], Тасманова моря [434] и района к юго-востоку от Новой Зеландии [182]. Они описывают движение жестких плит плато Кэмпбелл, возвышенности Чатем и восточной части Новой Зеландии (к юго-востоку от Альпийского разлома) относительно Западной Антарктиды. Движение Австралии относительно Восточной Антарктиды описано Вейссе-

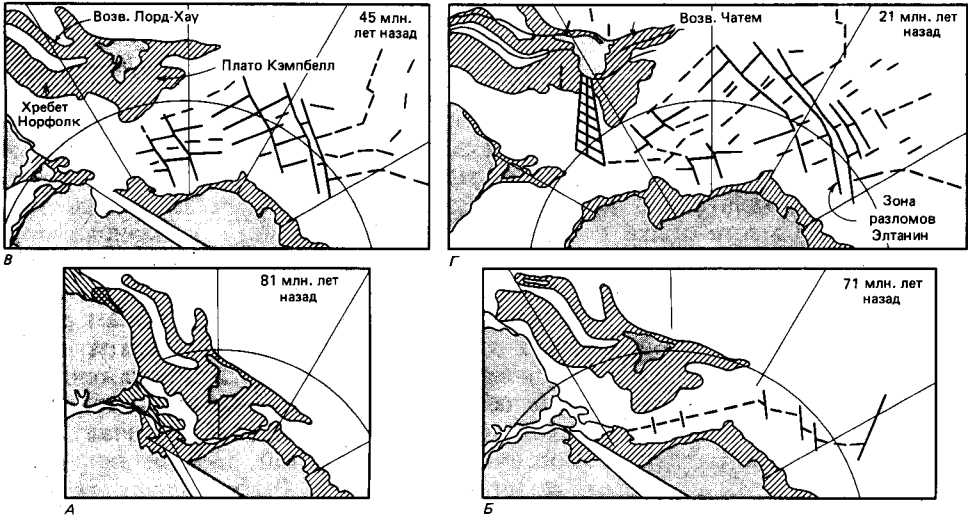


Рис. 6-3. Реконструкция конфигурации континентальных фрагментов (заштрихованы) и границ плит в южной части Тихого океана для четырех временных рубежей: А—81 млн. лет назад (поздний мел); Б—71 млн. лет назад (поздний мел); В—45 млн. лет назад (поздний эоцен); Г—21 млн. лет назад (ранний миоцен). Граница плиты в Новой Зеландии впервые показана активной на раннемиоценовой палеорекострукции. На реконструкции для 81 млн. лет назад Австралия, Антарктида, Новая Зеландия и связанные с ними хребты соединены вместе. Вероятно, необходимо предположить существование еще одной, пока неизвестной границы плит, чтобы на реконструкции избежать перекрытия Австралии и хребта Норфолк [755].

лом и Хейсом [1122]. Хейс и Рингис [434] показали, что Тасманово море раскрывалось в результате спрединга в период между 70 и 60 млн. лет назад. С тех пор никакие относительных перемещений между Австралией, возвышенностью Лорд-Хау и северо-западной частью Новой Зеландии, по-видимому, не произошло. В юго-западной части Тихого океана никогда не существовало больше трех крупных плит. Наиболее существенные относительные перемещения происходили между Антарктической, Тихоокеанской и Индийской плитами. Несколько крупных сегментов юго-западной части Тихого океана — плато Кэмпбелл, возвышенности Чатем и Лорд-Хау — представляют собой фрагменты континента. На реконструкциях (рис. 6-3) они показаны как продолжение Новозеландского плато. Южно-Тасманская возвышенность к югу от Тасмании имеет также континентальное происхождение.

Судя по батиметрии и магнитным аномалиям, дно южной части Тихого океана между Новой Зеландией и Антарктидой начало формироваться в позднем мелу (81 млн. лет назад, рис. 6-3, а) в результате спрединга в районе Южно-Тихоокеанского и южной части Восточно-Тихоокеанского поднятий. Эта система срединных хребтов служила с позднего мела границей между Тихоокеанской и Западно-Антарктической плитами [182, 842]. В позднем мелу плато Кэмпбелл, возвышенность Чатем и Новая Зеландия откололись от Западной Антарктиды (рис. 6-3, б), двигаясь в период между 81 и 63 млн. лет назад со скоростью около 6 см/год. К югу от Новой Зеландии образовалось несколько зон разломов с левосторонним смещением, а северо-восточнее развивались четыре крупные зоны разломов с правосторонним смещением. Спрединг начался одновременно в южной части Тихо-

го океана и в Тасмановом море [434]. В обоих случаях это был сначала, возможно, междуговой спрединг (рис. 6-3, б). Направление движения плит в этих двух регионах было различным, что указывает на разъединенность Восточной и Западной Антарктиды (рис. 6-3, б).

После разделения плато Кэмпбелл и Антарктиды Тихоокеанская плита стала быстро (со скоростью около 9 см/год) отходить от Антарктической плиты. В течение времени от 81 до 63 млн. лет назад Восточная и Западная Антарктида отодвигались друг от друга и между ними развилась зона спрединга. На месте стыка последней с осями спрединга Тасманова моря и южной части Тихого океана существовала точка тройного сочленения. Между 63 и 38 млн. лет назад спрединг на Южно-Тихоокеанском поднятии замедлился и изменил направление (рис. 6-3, в). Движение по зонам разломов с левосторонним смещением к югу от Новой Зеландии прекратилось; система зон разломов Элтанин изменила ориентацию и протяженность. Уменьшение скорости спрединга соответствует по времени окончанию спрединга в Тасмановом море около 60 млн. лет назад [434] и началу спрединга между Австралией и Восточной Антарктидой 53 млн. лет назад [1122]. Судя по этим данным, Антарктида должна была подвергаться деформациям, продолжавшимся вплоть до 40 млн. лет назад.

Смягтие «Новозеландской геосинклинали» произошло позже чем 40 млн. лет назад. Вероятно, в это же время в результате медленного спрединга между Тихоокеанской и Индийской плитами рядом с современным хребтом Маккуори образовалось ложе южной части Тасманова моря. Деформации в Новой Зеландии начались в конце эоцена и сопровождались отделением ее западной и восточной частей друг от друга. Затем, начиная с миоцена, одна часть поворачивалась относительно другой, закрывая под косым углом образовавшуюся брешь, в результате чего формировалась современная конфигурация островов (рис. 6-3, г).

Позднеэоценовый возраст начала этих тектонических движений согласуется с выводами Уэллмана о таком же возрасте орогенеза Кайкура. Уэллман [1125] установил, что в эоцене и олигоцене в районе Альпийского разлома Новой Зеландии деформации имели характер нормальных сбросов, а в миоцене направление движений сменилось на обратное. По наблюдениям Лилли и Бротерса [654], доолигоценые геологические истории Новой Каледонии и Новой Зеландии были сходными, а позже пути их развития стали расходиться. Саггет [1010] открыл в зоне Альпийского разлома полосу раннетретичных осадков, которая была поднята в олигоцене-раннем миоцене в результате изменения тектонической ситуации. Скорости спрединга с тех пор увеличились. В настоящее время скорость смещения плит по Альпийскому разлому меняется от 6 см/год на юго-западе до почти 10 см/год на северо-востоке.

Австралия начала двигаться на север в среднем эоцене, а вулканические дуги и окраинные моря южной части Тихого океана возникли на несколько миллионов лет позже. К этому времени относится начало формирования Кораллового моря и Новогбридской котловины, а также западной части Фиджийской котловины [809] и котловины Норфолк. С запада на восток возраст котловин становится последовательно моложе: вулканы хребта Лорд-Хау позднемиоценовые, фундамент Южно-Фиджийской котловины эоцен-олигоценый, а бассейн Лау на востоке зародился только в позднем миоцене. Последовательное развитие окраинных бассейнов обычно сопровождалось миграцией островных дуг, причем последняя является скорее следствием этого развития, а не его причиной [809]. В интервале времени

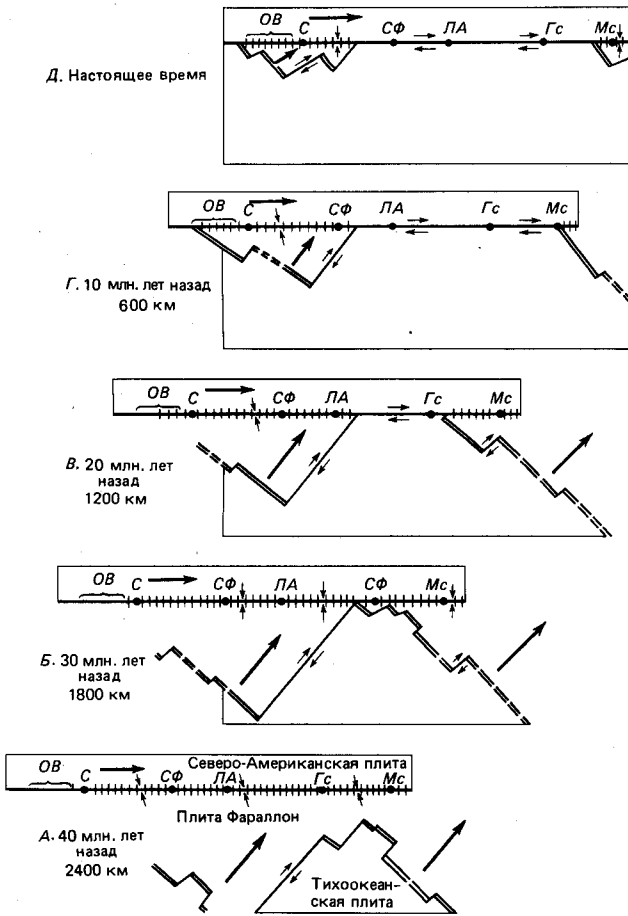


Рис. 6-4. Схематическая модель взаимодействия плит Северо-Американской, Тихоокеанской и Фараллон за последние 40 млн лет. Допускается, что Северо-Американская и Тихоокеанская плиты двигались с постоянной относительной скоростью 6 см/год параллельно разлому Сан-Андреас. Западный берег Северной Америки почти параллелен разлому Сан-Андреас. Слева показаны расстояния, на которые должна была перемещаться Северо-Американская плита в каждый интервал времени, чтобы достичь своего современного положения относительно Тихоокеанской плиты. ОВ — остров Ванкувер; С — Сиэтл; СФ — Сан-Франциско; ЛА — Лос-Анджелес; Гс — Гуаймас; Мс — Масатлан [21].

от 45 до 37 млн лет назад началось формирование океанской коры западной части Филиппинского моря [547]. Несколько позже, в раннем и среднем олигоцене, возникли Западно-Карибская и Восточно-Карибская котловины к северу от Новой Гвинеи. Развитие всех этих котловин отражает усиление тектонической активности в связи с движением Австралии на север. Поднятие Новой Гвинеи в раннем-среднем миоцене [158] свидетельствует о продолжающихся тектонических движениях в данном регионе.

Северо-восточная часть Тихого океана: граница между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами. Одним из наиболее существенных аспектов тектонической истории северо-восточной части Тихого океана является меняющееся со временем взаимоотношение между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами. На основании изучения глобальных реконструкций Атуотер и Молнар [21, 22] рассчитали положение этих двух плит в разные моменты геологического времени (рис. 6-4). Движение плит в данном регионе в значительной мере контролируется смещением срединно-океанского хребта на восток, его соприкосновением с континентом и поддвижением под западную часть Северной Америки (рис. 6-4).

Считается, что линейные магнитные аномалии ложа океана к западу от

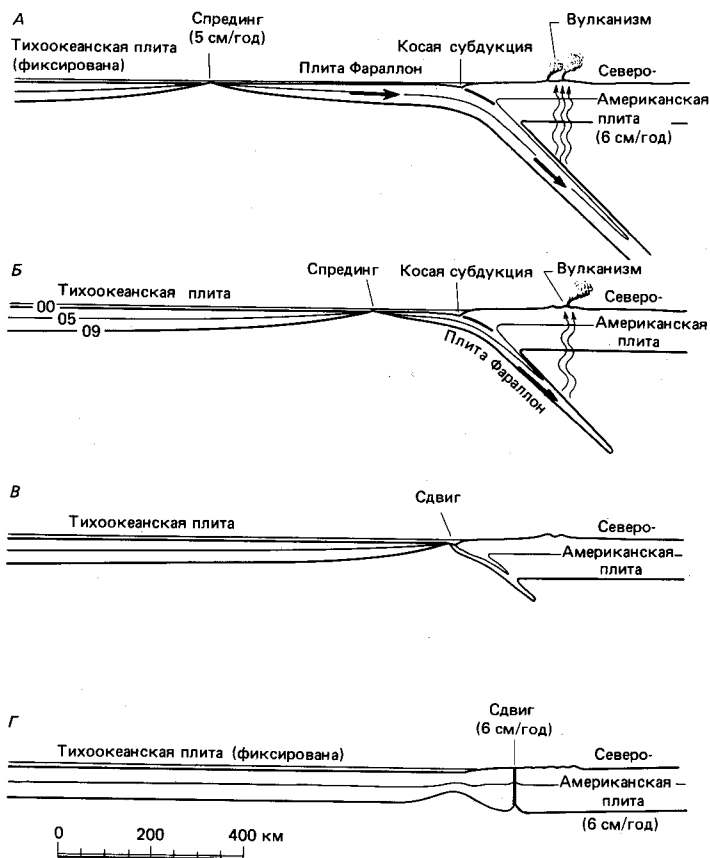


Рис. 6-5. Столкновение Северо-Американской плиты (вместе с ее краевым желобом) со срединно-океанским хребтом в кайнозое. Тихоокеанская плита считается неподвижной. Полускорость спрединга — 5 см/год. В центре спрединга происходит наращивание обеих плит, поэтому сам центр перемещается (по отношению к неподвижной Тихоокеанской плите) вправо со скоростью 5 см/год, а плита Фараллон движется вправо со скоростью 10 см/год. Северо-Американская плита уходит за пределы рисунка со скоростью 6 см/год. А — положение плит в раннем кайнозое; Б — ситуация, промежуточная между А и В; В — конфигурация плит в момент столкновения хребта с желобом; Г — современное положение [21].

Северной Америки существуют только на одной стороне расширяющегося хребта. Когда-то Восточно-Тихоокеанское поднятие находилось в центре северо-восточной части Тихого океана, подобно тому как оно расположено сейчас в его юго-восточной части. В то время дно океана раздвигалось от оси хребта в сторону Северной Америки и поглощалось путем субдукции в желобе, подобном современному Перуанско-Чилийскому желобу у побережья Южной Америки (рис. 6-5). Правдоподобная модель такой ситуации, предложенная Атуотер и Молнар [22], показана на рис. 6-4. Плита Фараллон 38 млн. лет назад симметрично противостояла Тихоокеанской плите, наращиваясь и двигаясь на восток от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 6-4, А). В промежутке времени между 38 и 30 млн. лет назад Тихоокеанская плита двигалась медленно на запад по отношению к Северной Америке, а центр спрединга смещался на восток. Примерно 30 млн. лет

назад Восточно-Тихоокеанское поднятие впервые соприкоснулось с Северной Америкой (рис. 6-4, Б). В этот момент началось движение по разлому Сан-Андреас, представляющему собой трансформный разлом типа хребет-хребет. Сейчас этот разлом соединяет Восточно-Тихоокеанское поднятие у входа в Калифорнийский залив с хребтом Хуан-де-Фука на севере (рис. 6-6).

Приблизительно между 30 и 20 млн. лет назад Тихоокеанская и Северо-Американская плиты двигались довольно быстро (около 5 см/год). В это время плита Фараллон раскололась между зонами разломов Мендосино и Меррей, а ее фрагменты были пододвинуты под Северную Америку (рис. 6-4, В). Разрушение плиты Фараллон продолжалось, и примерно 5 млн. лет назад Восточно-Тихоокеанское поднятие подошло к Калифорнийскому заливу (рис. 6-4, Г, Д; рис. 6-5). Это вызвало отрыв Калифорнийского полуострова от Северо-Американской плиты и его движение на север со скоростью, с тех пор почти не изменившейся. В результате смещений по серии кулисообразно расположенных трансформных разломов возник Калифорнийский залив (рис. 5-4). Относительное смещение между двумя раздвигающимися океанскими плитами можно определить только при наличии хорошо идентифицируемых магнитных аномалий. Единственное место на границе между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами, где такие аномалии развиты, — это Калифорнийский залив, но они появились здесь только около 5 млн. лет назад (рис. 5-4). Современная скорость раздвига-

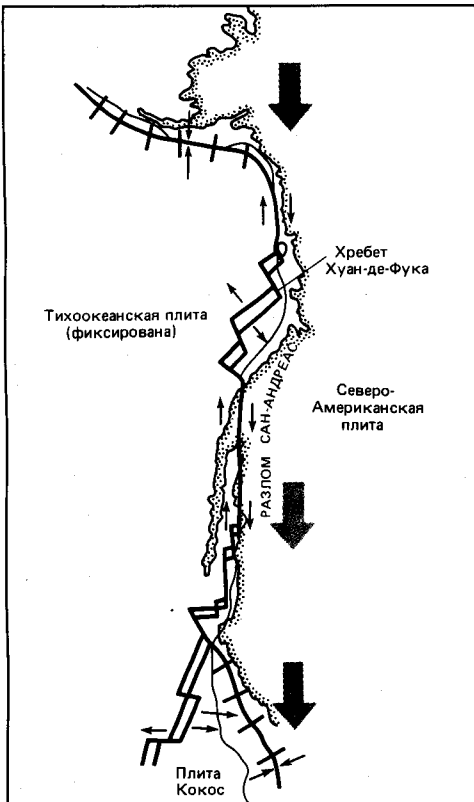


Рис. 6-6. Современная конфигурация плит в северо-восточной части Тихого океана и в западной части Северной Америки [21].

ния двух плит здесь составляет 5,5 см/год [748]. Отсюда следует, что 5 млн. лет назад Тихоокеанская плита находилась по отношению к Северо-Американской на 250 км юго-восточнее, чем сейчас. В настоящее время Восточно-Тихоокеанское поднятие входит в Калифорнийский залив (рис. 6-4, Д, 6-6) и продолжается, вероятно, дальше на север под западной частью Северной Америки через *Провинцию бассейнов и хребтов* (штаты Юта, Невада и Аризона). Сильный тепловой поток и структуры растяжения, наблюдаемые в этом регионе, указывают на вероятное существование под ним активной системы рифтогенеза. Продолжение таких тектонических движений в будущем приведет в конечном счете к полному отделению блока южной Калифорнии и Калифорнийского полуострова от Северо-Американского континента и к превращению этого блока в микроконтинент.

Тектоническая история Атлантического океана. Обобщенная картина тектонической истории Атлантического океана описана по различным первичным данным многими исследователями, например Филлипсом и Форсайтом [831], ван Анделом и др. [1077], а позже Склейтером и др. [936, 938]. Конечные повороты Африканской, Европейской, Северо-Американской и Южно-Американской плит вокруг полюсов, описанные Буллардом и др. [146], использовались для реконструкции очертаний бассейна Атлантического океана в прошлом. Скорость и продолжительность на отдельных этапах движения были установлены на основе модели спрединга дна по магнитометрическим профилям и данным глубоководного бурения. Приведенная ниже сводка взята в основном из работ Склейтера и др. [936, 938].

Ранний и средний мезозой (рис. 6-7, А). Центральная Атлантика, Карибское море и Мексиканский залив начали формироваться в триасе, около 200 млн. лет назад, в результате отодвигания Африки и Южной Америки от Северной Америки. Северная Атлантика стала раскрываться 165 млн. лет назад, в поздней юре, когда между Северной Америкой и Африкой возникла первая полоса океанской коры. Бассейн Северной Атлантики был тогда замкнут на севере перемычкой между Пиренейским полуостровом и Ньюфаундлендом, а на юге Гвинейским выступом Африки и Багамской банкой. Африка и Южная Америка были соединены. Фолклендское плато огибало южную оконечность Африки и соприкасалось с Мозамбикским хребтом. К рубежу 125 млн. лет назад в Северной Атлантике образовался активный срединный хребет. Глубина бассейна достигла 4000 м (рис. 6-7, Б). В это время Африка стала отходить от Иберии, что привело к соединению Северной Атлантики с морем Тетис.

Ранний и средний¹ мел (рис. 6-7, Б). Следующим крупным событием было раскрытие Южной Атлантики. Неясно, когда оно началось, но разнообразные геологические данные позволяют поместить это событие в интервал времени между началом раннего мела (125 млн. лет назад) и границей раннего и среднего мела (110 млн. лет назад). Это обосновано возрастом магнитной аномалии, протягивающейся в Капской котловине, непосредственно вдоль края Африканского континента. На месте выступа Африки существовала перемычка между Северной и Южной Атлантикой. В ранние стадии своего развития Южная Атлантика была разделена Срединно-Атлантическим хребтом на две котловины, которые замыкались на севере Африкой, а на юге Фолклендским плато. Каждая из котловин была

¹ По американской стратиграфической шкале выделяется средний мел, куда относят аптский и альбский ярусы нижнего и сеноманский ярус верхнего мела.—Прим. перев.

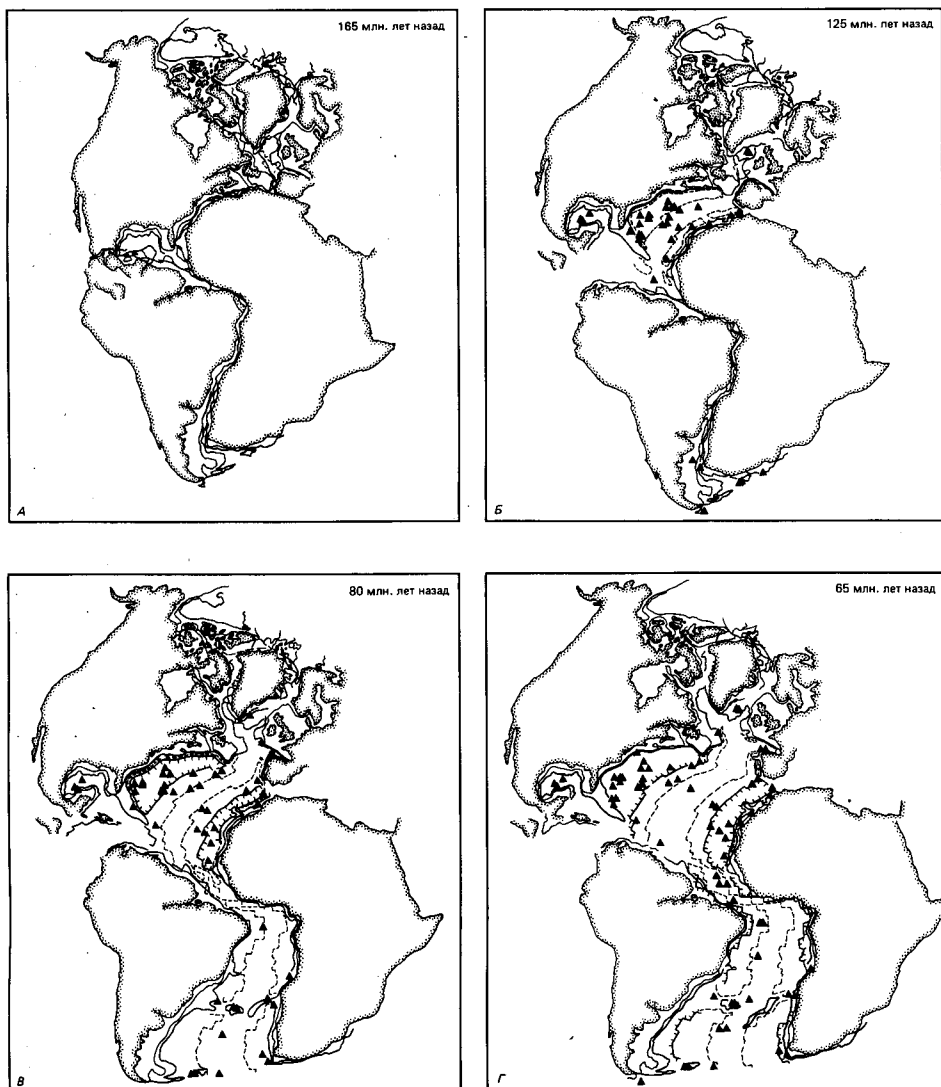


Рис. 6-7. Палеорекострукция Атлантического океана и его батиметрии для времени между 165 млн. лет назад (средняя юра) и 65 млн. лет назад (начало кайнозоя). Треугольники – скважины глубоководного бурения [936].

в свою очередь разделена на две части вулканическим хребтом: западная возвышенностью Риу-Гранди, а восточная Китовым хребтом (рис. 6-7, В). Не исключено, что в самом начале раскрытия Южная Атлантика представляла собой пресноводное озеро.

Средний мел. В течение среднего мела Африка и Южная Америка продолжали отодвигаться друг от друга. Примерно 95 млн. лет назад начался отход Европы от Северной Америки. Гренландия отделилась как от Европы, так и от Северной Америки, оставив за собой узкие мелководные

моря в виде выступов Северной Атлантики на север.

В Южной Атлантике произошло отделение выступа Африки от Южной Америки. Вероятно, открылся первый мелководный проход между Северной и Южной Атлантикой. Но глубинным водам путь был почти наверняка прегражден поднятиями, связанными с системой зон разломов. В Южной Атлантике началось погружение возвышенности Риу-Гранди и Китового хребта, в результате чего возникло мелководное сообщение между северными и южными котловинами. Отодвигание Фолклендского плато от Африки и его погружение привели к раскрытию океана на юг.

Поздний мел (рис. 6-7, В). Примерно 80 млн. лет назад Северная Атлантика стала вполне сформировавшимся океаном. Глубина отдельных его впадин достигала 5000 м, а через Карибское море и Тетис осуществлялся водообмен с другими океанами. В Южной Атлантике образовались четыре котловины с глубинами более 4000 м, разделенные Срединно-Атлантическим хребтом и системой поднятий возвышенности Риу-Гранди и Китового хребта: Бразильская, Гвинейская, Аргентинская и Капская. Глубоководное сообщение с Северной Атлантикой к этому времени, вероятно, еще не установилось. Более того, Фолклендское плато и Фолклендская зона разломов, по-видимому, все еще преграждали путь глубинным водам на юг.

Раннетретичное время (рис. 6-7, Г). В промежуток времени от 65 до 53 млн. лет назад произошла значительная перестройка тектоники Северной Атлантики. Спрединг в Бискайском заливе прекратился, и Иберия стала частью Европейской плиты. 63–60 млн. лет назад началось раскрытие Норвежского моря и увеличилась скорость отодвигания Гренландии от Европы. Раскрылся залив Баффина, а глубина моря Лабрадор на отдельных участках превысила 4000 м.

К этому времени Южная Атлантика была уже широким и глубоким бассейном. Вероятно, существовал водообмен с Северной Атлантикой как в поверхностных, так и в промежуточных слоях водной толщи. Возвышенность Риу-Гранди опустилась почти до современного уровня.

Среднетретичное время. К рубежу 36 млн. лет назад уже сформировалось большинство крупных элементов рельефа дна Атлантического океана. Как Северная, так и Южная Атлантика стали широкими глубоководными бассейнами, хотя глубина Северной Атлантики была больше. Китовый хребет и возвышенность Риу-Гранди имели, вероятно, глубину, близкую к современной. Проход Вима между Риу-Гранди и Южной Америкой в юго-восточной части Атлантического океана был открыт до глубин более 4000 м и пропускал глубинные воды в Северную Атлантику. Карибский бассейн приобрел очертания, близкие к современным. Между Пиренейским полуостровом и Африкой по-прежнему существовал глубокий пролив, через который осуществлялся водообмен между Тетисом и Атлантикой. В течение последних 36 млн. лет Африка и Европа медленно приближались друг к другу, закрыв почти полностью проход между Атлантическим океаном и Средиземным морем. Коренным образом изменилось относительное движение Гренландии и Северной Америки. Полнос вращения Гренландии, ранее расположенный в северной части залива Баффина, переместился в центр Сахары. Вращение вокруг этого полюса привело к раскрытию залива Баффина и моря Лабрадор.

Позднетретичное время (рис. 6-8). Фареро-Исландский порог, возвышавшийся над уровнем океана с момента раскрытия Северной Атлантики, начал 28 млн. лет назад погружаться. Произошли и другие изменения; прекратилось отодвигание Гренландии от Северной Америки; около 26 млн.

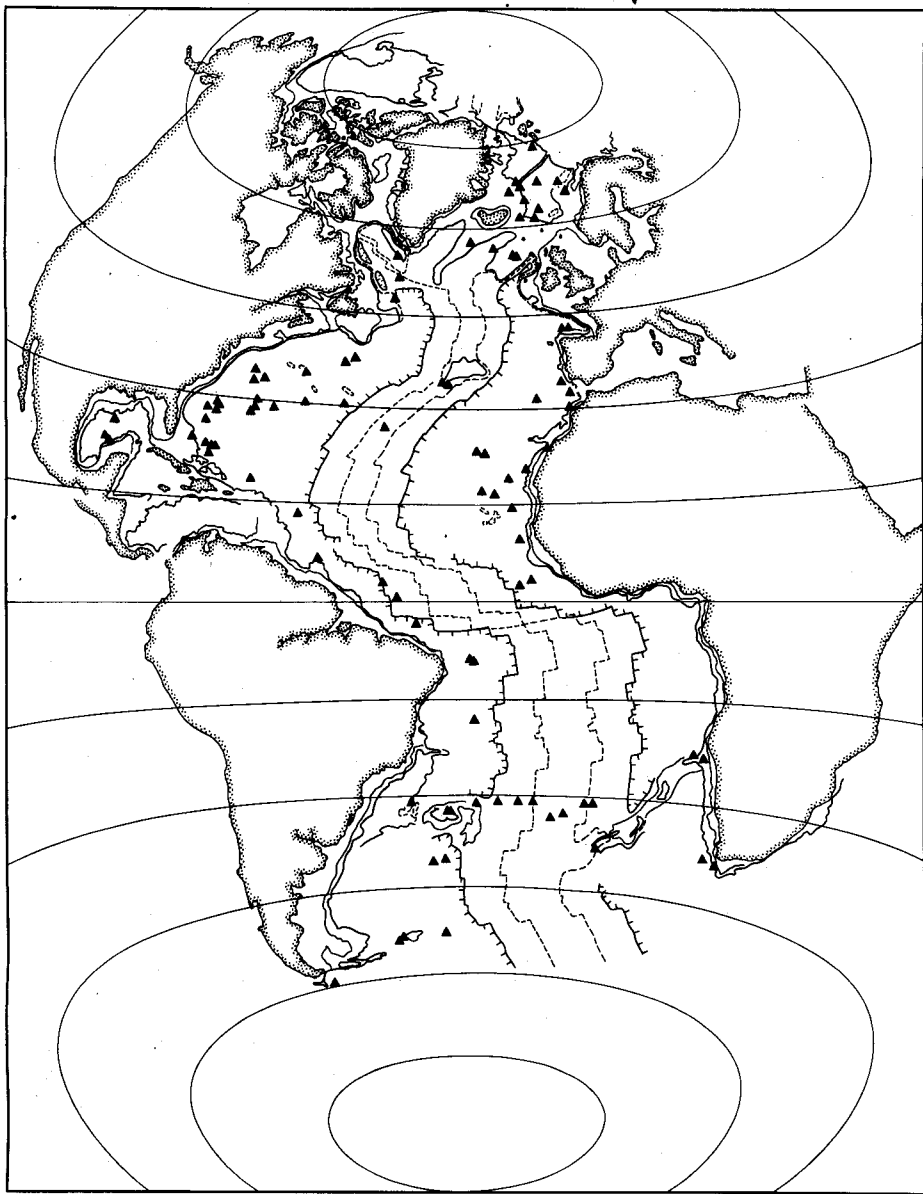


Рис. 6-8. Палеорекострукция Атлантического океана и его батиметрии для рубежа 10 млн. лет назад (поздний миоцен). Треугольники – скважины глубоководного бурения [936].

лет назад произошел перескок на запад центра спрединга Исландии – хребта Ян-Майен. Изменилось направление относительного смещения Европы и Африки, что привело к сближению Иберии с Марокко и к еще большей изоляции Средиземного моря. Современный рельеф дна Атлантического океана сформировался примерно 21 млн. лет назад. В раннем – среднем миоцене потоки арктических вод из Норвежского моря и Северного Ледо-

витого океана стали в значительных количествах поступать в Северную Атлантику, создавая основу для установления современной системы циркуляции Атлантического океана.

Тектоническая история Индийского океана. Среди всех океанов Земли Индийский океан наиболее сложен и хуже всего изучен. Судя по рисунку магнитных аномалий и по рельефу дна, его развитие было более сложным по сравнению с Атлантическим океаном. Для описания относительного движения Индии и Антарктиды с мелового времени нужно допустить вращение плит по меньшей мере вокруг пяти полюсов. Если раскрытие Южной Атлантики описывается только одним актом вращения, то для реконструкции движения плит при образовании Индийского океана необходима целая серия поворотов. Дно Индийского океана расчленено четырьмя крупными субмеридиональными хребтами, два из которых представляют собой активные в настоящее время центры спрединга (рис. 2-10, 2-11). Активные срединно-океанские хребты имеют в плане форму лежащей вдоль параллели буквы «Y» с ответвлениями на северо-запад в сторону Аденского залива, на юго-запад в Атлантический океан и на юго-восток в Южный океан к югу от Австралии. Крупные зоны разломов смещают ось хребта. По сильной расчлененности рельефа эти срединные хребты резко отличаются от протяженных, линейных, пологовершинных асейсмичных хребтов Чагос и Восточно-Индийского (рис. 2-10, 2-11). Мощности осадочного чехла на дне Индийского океана близки к средним величинам, за исключением северной окраины — Аравийского моря и Бенгальского залива, где огромные мощности терригенных осадков обусловлены эрозией Гималаев в позднем кайнозое. По данным сейсмических исследований [226, 227], мощность осадков в Бенгальском заливе больше 12 км. Денудация Гималаев происходит со средней скоростью 70 см в 1000 лет. Мощные толщи терригенных осадков имеются также у восточного побережья Африки. В Южном океане, к югу от Антарктической конвергенции, значительные мощности биогенных осадков обусловлены высокой биологической продуктивностью вод.

Изучение эволюции Индийского океана имеет особое значение. Развитие его северной части связано с деструкцией моря Тетис и формированием Гималаев. Ранние стадии раскрытия южной части океана были первым шагом образования океанского кольца вокруг Антарктиды. Тектонической истории Индийского океана посвящена обширная литература, в том числе работы Мак-Кензи, Склейтера, Фишера, Пимма, Джонсона, Карри и др. [226, 531, 725, 726, 836, 933, 936].

Палеорекострукции Индийского океана строятся, как правило, на основе взаимодействия четырех главных плит: Африканской (ограниченной Аравийско-Индийским, или Карлсберг, и Западно-Индийским срединными хребтами), Индийской (ограниченной Аравийско-Индийским, Западно-Индийским, Центральноиндийским срединными хребтами и трансформным Восточно-Индийским хребтом), Австралийской (ограниченной Восточно-Индийским и Австрало-Антарктическим хребтами) и Антарктической (ограниченной Западно-Индийским, Центральноиндийским и Австрало-Антарктическим хребтами).

В настоящее время активно взаимодействуют только три плиты (рис. 5-1), поскольку Восточно-Индийский хребет с позднего кайнозоя перестал действовать как трансформная граница плит, а, значит, Индийская и Австралийская плиты движутся сейчас как единая плита.

Мезозойская эволюция. В юрском периоде (около 170 млн. лет назад)

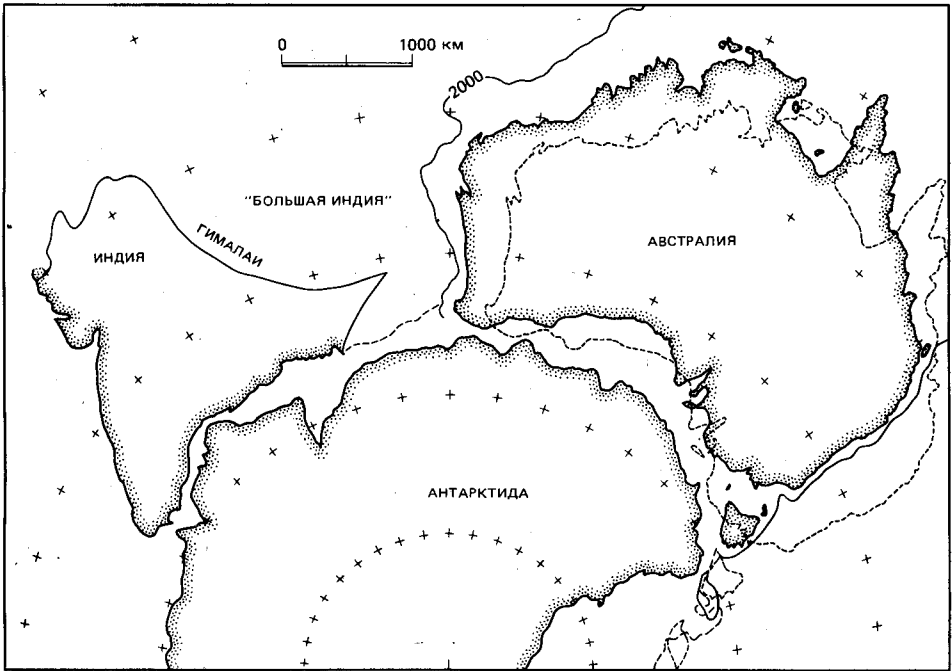


Рис. 6-9. Схема совмещения континентальных фрагментов восточной части Гондваны, составленная с помощью ЭВМ. Сплошная линия – по Нортону и Молнару [791], пунктирная – по Спроллу и Дитцу [987].

Австралия была частью южного континентального обрамления открытого на восток моря Тетис, ширина которого на этих долготах достигала несколько тысяч километров. Вплоть до поздней юры западное побережье Австралии, по-видимому, не омывалось океаном. Судя по наличию континентальных отложений, оно соприкасалось с массивом суши, входившим в состав Гондваны [1087]. Индия находилась рядом с выступом Антарктиды, в районе Земли Эндерби. Предполагают, что в доюрское время существовал сплошной континент Великая Индия, соединенный с Западной Антарктидой (рис. 6-9). Отделение Индии от Гондваны началось ранее чем 127 млн. лет назад. Магнитные аномалии в Бенгальском заливе указывают на то, что раскол произошел по линии, параллельной восточному побережью Индостана (рис. 6-10, А, Б) [226].

Перед этапом рифтогенеза в районе к северо-западу от Австралии ось спрединга занимала в океане Тетис более центральное положение. Она была, вероятно, сочленена с активными в то время центрами спрединга Тихого океана [630]. Около 150 млн. лет назад центр спрединга Тетиса переместился к югу и от северной Австралии начали откалываться фрагменты, которые впоследствии присоединились к Азиатскому континенту. Это событие совпадает по времени с началом раскрытия центральной части Атлантики в результате отделения Северной Америки от Африки. Такая схема движения плит существовала до раннего мела. Примерно 125 млн. лет назад началось раскрытие Южной Атлантики и Индийского океана. Этот момент знаменует появление всех современных океанов и конец океана Тетис.

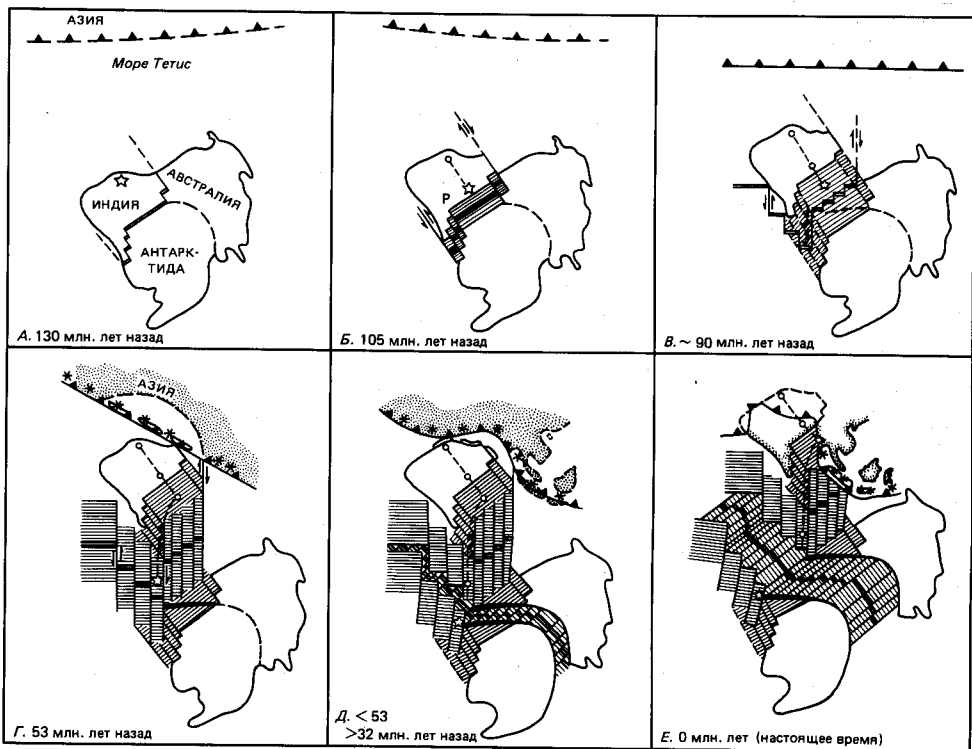


Рис. 6-10. Схематические палеорекострукции восточной части Индийского океана для времени между 130 млн. лет назад (начало мелового периода) и современной эпохой. Горячая точка Кергелен показана звездочкой. Р – траппы Раджмахала [226].

Отход Индии от Антарктиды в северо-западном направлении продолжался примерно до рубежа 90 млн. лет назад (рис. 6-10, В), после чего произошла перестройка движения Индийской плиты, спрединг стал субмеридиональным, параллельным трансформному разлому, расположенному к востоку от северного эшелонированного отрезка Восточно-Индийского хребта (рис. 6-10, В) [226]. С этого момента Индийский океан существует как настоящий океанский бассейн. Восточно-Индийский хребет был в то время активным трансформным разломом, вдоль которого Индийская плита двигалась на север. Австралия, Тасмания и ее континентальное продолжение на юге оставались соединенными с Антарктидой. Таким образом, кроме небольшого региона между Западно-Австралийским хребтом (Брокен) и плато Натуралиста, все котловины к югу от Австралии были полностью изолированы от притока глубинных вод как с запада, так и с востока.

Кайнозойская эволюция. В период времени от 90 до 53 млн. лет назад Индия совершила свое эффективное путешествие на север (рис. 6-10, Г). Она двигалась между двумя великими трансформными разломами – Восточно-Индийским хребтом и параллельным ему, но более коротким, также асейсмичным хребтом Чагос на западе (рис. 6-11). Эти меридионально вытянутые хребты представляют собой нечто вроде рельсов, по которым Индия двигалась в сторону Азии [933]. Континенты столкнулись примерно 53 млн. лет назад, в раннем эоцене (рис. 6-10, Г). Активный центр спрединга

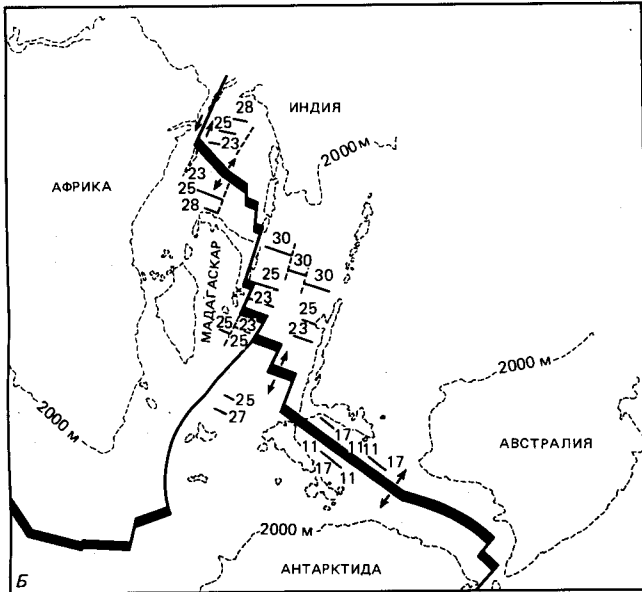
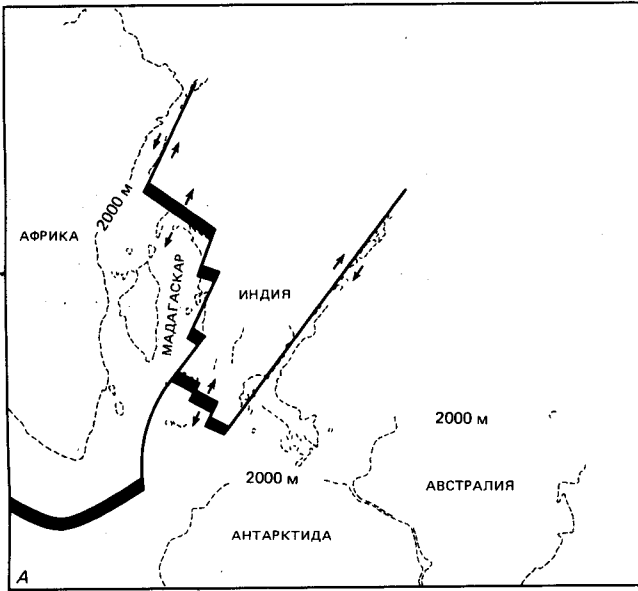


Рис. 6-11. Палеорекострукции плит и их границ в Индийском океане: 75 млн. лет назад (поздний мел) и 36 млн. лет назад (ранний олигоцен). Цифрами на схеме Б обозначены номера магнитных аномалий [725].

в котловине Уортон формировал котловины восточной части Индийского океана. В западной половине океана происходил меридионально направленный спрединг от срединно-океанского хребта (рис. 6-10, Г).

Описанная фаза спрединга закончилась около 53 млн. лет назад, когда Австралия и Антарктида начали отходить друг от друга (рис. 6-10, Д). В течение последующих 20 млн. лет Австралия, Антарктида и Индия находились на трех разных плитах, а восточнее Восточно-Индийского хребта продолжал действовать центр спрединга (рис. 6-11). Таким образом, Восточно-Индийский хребет по-прежнему представлял собой линию движения Индии относительно Антарктиды. В восточной части Индийского океана происходил спрединг на северо-восток и юго-запад от Центральноиндийского срединного хребта, между Австралией и Антарктидой (рис. 6-10, Д). К северу от Индии действовала Зондская зона субдукции (рис. 6-10, Д). В это время Индия и Антарктида расходились с большей скоростью, чем Антарктида и Австралия, что привело к увеличению расстояния между Центральноиндийским и Австрало-Антарктическим хребтами.

Следующая крупная перестройка имела место около 32 млн. лет назад (аномалия 11), когда относительное смещение плит по обе стороны от трансформного разлома Восточно-Индийского хребта прекратилось, в результате чего Индия и Австралия стали частями единой плиты (рис. 6-10, Е) [933]. Направление движения этих двух континентов по отношению к Антарктиде изменилось с меридионального на северо-восточное. Трансформный разлом с азимутом простирания 6° между Центральноиндийским и Австрало-Антарктическим хребтами превратился в S-образную серию хребтов и трансформных разломов, имеющих северо-восточное простирание. Этот новый геометрический рисунок спрединга существует до настоящего времени (рис. 6-10, Е). Его отличает быстрое движение Индии и Австралии на север от Антарктиды в ходе спрединга Центральноиндийского и Австрало-Антарктического срединных хребтов. Расстояние между Индией и Австралией остается при этом почти неизменным, поскольку они находятся на одной плите. Последним событием в истории Индийского океана было образование Красного моря и Аденского залива, отделивших Аравию от Африки в позднем кайнозое.

История Восточно-Индийского хребта. Доминирующей формой рельефа дна в центральной части Индийского океана к востоку от 70° в.д. является меридиональный Восточно-Индийский хребет (рис. 6-12). Этот плосковершинный хребет протягивается от 31° с.ш. до 9° с.ш. более чем на 4500 км и прослеживается дальше на север на несколько сот километров под глубоководным конусом выноса Бенгальского залива. На юге он соединяется с Западно-Австралийским хребтом. Восточно-Индийский хребет отделяет глубоководную Центральную котловину от еще более глубокой котловины Уортон на востоке (рис. 6-12). Бурение на разных участках хребта выявило некоторые важные его особенности [677]:

1. Хребет имеет экструзивный вулканический фундамент.
2. По возрасту базального слоя осадков установлено, что хребет становится древнее к северу. На 9° с.ш. его возраст позднемеловой (кампанский) или древнее, а на 31° ю.ш. — эоцен-олигоценовый. Градиент изменения возраста вдоль хребта и на дне котловины непосредственно к западу от него одинаков, что указывает на принадлежность хребта к Индийской плите.
3. Хребет формировался в мелководных, а временами в субэкральных условиях и погружался в соответствии с кривой зависимости глубины от возраста. В залегающих на его вершине осадочных толщах выделяется не-

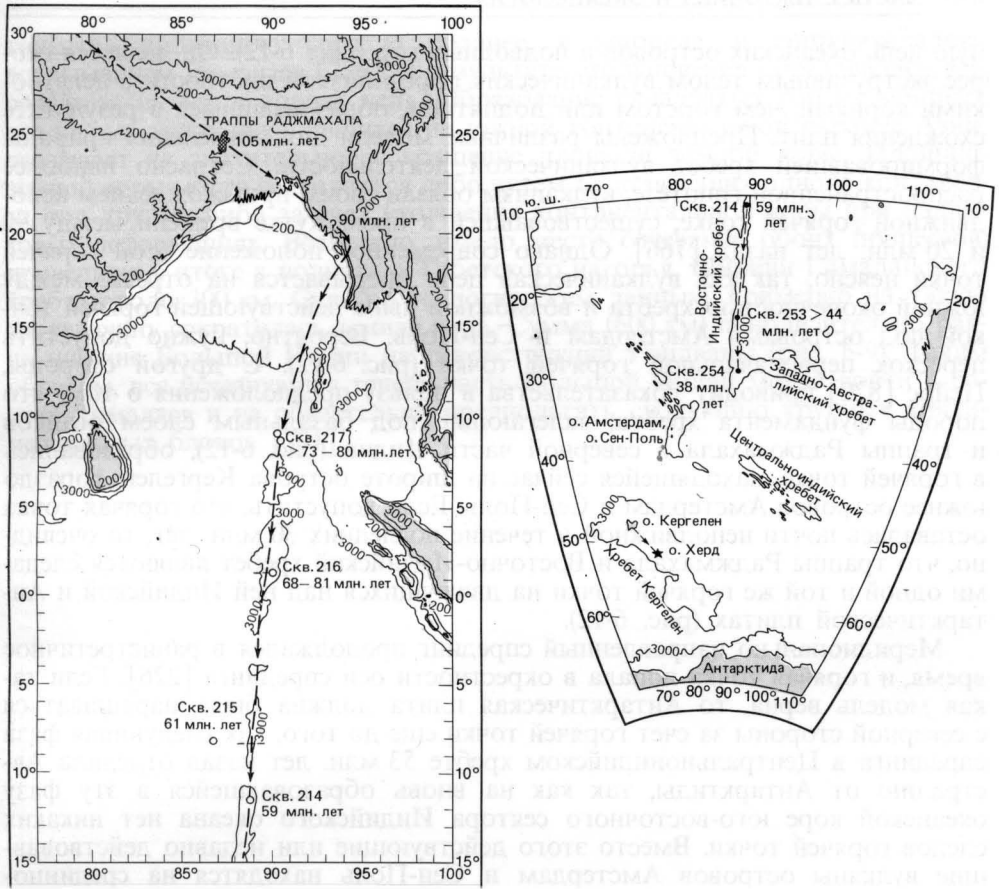


Рис. 6-12. Батиметрическая схема восточной части Индийского океана, иллюстрирующая образование Восточно-Индийского хребта в результате вулканизма в горячей точке Кергелен. Захороненное под осадками продолжение хребта на севере показано по геофизическим данным [226].

сколько фаций, в том числе субаэральная фация с пластами низкосортных углей (лигнитов), лагуно-рифовая, мелководных банок, более глубоководных банок и настоящие океанские фации. Стратиграфическая последовательность этих фаций в разрезах указывает на последовательное увеличение глубины.

4. Хребт образовался на более южных широтах и перемещался на север. Дрейф хребта в северном направлении подтверждается двумя независимыми видами доказательств: во-первых, находками остатков холодноводных микроорганизмов на северной, наиболее древней части хребта, которая находится ныне в тропических водах, а во-вторых, палеомагнитными данными [601]. Кроме того, в осадках северной, тропической, части хребта найдены пыльцевые комплексы, типичные для растительности умеренной зоны южной Австралии и Новой Зеландии [568].

В сочетании с геофизическими данными эти наблюдения показывают, что Восточно-Индийский хребт представляет собой в основном опущен-

ную цепь океанских островов и подводных гор (рис. 6-12). Он является скорее экструзивным телом вулканических пород низкой плотности с неглубокими корнями, чем горстом или поднятием, образовавшимся в результате схождения плит. Предложены различные модели для объяснения природы формировавшей хребет вулканической деятельности. Согласно наиболее распространенной гипотезе, вулканизм обязан своим происхождением неподвижной горячей точке, существовавшей в промежутке времени между 90 и 20 млн. лет назад [766]. Однако современное положение этой горячей точки неясно, так как вулканическая цепь прерывается на отрезке между южной оконечностью хребта и возможной ныне действующей горячей точкой под островами Амстердам и Сен-Поль. Вероятно, нужно допустить перескок первоначальной горячей точки (рис. 6-12). С другой стороны, Пейрс [820] приводит доказательства в пользу предположения о том, что породы фундамента хребта, залегающие под базальным слоем осадков и траппы Раджмахала в северной части Индии (рис. 6-12), образовались в горячей точке, находящейся сейчас на широте острова Кергелен, гораздо южнее островов Амстердам и Сен-Поль. Если допустить, что горячая точка оставалась почти неподвижной в течение последних 30 млн. лет, то очевидно, что траппы Раджмахала и Восточно-Индийский хребет являются следами одной и той же горячей точки на движущихся над ней Индийской и Антарктической плитах (рис. 6-12).

Меридионально направленный спрединг продолжался в раннетретичное время, и горячая точка попала в окрестности оси спрединга [226]. Если такая модель верна, то Антарктическая плита должна была наращиваться с северной стороны за счет горячей точки еще до того, как следующая фаза спрединга в Центральноиндийском хребте 53 млн. лет назад отделила Австралию от Антарктиды, так как на вновь образовавшейся в эту фазу океанской коре юго-восточного сектора Индийского океана нет никаких следов горячей точки. Вместо этого действующие или недавно действовавшие вулканы островов Амстердам и Сен-Поль находятся на срединно-океанском хребте (рис. 6-12) [226]. Западно-Австралийский хребет с плато Натуралиста и плато Кергелен представляет собой фрагменты прежде единого вулканического хребта, раздвинутые в ходе спрединга, начавшегося около 53 млн. лет назад.

Столкновение Индии с Азией. Значительная часть Индийского океана сформировалась в результате движения на север Индии (рис. 6-10). Индийский океан и Гималаи имеют общее происхождение. Двигаясь на север в направлении предполагаемой зоны субдукции у южной окраины Азии, Индия пересекла море Тетис. Первое соприкосновение ее с Азией произошло в раннем эоцене, 53 млн. лет назад (аномалия 22). Это событие совпадало с изменением направления относительного движения плит в Индийском океане и с уменьшением скорости спрединга. В это же время начался дрейф Австралии на север от Антарктиды (рис. 6-10). Причиной такой перестройки движения плит было, вероятно, сопротивление, оказываемое Азиатским континентом столкнувшейся с ним Индии. Первоначально существовала тенденция поглощения северной части Индии в зоне субдукции у южной окраины Азии. С ранними этапами столкновения был, вероятно, связан ряд эоценовых и олигоценовых морских трансгрессий и регрессий. Отсюда можно заключить, что сначала столкновение было «мягким», представляя собой соприкосновение континента Индии с островной дугой, обрамляющей окраинное море [226]. В ходе продолжавшегося дрейфа Индии на севере окраинное море постепенно закрывалось. «Жесткое» столкновение кон-

тинентов произошло гораздо позднее, в миоцене, и сопровождалось воздыманием Гималаев [226]. В результате столкновения образовалась высочайшая на Земле горная цепь. Образование складчатых гор из мощных осадочных толщ, накопившихся на южной континентальной окраине Азии, указывает на значительное сокращение площади земной коры. Площадь земной коры могла сократиться либо путем пододвигания одного континента под другой, либо за счет утолщения континентальной коры при надвиговых деформациях. Возможно, имело место сочетание обоих процессов, приведших в итоге к поднятию Тибетского нагорья. Ширина Гималайского хребта около 300 км. Судя по геологическим данным, примерно на такую же величину сократилась земная кора. Сумма (600 км) приблизительно равна ширине Большой Индии на реконструкции Гондваны (рис. 6-9). Таким образом, вся исчезнувшая теперь часть Большой Индии могла войти в состав Гималаев и не обязательно предполагать субдукцию крупных континентальных блоков [791].

7. ОКЕАНСКАЯ КОРА

Да будет твердь меж водами, и пусть отделит она одни воды от других.

Книга бытия 1:6

Магматическую деятельность внутри океанских бассейнов и на их окраинах можно разделить по структурной приуроченности, способу становления и составу магмы на следующие четыре крупные категории: 1) толеитовый вулканизм срединно-океанских хребтов и некоторых крупных океанских островов; 2) щелочно-базальтовый вулканизм подводных гор и многих океанских островов; 3) андезитовый и более кислый вулканизм активных континентальных окраин; 4) сочетание андезитового, толеит-базальтового и щелочно-базальтового вулканизма островных дуг и задуговых бассейнов. В вулканах, извергавшихся на окраинах Тихого океана, наибольшую долю составляют андезиты, породы несколько обедненные щелочами по отношению к кремнезему, содержание которого довольно высокое (около 55%). Андезиты по сравнению с океанскими базальтами богаче Si, K и другими литофильными элементами с большими атомными радиусами ($R > 1 \text{ \AA}$). Они не встречаются в океанах за пределами активных континентальных окраин и островных дуг. Эта особенность распространения андезитов столь четкая, что послужила основанием для проведения вокруг Тихого океана *андезитовой линии*. Описание андезитов дано в гл. 12, посвященной активным континентальным окраинам. Здесь мы рассмотрим только магматические породы, образовавшиеся в срединно-океанских хребтах и горячих точках.

Согласно концепции раздвигания (спрединга) океанского дна и тектоники плит, большая часть новой океанской коры создается в вулканически активных срединно-океанских хребтах. Скорость спрединга в этих хребтах колеблется от 1 см/год на Срединно-Атлантическом хребте в районе Исландии до почти 10 см/год на Восточно-Тихоокеанском хребте в экваториальной зоне. Верхняя часть океанской коры сложена преимущественно базальтами, относительно обедненными по сравнению с другими типами базальтов теми элементами, которых много в континентальной коре. Магматическая деятельность на дивергентных границах плит довольно доступна для наблюдения, так как астеносфера поднимается здесь до уровня, лежащего всего в нескольких километрах от поверхности дна, а весь магматизм сосредоточен в узкой (менее 20 км) неглубокой (менее 10 км) зоне. Магматическая активность срединно-океанского хребта является причиной вулканических процессов на его гребне. Извергаемая подводными вулканами лава составляет лишь небольшую долю той магмы, которая генерируется в недрах срединно-океанских хребтов. Преобладающая ее часть застывает на глубине в виде даек и расслоенных интрузий, не достигая поверхности дна.

Хотя латеральное движение новообразованной океанской коры в стороны от срединно-океанских хребтов к настоящему времени уже хорошо

описано, мы знаем еще очень мало о действительных процессах и механизмах генерации коры. Интенсивный вулканизм на гребне срединного хребта, по всей вероятности, вызван латеральным движением плит, обусловленным тектоническими процессами, а не прямым воздействием внедрившейся магмы (см. гл. 5). Остается еще много неясного в вопросах о неоднородности океанской коры и верхней мантии, о глубинах и механизме генерации магмы, о ее внедрении и дальнейшей судьбе.

Магматическая активность срединно-океанских хребтов продолжается почти непрерывно в течение всего времени жизни океанского бассейна, достигающего нескольких сот миллионов лет. Об устойчивости процессов, создающих океанскую кору, свидетельствует также постоянство ее состава на площади в сотни миллионов квадратных километров. Длительная история подводного вулканизма и огромная линейная протяженность вулканических зон срединных хребтов, проходящих через все океаны, приводят к тому, что помимо генерирования океанской коры эти процессы имеют еще и другие геологические последствия. В результате связанной с вулканизмом дегазации внутренних частей Земли возникли атмосфера и гидросфера. Циркуляция океанской воды через новообразованную океанскую кору является, возможно, главным буфером в океанском геохимическом цикле магния. Ею обусловлено возникновение гидротермальных отложений, а в какой-то мере также вторичное химическое преобразование и даже метаморфизм пород океанского дна. В океанской коре развиты в основном породы относительно низких ступеней метаморфизма — зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. По минеральным ассоциациям (альбит, эпидот, хлорит, роговая обманка) эти метаморфические породы отличаются от первичных базальтов (основной плагиоклаз, пироксены, оливин), но химический состав их близок к базальтовому.

Информация о составе и эволюции океанской коры черпается из множества разнообразных источников, нередко с применением весьма сложных методов. Океанская кора изучается путем драгирования обнажающихся на дне пород и бурения, геофизических, особенно сейсмических, измерений, прямых наблюдений с обитаемых подводных аппаратов, а также путем исследования особого типа ассоциаций горных пород на континентах, называемых *офиолитовыми комплексами*, которые считаются остатками поднятой океанской коры. До недавнего времени наши знания об океанской земной коре базировались главным образом на сейсмических данных и на образцах пород, добытых драгами со срединно-океанских хребтов и из зон разломов.

По проекту глубоководного бурения с борта «Гломара Челленджера» более чем 300 скважинами был пройден весь осадочный чехол и вскрыты породы верхней части фундамента, но на глубину не более 10 м под древнейшими осадками. Только после 1974 г. удалось получать керны магматических пород фундамента длиной от 60 до 600 м. Вскрытые таким образом разрезы позволили изучать стратиграфию вулканических толщ и служили существенным подспорьем в исследованиях истории развития и процессов формирования океанской коры.

Применение обитаемых подводных аппаратов открыло возможность непосредственно наблюдать и опробовать вулканические породы срединно-океанских хребтов. С целью проведения подобного рода исследований в 1971 г. был организован проект FAMOUS. Он предусматривал детальное изучение участка рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта в районе Азорских островов, на широте 37° с.ш., с помощью как исследователь-

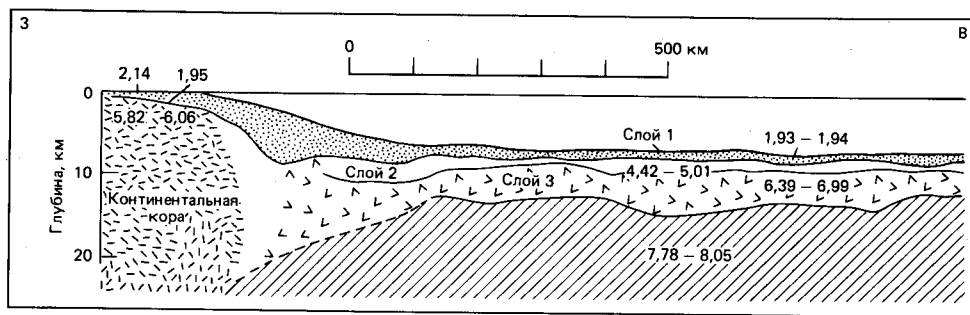


Рис. 7-1. Структура океанской коры и сейсмические скорости, определенные методом преломленных волн, в Южной Атлантике у побережья Аргентины [321].

ских подводных лодок, так и дистанционных приборов. Благодаря новым методам навигации удалось заснять формы рельефа дна размеров порядка нескольких десятков метров, выявить главные сбросы и уступы. Целенаправленный отбор проб позволил детально закартировать распространение отдельных типов пород. Впервые были собраны подобные сведения о самой молодой океанской коре, которая образовалась совсем недавно в результате вулканической деятельности. За проектом FAMOUS в конце 70-х годов следовали сходные крупномасштабные проекты, по которым были проведены детальные исследования Галапагосского центра спрединга и Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с.ш. С помощью подводных лодок и фотографирования дна удалось детально закартировать распространение щитовых лавовых потоков, пиллоу-лав и других морфологических типов вулканических образований. Самым эффективным было, однако, открытие в зоне спрединга на гребне хребта многочисленных активных гидротермальных источников, с которыми связаны своеобразные биоценозы донной фауны (см. конец данной главы и гл. 14).

Строение океанской коры. Океанскую кору изучают четырьмя методами: сейсмическим (методами преломленных и отраженных волн), глубоководного бурения, драгирования в зонах разломов и сравнения с офиолитовыми комплексами¹. Поскольку глубоководным бурением вскрыты лишь разрезы верхней части слоя 2 на глубину не более 600 м, о строении более глубоких слоев океанской коры можно судить только по косвенным данным. Имеющиеся материалы свидетельствуют, что слой 2, подстилающий осадочный чехол, сложен преимущественно базальтами, а не уплотненными осадками. Ниже залегают долеритовые дайки и интрузии габбро. Габбро в свою очередь подстилаются перидотитами верхней мантии. Где именно проходит граница между слоями 2 и 3, не ясно, но большинство фактов указывает на то, что она отмечена переходом от эффузивов к дайкам².

Данные, полученные методом преломленных волн. Сейсмические скорости в слое 2 колеблются от 3,4 до 6,3 км/с, но чаще составляют 4,5–5,5 км/с (см. гл. 2, а также [675] и табл. 7-1; рис. 7-1). Вариации сейсмических скоростей указывают либо на большое разнообразие состава пород, либо на

¹ В последние годы все шире проводятся исследования с обитаемых и необитаемых подводных аппаратов.—Прим. ред.

² Согласно более распространенной точке зрения, поддерживаемой многими советскими исследователями, границей слоев 2 и 3 является переход от даек к габбро.—Прим. перев.

Таблица 7-1. Характеристики слоев океанской коры ([120] с изменениями)

Вещество	Скорость продольных волн, км/с	Средняя мощность, км	Приблизительная плотность, г/см ³
Вода	1,5	4,5	1,0
Слой 1: осадки	1,6–2,5	0,5	2,3
Слой 2: базальт	4,0–6,0	1,75	2,7
Слой 3: «океанский»	6,7	4,7	3,0
Верхняя мантия	7,4–8,6	—	3,4

различную степень закупорки трещин и зон дробления. Средняя мощность слоя 2 в открытом океане составляет около 1,7 км. В ряде районов измеренные сейсмические скорости могут относиться как к лавам, так и к консолидированным осадкам. Но имеется ряд доказательств в пользу преимущественно базальтового состава этого слоя.

1. Сейсмопрофилированием установлено, что слой 2 выходит на поверхность дна на флангах срединно-океанских хребтов, откуда при драгировании добыты в больших количествах образцы базальтов. В районах обнажений слоя 2 на срединных хребтах не обнаружены осадки древнее кайнозойских.

2. Расчлененный рельеф кровли слоя 2 под осадками имеет, скорее всего, вулканическое происхождение.

3. Контакт между геофизическими слоями 1 и 2, вскрытый многими скважинами глубоководного бурения, практически всегда соответствует переходу от осадков к вулканическим породам фундамента. Скважины, проникшие глубже в фундамент, показали, что он сложен почти целиком вулканическими породами и лишь изредка содержит небольшие линзы осадков.

4. Магнитные аномалии океанского дна свидетельствуют о доминировании в составе слоя 2 пород с высокой магнитной восприимчивостью, какими являются базальты (осадки по сравнению с ними слабо магнитны).

Акустические свойства слоя 2 могут быть измерены методом первых вступлений по коротким отрезкам годографа преломленных волн. Но сигналы часто нечеткие из-за интерференции волн, отраженных от фундамента и от более глубокого слоя 3. Контраст акустического импеданса между слоями 2 и 3 обычно небольшой, особенно в районах с относительно древней корой, так как сейсмические скорости в консолидированных осадках близки к скоростям в базальтах. Сопоставив результаты сотен сейсмических профилей, выполненных с помощью айрганов и радиобуев, Хоуп и Юинг [491] разделили слой 2 на три отчетливых подслоя (рис. 7-2): 2А (3,64 км/с), 2В (5,19 км/с) и 2С (6,09 км/с).

Слой 2А имеет наибольшую мощность в осевых зонах срединных хребтов Атлантического и Тихого океанов. С увеличением возраста коры он становится тоньше, вплоть до полного исчезновения в коре с возрастом 30 млн. лет в Тихом и 60 млн. лет в Атлантическом океанах (рис. 7-2). Кроме того, скорость звука в слое 2А увеличивается с возрастом от 3,3 км/с на оси хребта до величин, характерных для слоя 2В (5,2 км/с), в коре древнее 40 млн. лет. В свежих базальтах скорость звука составляет в среднем 6,0 км/с. Измерения *in situ* в скважинах методом сейсмокаротажа также выявили низкие скорости, намного ниже, чем определенные в поднятых образцах базальтов. Считают, что пониженные скорости звука в верхних слоях океанской коры обусловлены пористостью пород, причем размер пор пре-

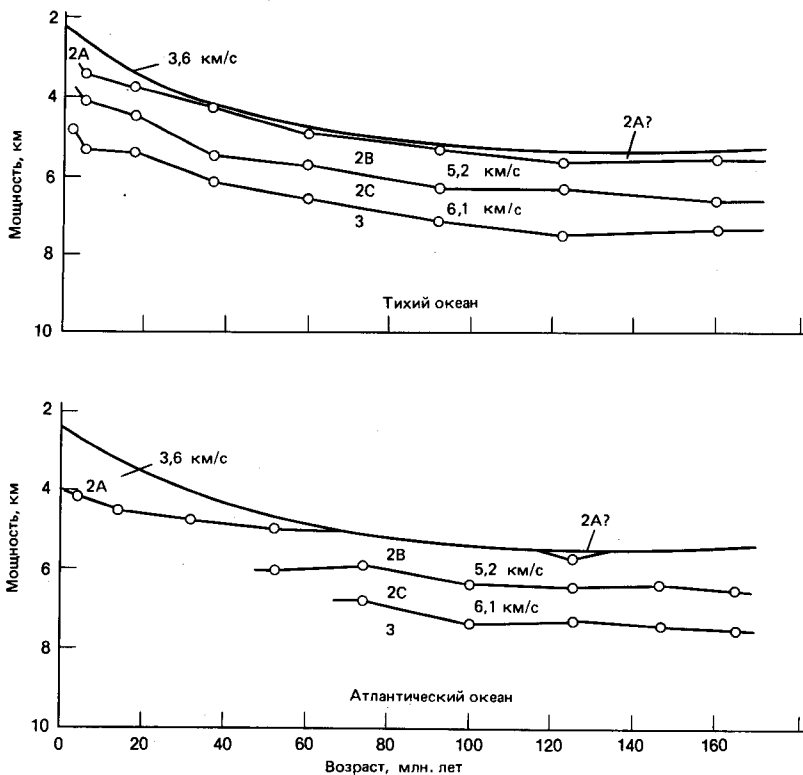


Рис. 7-2. Сейсмическая структура верхней части океанской коры в Тихом и Атлантическом океанах как функция возраста. Осадочный слой не показан. Приведены средние сейсмические скорости для слоев 2А, 2В и 2С. Видно, как слой 2А утоняется с увеличением возраста [491].

вышает диаметр испытуемых лабораторных образцов керна (6 см), но не больше 1 м. Хоуз и Юинг полагают, что реально слой 2А вовсе не утоняется. То, что выглядит как сокращение мощности, может на самом деле быть увеличением скорости преломленных сейсмических волн из-за заполнения трещин и пустот гидротермальными новообразованиями. Молодая кора, зарождающаяся в осевой зоне срединно-океанских хребтов, отличается высокой пористостью, до 30–40% у верхней поверхности. В верхней части древней океанской коры пористость залечена, по-видимому, не полностью, но циркуляция воды ограничена наличием массивных базальтов и отсутствием близких к поверхности источников тепла.

Методом отраженных волн выявлено два наиболее четких отражающих горизонта, соответствующие двум главным поверхностям раздела – кровле слоя 2 и поверхности Мохоровичича (рис. 7-3). На большинстве профилей не видно четкого различия между слоями 2 и 3, а, значит, граница между ними соответствует сравнительно небольшим изменениям свойств среды, и скорость увеличивается с глубиной постепенно [1000]. Поверхность раздела между слоями 2 и 3 выявляется методом преломленных волн.

Слой 3 является главной составной частью океанской коры. По мощности и скоростям сейсмических волн он более однороден, чем слой 2. Там, где слой 2 не выделяется, сейсмические скорости в слое 3 аномально

низкие — $6,65 \pm 0,25$ км/с. При наличии слоя 2 скорости в слое 3 возрастают до $6,83 \pm 0,31$ км/с [675]. Средняя мощность слоя 3 равна 4,7 км (табл. 7-1). Состав нижних частей океанской коры до сих пор не известен. Возможно, что слой состоит в основном из габбро и метагаббро. Скорость звука в габбро при существующем в океанской коре давлении равна примерно 7,0 км/с, что близко к средней сейсмической скорости 6,7 км/с в нижней части океанской коры, определенной методом преломленных волн [409]. Согласно другой модели, предложенной Селсбери и др. [181, 899], граница между слоями 2 и 3 представляет собой переход от лежащих сверху неметаморфизованных или слабо метаморфизованных (до зеленосланцевой фации) базальтов к нижележащим метаморфическим породам амфиболитовой фации. Широко распространена точка зрения о преимущественно габбровом составе слоя 3 подтверждается наблюдениями с глубоководных обитаемых аппаратов в центре спрединга Карибского моря на возвышенности Кайман [25]. Вопрос может быть окончательно решен, когда глубинное бурение вскрыет весь разрез слоя 3.

Данные глубоководного бурения. В результате глубоководного бурения были собраны важные данные о верхней части океанской коры. Большинство скважин, глубоко проникших в магматические породы океанской коры, были пробурены в Северной Атлантике. Результаты бурения обобщены в сводной работе Тальвани и др. [1028], а также в статье Холла и Робинсона [409]. Обычно разрезы пород фундамента расчленяют по петрографическим, геохимическим и палеомагнитным признакам. Петрографические единицы выделяются по макроскопическим особенностям пород (таким как присутствие обломков лавовых подушек или брекчий), по оби-

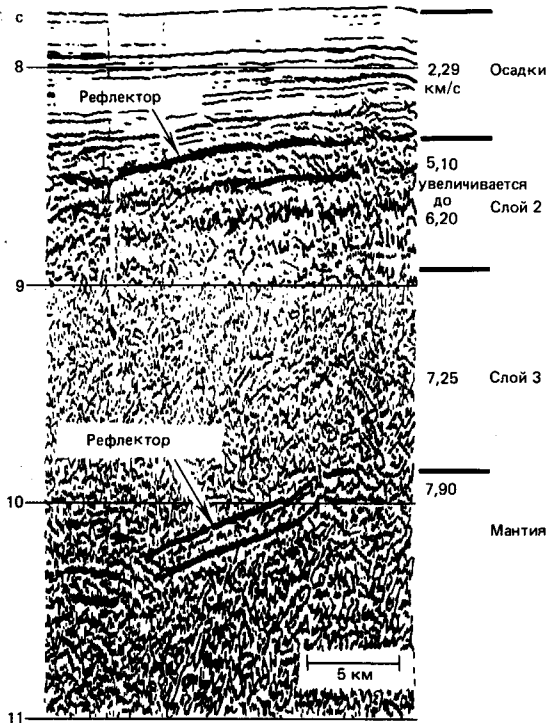


Рис. 7-3. Сеймопрофиль отраженных волн океанской коры. Расстояние — по горизонтали, время прихода отраженной волны — по вертикали. Время прохождения отраженной волны от дна занимает меньше 8 с. Видно несколько отражающих горизонтов внутри осадочной толщи. Сильное отражение от основания осадочного слоя отмечено на 8,3 с. Отмечены также слои 2 и 3 океанской коры. Граница между слоем 3 и мантией (рефлектор М) проявляет ундуляции. Скорости распространения сейсмических волн в разных слоях, показанные на профиле слева, получены в результате отдельных экспериментов с помощью радиобуев. Зная скорость звука в разных слоях, можно по времени вступления отраженных волн рассчитать глубину залегания отражающих границ. Профиль получен в западной части Тихого океана к востоку от Японского желоба [1000].

лию вкрапленников, по наличию других типов пород, например габбро и серпентинитов. Бурение океанской коры показало, что по крайней мере на глубину до 600 м слой 2 состоит преимущественно из пиллоу-базальтов с подчиненным количеством биогенных осадков. Осадки обычно переслаиваются с экструзивными базальтами в верхних 200–300 м разреза коры. Они представлены главным образом тонкозернистыми мелами и известняками разной степени литификации [409]. В разрезе чередуются потоки массивных и разбитых на подушки лав. Дайки и силлы редки, составляют менее 2% вскрытого разреза фундамента [141, 409]. Пока не удастся осуществить бурение на большую глубину, состав нижележащих слоев коры остается невыясненным. Но поскольку вплоть до максимальных глубин, достигнутых при бурении, встречены экструзивные базальты, кажется вероятным, что они распространены до глубин 1,5 км или более, причем доля интрузивных даек и силлов должна книзу увеличиваться. Мощность слоя 2 пока не подтверждена бурением, но считается, что она составляет по меньшей мере 1,5 км [141].

Создается впечатление, что развитие коры происходит эпизодически. Разрезы, вскрытые бурением, представлены, как правило, чередованием четко различающихся между собой стратиграфических единиц. Мощность отдельных единиц составляет в среднем 45–60 м. Судя по палеомагнитным данным, каждая такая единица формируется менее чем за 100 лет. Промежутки времени между этапами формирования таких единиц по расчетам равны примерно 5000 лет [409]. Существование таких довольно длительных промежутков относительного спокойствия вулканической деятельности подтверждает существование вторичных изменений или выветривания, возникших при продолжительном контакте базальтов с морской водой. Латеральная петрографическая и стратиграфическая непрерывность разрезов океанской коры отсутствует даже в скважинах, пробуренных на расстоянии всего 100 м друг от друга. Это указывает на узкую локализацию подводных извержений. Из-за быстрого застывания лава не может переноситься на большие расстояния.

Офиолитовые комплексы. Офиолитовые серии представляют собой разрезы океанской коры и верхней мантии, которые образовались в срединно-океанских хребтах, а позже были подняты в ходе тектонических процессов на конвергентных границах плит. Лучшее всего сохранился комплекс Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде, массив Троодос на Кипре и офиолиты Омана. Хотя точно не известно, как выглядело это вещество коры до его подъема на сушу, все же офиолиты дают нам представление о строении и составе океанской коры, а также верхней мантии, которое иным способом получить невозможно. Это очень важно, поскольку данные, получаемые из самого океана, не позволяют судить о размещении разных типов пород внутри океанской коры, за исключением ее самых верхних горизонтов. Возможность прямого сопоставления сейсмостратиграфии офиолитов с сейсмическими разрезами, полученными в океане методом преломленных волн, делает офиолитовые комплексы важным ориентиром при моделировании структуры океанской коры.

В хорошо развитом офиолитовом комплексе (рис. 7-4) осадочный слой представлен глубоководными пелагическими фациями с кремнями. Стратиграфически ниже пелагических осадков разрез состоит из трех основных слоев. В верхнем преобладают пиллоу-лавы, под которыми расположен комплекс сближенных параллельных даек и который в свою очередь подстилается толщей габбро (рис. 7-4). В комплексе Троодос на Кипре пиллоу-

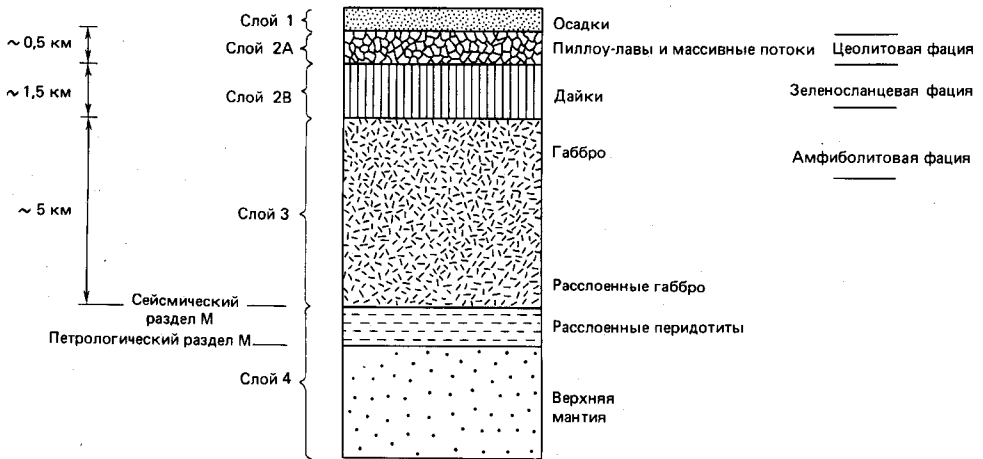


Рис. 7-4. Разрез океанской коры с указанием предполагаемых геофизических слоев. Приблизительные мощности даны по сейсмическим данным. Состав магматических пород выявлен в основном по образцам, драгированным в зонах разломов, и путем сравнения с офиолитовыми сериями. Последовательность метаморфизма определяется взаимодействием между изверженными породами и морской водой [166].

лавы имеют мощность около 1000 м, и в них наблюдаются признаки интенсивной гидротермальной переработки. Количество даек, незначительное в верхней части разреза пиллоу-лав, быстро увеличивается в нижних нескольких сотнях метров. В 1000 м от кровли пиллоу-лавы полностью сменяются тысячеметровым дайковым комплексом. Средняя мощность даек около 1,5 м. Ширина зоны внедрения даек варьирует от 50 м до нескольких километров. В ходе внедрения дайки охлаждаются быстрее в краевых частях, поэтому порода здесь имеет более тонкозернистую структуру, чем в центре. Не удивительно, что при образовании даек в столь узкой зоне часты случаи многократного внедрения новых порций лавы в еще не застывшие более ранние дайки. В итоге возникает сложная картина развития корок закалывания, зависящая от того, соприкасались ли края последовательно внедряющихся даек с уже остывшими или еще горячими породами, а также от того, сколько единичных даек рассечено новыми внедрениями. В основании дайковый комплекс переходит в плутоны, в составе которых преобладают габбро (рис. 7-4). В нижней части интрузивного комплекса основные породы сменяются ультраосновными вроде дунитов со слабыми проявлениями гидротермальных изменений. В зоне перехода развиты расслоенные породы, представляющие собой тяжелые дифференциаты магмы или кумуляты.

Выводы о структуре океанской коры. По результатам исследований различных направлений выявляется следующая картина строения океанской коры (рис. 7-4). Расколотая трещинами толща пиллоу-лав и массивных базальтовых потоков с прослоями осадков и вулканогенно-обломочных образований, мощность которой составляет по меньшей мере 500 м, постепенно переходит книзу в дайковый комплекс мощностью 1–1,5 км. Считают, что дайки внедрились в пересекающие океанскую кору трещины растяжения. Под этим панцирем из экструзивных и гипабиссальных интрузивных образований залегает габбровый комплекс мощностью 3–5 км. На малых глубинах габбро однородны, в более глубоких горизонтах они переходят

в кумулятивные габбро с прослоями ультраосновных пород (рис. 7-4). Ниже лежат породы верхней мантии, среди которых наиболее характерны тектонизированные гарцбургиты (породы, состоящие из оливина и ромбического пироксена). Слой 2 характеризуется большими вертикальными градиентами скоростей сейсмических волн (1,5–2 с). В габбро скорости возрастают книзу значительно медленнее (0,1–0,2 с). Характер границы между корой и мантией бывает различным. В одних местах скорости меняются на переходе от коры к верхней мантии резко, а в других районах переход более постепенный, осуществляется в пределах интервала 1–2 км. При этом непосредственно над разделом Мохоровичича выделяется слой коры с высокими скоростями сейсмических волн.

В других же случаях, наоборот, раздел Мохоровичича перекрыт слоем пониженных скоростей. Природа и происхождение этих различий в структуре коры пока не выяснены.

Скорость излияния лав на поверхность дна зависит, по-видимому, от механизма внедрения даек в зону спрединга. На срединных хребтах, где спрединг медленный, поверхности дна достигают только наиболее мощные дайки. Более тонкие застывают прежде, чем лава успевает изливаться. Это приводит к дифференцированному расширению коры, которое в свою очередь отражается в образовании приповерхностных сбросов. В вулканически активной зоне спрединга Исландии более половины даек не доходит до поверхности и не образует лавовых излияний. Вместо этого развиваются нормальные сбросы, выраженные на поверхности в виде зияющих трещин (гьяров) и грабенов. Бёдварссон и Уолкер [110] показали, что на поперечном сечении участка длиной 53 км 1000 даек суммарной толщиной 3 км создали лавовый покров мощностью около 1500 м. При большой скорости спрединга боковые породы разогреваются сильнее и большинство даек достигает поверхности и изливается в виде лавовых потоков.

Породы океанской коры. Изверженные горные породы классифицируются по структуре и химическому и минеральному составу. Относительное объемное содержание минералов в породе называется *модальным минеральным составом*. Он определяется путем подсчета минералов в шлифах под микроскопом (*модальным анализом*). Более точно состав породы определяется различными методами химического анализа. В составе пород океанской коры преобладают следующие минералы, вариации содержания которых имеют принципиальное значение для понимания процессов формирования океанской земной коры:

Железо-магниевые минералы

Оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$

Пироксены $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$
 $(Mg, Fe)SiO_3$ (гиперстен)

Амфибол $Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (роговая обманка)

Полевые шпаты

Плагиоклазы $NaAlSi_3O_8$ (альбит)
 $CaAl_2Si_2O_8$ (анортит)

Окислы

Шпинель $(Mg, Fe)Al_2O_4$

Магнетит Fe_3O_4

Минералы кремнезема

Кварц SiO_2

Структура изверженных пород зависит от скорости остывания магматического расплава. Породы, излившиеся на океанское дно, имеют повер-

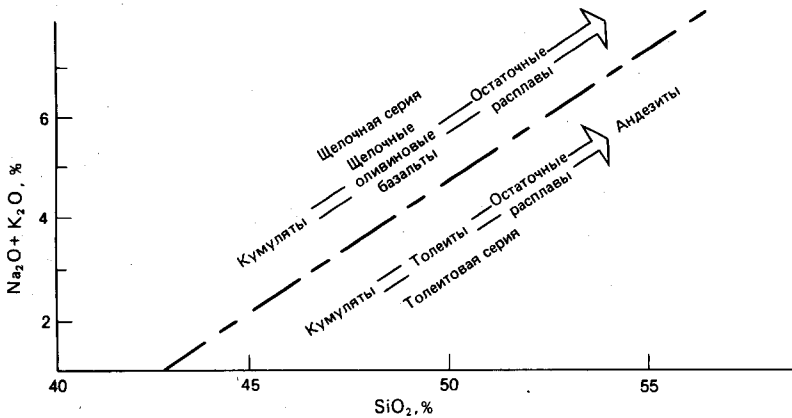


Рис. 7-5. Соотношения двух главных вулканических серий Японии, Кореи и Северо-Востока Китая от миоцена до современности. Пунктиром обозначена граница между полями толейтовой и щелочной серий пород [618].

ностные стекловатые корки, возникающие в результате очень быстрого охлаждения (закаливания) на контакте с морской водой. Базальт подводных излияний, например, может состоять из 70% стекла, 25% полевого шпата и 5% пироксена. При медленном остывании в недрах коры образуются более крупнокристаллические породы, в составе которых стекло содержится в небольшом количестве или отсутствует. Базальт из дайки может, например, содержать 60% полевого шпата, 30% пироксена и 10% оливина¹. По химическому составу породы обоих типов могут быть идентичными, но различаться структурными особенностями, которые содержат информацию о способе их становления.

Доминирующим типом пород в фундаменте океанской коры являются базальты. Базальт представляет собой темную тонкозернистую эффузивную породу, состоящую из плагиоклаза и моноклинного пироксена в стекловатой или микролитовой основной массе. Базальт бывает интрузивным, когда кристаллизуется в виде даек. Интрузивный аналог базальта называют *долеритом* (диабазом) или габбро. Образцы крупнокристаллических основных и ультраосновных пород — долеритов, габбро, серпентинитов и перидотитов — часто добываются драгами из океанских зон разломов.

В океанах встречаются две главные серии магматических пород: толейтовая (низкощелочная) и щелочная. Толейты, насыщенные кремнеземом, представляют собой основной тип пород океанского дна (рис. 7-5). Щелочные базальты, недосыщенные кремнеземом, доминируют на океанских островах. Породы, принадлежащие к этим двум сериям, различаются по минералогическим критериям. Для толейтов характерны низкокальциевые пироксены и кварц, а для щелочной серии — высококальциевый титанавгит или нефелин. Главное различие химического состава заключается в различии содержаний щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и кремнезема (табл. 7-2). Оно выявляется при сравнении соотношений $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ и SiO_2 в лавах (рис. 7-5) [618]. Линия, разделяющая две серии пород, может несколько варьировать для разных вулканических провинций. Лабораторные эксперименты и изучение кристаллизационной дифференциации на

¹ Таковую породу правильнее называть долеритом. — Прим. перев.

Таблица 7-2. Средний состав и средние отклонения от него океанских толеитовых базальтов и щелочных базальтов островов и подводных гор [310]

	Океанские толеиты		Щелочные базальты	
	среднее содержание	среднее отклонение	среднее содержание	среднее отклонение
В миллионных частях (млн^{-1})				
Ba	14	7	498	136
Co	32	3	25	5
Cr	297	73	67	57
Cu	77	73	67	57
Ga	17	2	22	2
La	< 80	—	90?	—
Li	9	6	11	5
Nb	< 30	—	72	9
Ni	97	19	51	33
Rb	< 10	—	33	—
Sc	61	19	26	4
Sr	130	25	815	375
V	292	57	252	32
Y	43	10	54	7
Yb	5	1,5	4	1
Zr	95	35	333	48
В процентах (%)				
SiO ₂	49,34	0,54	47,41	3,08
TiO ₂	1,49	0,39	2,87	0,24
Al ₂ O ₃	17,04	1,78	18,02	1,71
Fe ₂ O ₃	1,99	0,65	4,17	1,16
FeO	6,82	1,50	5,80	1,17
MnO	0,17	0,03	0,16	0,03
MgO	7,19	0,67	4,79	1,35
CaO	11,72	0,69	8,65	0,91
Na ₂ O	2,73	0,20	3,99	0,41
K ₂ O	0,16	0,06	1,66	0,38
H ₂ O ⁺	0,69	—	0,79	—
H ₂ O ⁻	0,58	—	0,61	—
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,92	0,22
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,29	—	0,72	—
K/Rb	1300	—	418	—
Sr/Rb	130	—	25	—
Na/K	16	—	2	—
K/Zr	14	—	4	—
K/Ba	121	—	28	—
K/Cr	4	—	206	—

природных образцах привели к выводу, что при низких давлениях эти магматические серии отделены друг от друга «термическим разделом». Процессы дифференциации, действующие в условиях низких давлений, в общем случае не могут генерировать породы одной серии из родоначальной магмы другой серии [393, 1155]. Это привело к концепции существования по меньшей мере двух родоначальных базальтовых магм, производных мантии, различающихся по химическому составу и дающих при дифференциации разные серии пород [393].

В настоящее время наиболее широко распространена *нормативная классификация* базальтов, основанная на нормативных составах. *Нормативный* состав определяется путем пересчета химических анализов на гипотетическую минеральную ассоциацию породы. Классификация основана целиком

на полных силикатных анализах, и породы в ней группируются по сходству химического состава вне зависимости от реального минерального состава. Нормативный состав поэтому отличается от модального, представляющего собой наблюдаемую в действительности минеральную ассоциацию. Тем не менее гипотетически выведенный (или рассчитанный) минеральный состав соответствует реальной (модальной) минеральной ассоциации, которая возникла бы из тех же химических компонентов при полной раскristализации в условиях относительно низких давлений и отсутствия летучих [1154]. Однако расчет нормативного состава не преследует цели добиться соответствия с модальным минеральным составом. Смысл его заключается в выявлении свойств пород, которые могут быть замаскированы вариациями структуры и минерального состава, обусловленными различным содержанием воды и разными условиями остывания [209]. На основе неких общих принципов, сформулированных Коксом, содержание отдельных окислов пересчитывается на минералы, в результате чего получается нормативный минеральный состав породы. Рассчитанные нормативные составы можно наглядно изобразить в виде фазовой диаграммы (рис. 7-6)¹. На тетраэдре нормативного состава (рис. 7-6) основные типы базальтов занимают вполне определенное положение: щелочные базальты расположены в субтетраэдре Ne-Fo-Di-Ab; оливковые толеиты – в субтетраэдре Fo-Di-Ab-En; кварцевые толеиты – в субтетраэдре Di-Ab-En-Q [209].

Химический состав океанских толеитов удивительно однообразен (табл. 7-3) и специфичен. Толеитовые базальты содержат около 50% кремнезема, очень мало калия и титана и много алюминия. Кроме того, они отличаются от базальтов океанских островов и континентальной коры низким содержанием литофильных элементов: K, U, Th, Pb, Rb, Zr, Ba, Sr, Cs, La. Хотя возраст океанских толеитовых базальтов меняется в широких пределах от юрского до современного, состав их весьма постоянен. Юрский базальт северо-западной части Атлантики по составу очень близок к современному базальту Срединно-Атлантического хребта. Отсюда следует, что за все время раскрытия Атлантического океана одним и тем же способом извергалась одинаковая по составу магма. Это свидетельствует

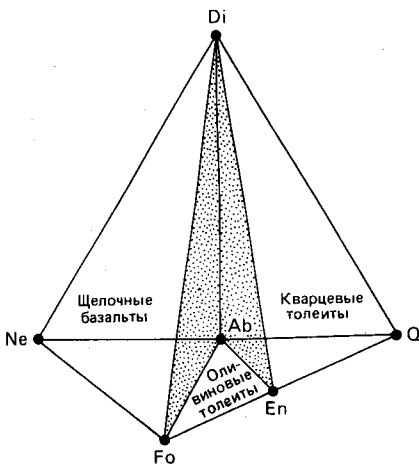


Рис. 7-6. Нормативный базальтовый тетраэдр Йодера и Тилли [1155], показывающий положение щелочных базальтов, оливковых и кварцевых толеитов в координатах нормативных минералов. Оливковые толеиты занимают субтетраэдр Fo-Di-Ab-En.

¹ Индексы означают нормативные минералы: Ne – нефелин, Fo – форстерит, Di – диопсид, Ab – альбит, En – энстатит, Q – кварц.

Таблица 7-3. Состав базальтовых стекол по результатам микрондогового анализа [141]

	1	2	3	4
SiO ₂	49,6	49,6	49,8	50,3
Al ₂ O ₃	14,7	14,1	15,7	14,7
TiO ₂	1,02	1,41	0,84	1,89
FeO	8,99	10,4	7,13	9,62
MnO	0,18	0,21	0,15	0,19
MgO	8,71	7,32	8,85	7,32
CaO	11,89	11,7	12,9	10,7
Na ₂ O	1,92	2,30	2,05	2,94
K ₂ O	0,06	0,07	0,11	0,08
CrO ₃	0,09	0,07	0,08	0,06
Сумма	97,16	97,18	97,61	97,80

1—«Гломар Челленджер», рейс 11, скважина 105, северо-западная окраина Атлантики; 2—«Чейн», рейс 100, колонка 15, рифт Красного моря; 3—«Чейн», рейс 43, станция 104, образец 17 из драги, Срединно-Атлантический хребет на 45° с. ш.; 4—«Атлантис II», рейс 60, станция 2, образец 5 из драги, Срединно-Атлантический хребет на 23° ю. ш.

о непрерывном обновлении источника магмообразования и об исключительном постоянстве температуры и давления в зоне частичного плавления [141]. Хотя преобладающая часть океанских толеитовых базальтов излилась на срединно-океанских хребтах, известны базальтовые извержения на различном расстоянии от оси хребтов. Бонатти и Фишер [116], Брайен и др. [141] установили, что между базальтами срединных хребтов и внехребтовых областей нет заметных различий химического состава. Отсюда можно сделать вывод, что условия генерации магмы под осями хребтов и за их пределами одинаковы, и это еще раз подчеркивает однообразие базальтовых пород океанского дна.

Щелочные базальты преобладают на вершинах и верхних частях склонов большинства океанских островов и подводных гор. Главная масса вулканитов под уровнем океана имеет, вероятно, толеитовый состав, хотя точно это до сих пор не установлено. На острове Реюньон в Индийском океане под щелочными базальтами залегают толеитовые. На островах Галапагос, где присутствуют как щелочные, так и толеитовые базальты, только на острове Джеймс щелочные базальты залегают на толеитовых [705]. *Щитовые вулканы* Гавайских островов и Исландии сложены почти целиком толеитами, хотя небольшие молодые конусы построены из щелочных базальтов. Щелочные базальты содержат оливин и лишены кварца. Они составляют дифференцированные серии пород от щелочных базальтов до трахитов, фонолитов и щелочных риолитов. В этой серии наблюдается последовательное увеличение содержания SiO₂, Na₂O и K₂O.

Континентальный вулканизм по сравнению с океанским дает значительно более широкий спектр типов пород, в который входят вулканиты кислого и среднего состава—андезиты, дациты, риолиты, а также более текучие базальтовые лавы. В океанах породы кислого и среднего состава почти полностью отсутствуют. Базальтовый вулканизм на континентах также может иметь весьма широкое распространение. Особенно яркими его представителями являются *платобазальты*, имеющие толеитовый состав и образующие громадные толщи, как, например, базальты Колумбийского плато на западе США или плато Декан в западной и центральной частях Индии. Хотя по составу океанские и континентальные толеитовые базальты очень

сходны, между ними имеются существенные различия. В большинстве континентальных толеитов содержание кремнезема и калия выше, чем в океанских. Единственным исключением являются родоначальные лавы стратиформных щитов, состав которых почти неотличим от океанских толеитов. Большинство континентальных толеитов содержат по сравнению с океанскими повышенное количество определенных малых элементов, поступивших в результате контаминации магмы включениями сиалической коры из стенок магматических камер или магмопроводящих каналов.

Отличие состава континентальных лав от океанских обуславливает гораздо большую эксплозивность субаэрального вулканизма по сравнению с глубоководным. Из-за повышенного содержания кремнезема континентальные лавы более вязкие. Кроме того, извержения таких лав сопровождаются выделением большего количества газов — водяного пара, CO_2 , H_2S и SO_2 . При быстром выделении газов образуется большое количество пузырьков. Лава теряет связность и взрывается. Этим вызваны эксплозивность, обрушение кальдер, образование масс вулканического пепла, переносимых эоловым путем, и выбросы вулканических бомб. Подводные эксплозивные извержения континентальных лав не могут происходить на глубине более 500 м.

Океанские лавы по своей природе неэксплозивны. Однако в мелководных условиях при соприкосновении горячей лавы с океанской водой извержения могут приобретать взрывной характер. При этом образуются *гиалокластиты* — сильно раздробленные вулканические породы¹. С увеличением глубины (более 300 м) вес водяного столба препятствует всякому взрывному взаимодействию лавы с водой. Поэтому подводные извержения на глубинах более 300 м имеют характер весьма спокойных излияний. Лава, излившаяся в воду, застывает быстрее, чем на воздухе, из-за высокой теплопроводности и теплоемкости воды.

Вулканизм срединно-океанских хребтов. Срединно-океанские хребты формируются, вероятно, в результате быстрого подъема вещества из верхней мантии. Частичное плавление этого вещества приводит к образованию базальтовой магмы, которая проникает через трещины растяжения к поверхности в узкой, шириной всего несколько километров, осевой зоне хребтов. Оси срединных хребтов представляют собой зоны усиленного теплового потока, который отражает близость к поверхности разогретого вещества мантии. Вулканизм сосредоточен вблизи оси центрального грабена (рифтовой долины), ограниченного симметричными вулканическими холмами.

Наблюдения с исследовательских подводных лодок дали ценнейший материал о вулканических процессах в рифтовой долине срединно-океанских хребтов. Было установлено важное значение *покровных потоков* лавы, подобных субаэральным потокам лав типа пахоэхэ или аа на Гавайских островах [25, 1074]. Как и на острове Гавайи, лавовые потоки сопровождаются здесь обрушением пустот, образованием ямок и тоннелей. В Галапагосском рифте обнаружены наибольшие из известных покровных лавовых потоков, простирающиеся на расстояние до 7 км от очага извержения. На срединно-океанских хребтах широко распространены также пиллоу-лавы, но все же их не так много, как предполагалось ранее на основании анализа фотографий дна (рис. 7-7). Пиллоу-лавы состоят из от-

¹ Точнее, гиалокластит представляет собой продукт дробления (растрескивания) стекловатых базальтов, он может образоваться и без взрывного механизма на любых глубинах океана. — *Прим. перев.*

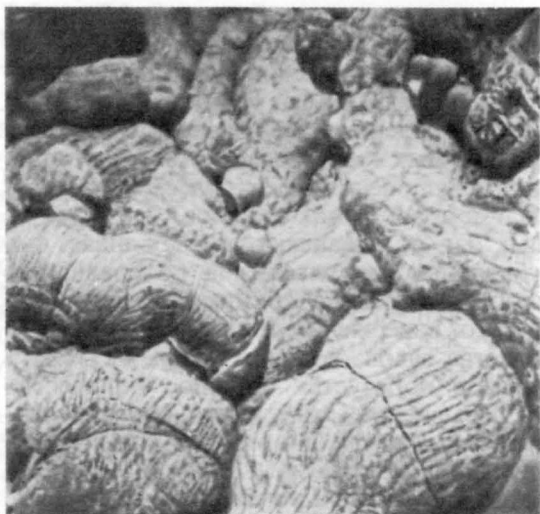


Рис. 7-7. Мощный поток пиллоу-базальтов на глубине около 2000 м; хребет Пуна, у острова Гавайи (любезно предоставлено Б. Хизеном).

дельных лавовых пузырей (подушек) диаметром до нескольких метров, окруженных сморщенной стекловатой коркой (рис. 7-7). Детальное картирование вулканического рельефа Галапагосской рифтовой зоны с помощью подводных аппаратов позволило лучше понять процессы наращивания коры в срединных хребтах [25, 28, 1074]. Баллард и др. [25] пришли к заключению, что по аналогии с гавайскими лавами покровные потоки являются подводными аналогами тех пахоэхоз, которые разливаются по поверхности более ранних потоков, а пиллоу-базальты — аналогами тех пахоэхоз, в которых новые порции лавы продвигаются к поверхности по установившейся системе тоннелей в ранее излившихся лавах. Они предположили также, что покровные потоки образованы первыми кратковременными, но обильными излияниями, за которыми следовали более медленные, но продолжительные эруптивные фазы, создававшие пиллоу-базальты. Таким образом, создается толща чередующихся в разрезе массивных и подушечных базальтов. Положение оси вулканизма либо колеблется в пределах рифтовой зоны, либо испытывает случайные перемещения. Расположение вулканических форм рельефа указывает на повторяемость вулканизма примерно через 10 тыс. лет [28].

В районе работ FAMOUS (см. рис. 7-9) на Срединно-Атлантическом хребте центральная рифтовая долина имеет V-образное поперечное сечение при ширине от 2 до 5 км. В рифте находится линейная цепь холмов. Долина обрамлена уступами высотой до 1200 м, разбитыми на террасы многочисленными сбросами. В центральном рифте обнаружена внутренняя рифтовая долина. Линейные холмы¹ представляют собой поднятия, образованные недавно излившимися свежими пиллоу-базальтами, которые представляют собой низкие хребты (высотой около 200 м, длиной от 500 до 1000 м) [758]. Наблюдения в ходе выполнения проекта FAMOUS приводят к выводу, что новое вещество наращивает кору вдоль линейной зоны шириной несколько сот метров, вблизи центра внутренней рифтовой долины [27]. Кора не выдерживает нагрузки многочисленных мощных лавовых потоков и оседает по системе вертикальных сбросов, развивающихся по бор-

¹ Экструзивные тела — по терминологии, принятой советскими геологами. — Прим. ред.

там рифта. Движения по таким растущим системам разломов обуславливают тектоническое дробление рифтовой зоны [409].

Палеомагнитные исследования разрезов экструзивных пород, вскрытых скважинами глубоководного бурения, показывают, что линейные гряды холмов, наблюдавшиеся в рифте района FAMOUS, образуются за время (менее 100 лет), очень краткое по сравнению с продолжительностью накопления всей вулканогенной толщи (около 10 тыс. лет) [409]. Вулканизм носит, следовательно, эпизодический характер, как это имеет место в Галапагосском рифте. Сходные, но более крупные линейные структуры описаны на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия [676, 739]. В этих вытянутых вдоль простирания хребта грядах, имеющих длину до 300 км, ширину 20 км и высоту 300 м, сосредоточена основная масса вулканитов. Судя по расположению гряд и по предполагаемым скоростям спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, эпизоды усиленной вулканической активности разделены интервалами времени порядка 1 млн. лет [1133].

В ходе непрерывного процесса раздвигания дна новообразованные массы земной коры перемещаются к одному из бортов внутренней рифтовой долины. Этой стадией, по существу, завершается формирование верхней части фундамента ложа океана. Затем сегменты удаляются от осевой рифтовой долины, присоединяясь через рифтовые горы к соседним плитам [27, 409]. Однако остается невыясненным механизм подъема океанской коры на бортах рифтовой долины. Какие-то силы откалывают блоки дна рифта и поднимают их в виде террас, поддерживая таким образом долинообразную форму рифта. Согласно Слипу и Билеру [974], воздымание бортов рифта может быть связано с термически контролируемым «всплыванием» под действием поднимающейся магмы. Застывание магмы на глубине может обеспечить плавучесть, поскольку температура ее выше, чем у окружающих масс пород.

Большие значения теплового потока приурочены к осевой зоне срединно-океанских хребтов шириной несколько сот километров. Возраст этой части коры, определенный по мантийным аномалиям, не более 5–7 млн. лет [628]. Ширина зоны высокого теплового потока гораздо меньше в Атлантическом и Индийском океанах с их низкими скоростями спрединга, чем в Тихом океане. Фланги хребтов с возрастом коры от 10 до 50 млн. лет, наоборот, отличаются низкими значениями теплового потока.

Происхождение и дифференциация магм. Силикатные расплавы, извергающиеся в виде лав на дно океана или внедряющиеся как интрузии в океанскую кору, появляются в результате сложных процессов плавления и дальнейших геохимических преобразований, протекающих в верхней мантии и земной коре. Совокупность этих процессов называется *петрогенезом*. Магма образуется в условиях, допускающих частичное плавление пород. Слегка пониженная плотность расплавов обуславливает их подъем через вышележащую литосферу в сторону земной поверхности. При подъеме расплавы подвергаются дифференциации, меняющей их состав. Каждый магматический расплав испытывает влияние целого ряда факторов, среди которых отметим следующие:

1. Состав исходного вещества мантии.
2. Степень частичного плавления вещества мантии и глубина, на которой магма отделяется от остаточной кристаллической фазы.
3. Скорость подъема выплавки, условия и степень дифференциации магмы на разных глубинах после отделения от остаточного вещества мантии.

4. Дифференциация в определенных глубинных резервуарах при прекращении подъема магмы.
5. Изменение парциального давления воды при кристаллизации магмы.
6. Смещение магм разного происхождения и состава на разных стадиях магматического процесса.

При наличии столь широкого набора факторов, контролирующих окончательный состав магматического расплава, не удивительно, что каждое индивидуальное эруптивное тело может отличаться от других небольшими, но генетически важными специфическими геохимическими, минералогическими или структурными особенностями.

Базальтовые магмы генерируются путем частичного плавления перидотитов или эклогитов в верхней мантии [123]. После сегрегации магма может медленно мигрировать к поверхности либо задерживаться на некоторой глубине, медленно охлаждаясь и подвергаясь кристаллизационной дифференциации. Новообразованные кристаллы обособляются в расплаве под действием силы тяжести, что приводит к изменению состава остаточного расплава. Процесс этот называют *фракционной кристаллизацией*. После выхода первой работы Боуэна в 1915 г. было показано, что путем фракционной кристаллизации разной степени можно из родоначальных перидотитовых выплавов вывести большинство составов магм. В этом процессе удаление из системы такого кристаллизовавшегося первым минерала, как оливин, меняет общий состав расплава, а следовательно, и характер геохимических реакций на любой последующей стадии эволюции магмы. Первыми кристаллизуются оливины, богатые магнием. При их выпадении в осадок из остаточного расплава начинают выделяться более железистые оливины. В ходе фракционной кристаллизации породы становятся все богаче SiO_2 . Кристаллизационная дифференциация при низких давлениях (на глубинах менее 10–15 км) особенно характерна для толеитовых магм, которые в результате этого процесса меняют свой состав в сторону кварцевых толеитов, тогда как щелочно-базальтовые магмы меняются в направлении трахитов. Другим важным процессом, контролирующим состав конечных расплавов, является смещение разных магм.

При рассмотрении состава и эволюции родоначальных базальтовых магм возникает ряд вопросов. Каков состав пород верхней мантии, из которых выплавляются первичные магмы? Каков состав этих первичных магм? Соответствуют ли океанские базальты составу первичной магмы или она в какой-то мере дифференцирована?

Первичная магма генерируется в глубинах верхней мантии, что делает задачу определения состава исходного вещества (т.е. первичного состава мантии) и самой этой магмы очень трудной. Теоретически выведено, что исходными породами являются либо перидотиты, либо эклогиты. *Пиролитовая модель* Кларка и Рингвуда [197] и Грина и Рингвуда [392] предполагает, что первичная базальтовая магма образуется путем частичного плавления особых гипотетических перидотитов (пиролитов), в составе которых одну треть составляет базальт и две трети — перидотит. Если состав мантии близок к пиролиту, то соотношение $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ в первичной мантийной магме должно быть в пределах от 68 до 73 [391, 521], так как модель предполагает химическое равновесие между расплавом и остаточным веществом исходного пиролита. Другими словами, состав базальтового расплава регулируется остаточными кристаллами оливина и пироксена, служащими буфером.

Вторым важным вопросом является состав первичной магмы. Первич-

ная магма представляет собой жидкость, образовавшуюся в результате равновесного плавления исходной породы и не подвергавшуюся кристаллизационной дифференциации. При застывании, либо непосредственном, либо после кристаллизационной дифференциации, из нее образуются базальты [353]. Для определения состава первичной мантийной магмы нужно, очевидно, доказать, что состав вещества не изменялся на любой стадии от первоначального выплавления до затвердения. Однако пока не выяснено, поднимается ли первичная магма к поверхности быстро, не меняясь существенно на своем пути, или она подвергается значительным преобразованиям за счет кристаллизационного фракционирования. Огромные объемы и относительная однородность океанских толеитовых базальтов привели некоторых авторов к заключению о близости их по составу к первичной магме. О'Хара [794, 795], однако, рассматривает базальты как продукты остаточного расплава, прошедшего интенсивную кристаллизационную дифференциацию, а не как результат застывания первичной магмы. Обычно считают, что большинство океанских базальтов подвергалось кристаллизационной дифференциации. На некоторой глубине, именуемой *глубиной сегрегации магмы*, степень частичного плавления достигает достаточного уровня (вероятно, 20–40%), а тектоническая обстановка такова, что происходит отделение жидкого расплава от остаточных кристаллов. После этого равновесие между жидкой и твердой фазами нарушается, что приводит к дальнейшему развитию фракционирования.

Из разнообразных моделей образования базальтов упомянем кратко следующие: состав магмы контролируется глубиной частичного плавления перидотита [620]; толеитовые базальты образуются путем выпадения оливина из глубинного родоначалного пикритового расплава [795, 522, 1155]; состав базальтов контролируется степенью и глубиной частичного плавления сухого мантийного перидотита и последующей дифференциацией магмы [393].

Один или множество мантийных источников? До сих пор мы рассматривали базальты как продукты частичного плавления и дифференциации вещества мантии. Отсюда возникает еще один важный вопрос: возможно ли существование многих мантийных источников базальтового расплава? Проведенные за последние несколько лет исследования малых элементов и изотопного состава океанских базальтов показали, что их нельзя получить из одного мантийного источника и что мантия должна быть гетерогенна, чтобы генерировать разные типы базальтов с четко различимыми геохимическими признаками. Мы уже видели, что среди базальтов срединных хребтов и некоторых океанских островов, таких как Гавайские или Исландия, преобладают низкокальциевые толеиты. Несмотря на сходство основного химического состава, вулканиты в этих двух обстановках различаются существенно по геохимии малых элементов и изотопному составу. Дж. Г. Шиллинг, С. Р. Харт и др. показали, что толеиты срединных хребтов (рис. 7-8, 7-9) отличаются низкими концентрациями литофильных элементов с большими ионными радиусами (сокращенно LIL)—La, Rb, Cs, Ba, Sr, а следовательно, большими величинами отношений K/Rb, K/Ba и т. д. Незначительны также концентрации K, P Ti и величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7-9). Эти отличия создаются, возможно, разными мантийными источниками либо отражают различную глубину магмообразования [908]. Данные по изотопам свинца приводят к заключению, что мантийные источники сохраняют свою специфику в течение весьма длительного времени (1–2 млрд. лет) [1013]. Однако, поскольку многие океанские острова

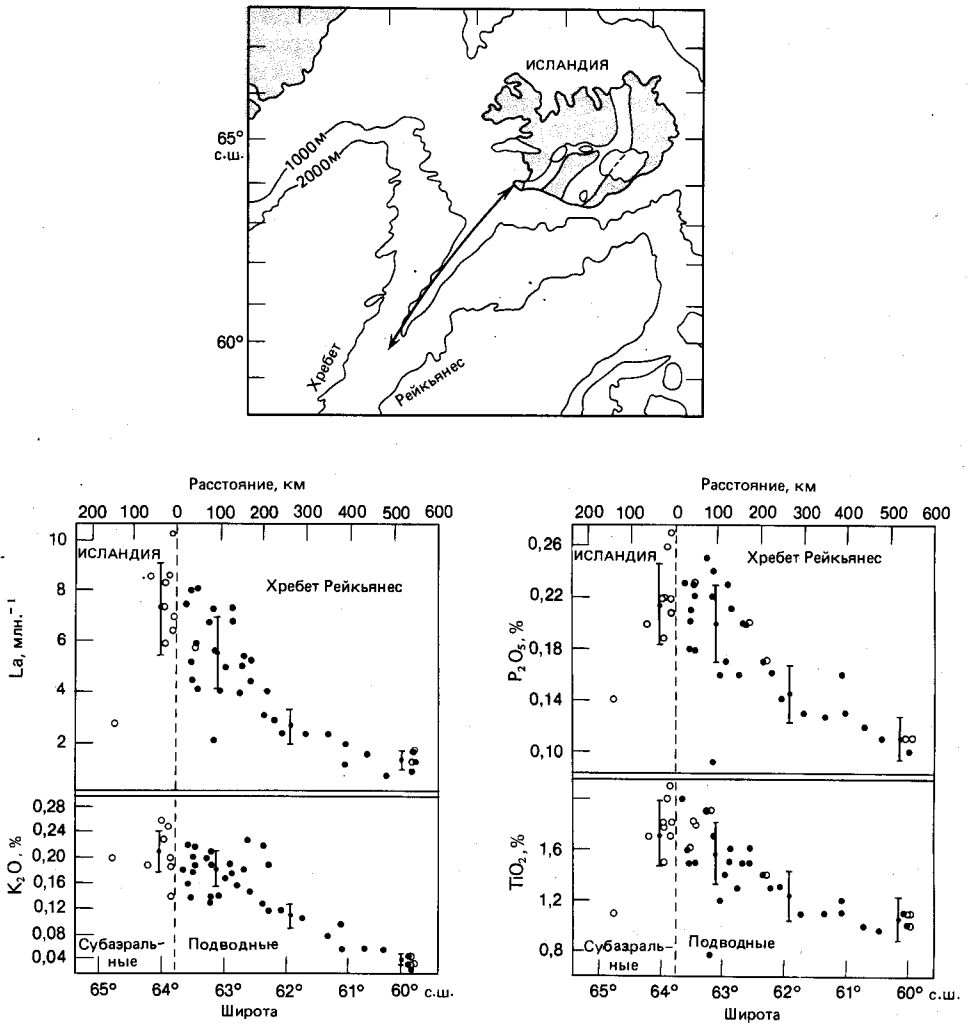


Рис. 7-8. Вариации концентраций La, K₂O, P₂O₅ и TiO₂ в толеитовых базальтах вдоль простираения хребта Рейкьянес к юго-западу от Исландии. Наблюдаются закономерные изменения. Пределы ошибок показаны вертикальными отрезками [908].

находятся вблизи срединных хребтов, трудно установить, каким образом эти различия источников магмы могут сохраняться.

Некоторые из предложенных моделей решают данную проблему, предполагая поступление магмы с разных глубин мантии. Первой и наиболее широко известной работой по проблеме различий состава базальтов океанских островов и срединных хребтов является статья Дж. Г. Шиллинга и его коллег. В ней приведены химические анализы образцов базальтов, добытых драгой вдоль Срединно-Атлантического хребта к югу от Исландии (хребет Рейкьянес) и к северу от Азорских островов. Среди образцов были как срединно-океанские, так и островные базальты. Обнаружились резкие вариации содержания литофильных элементов с большими ионными радиусами:

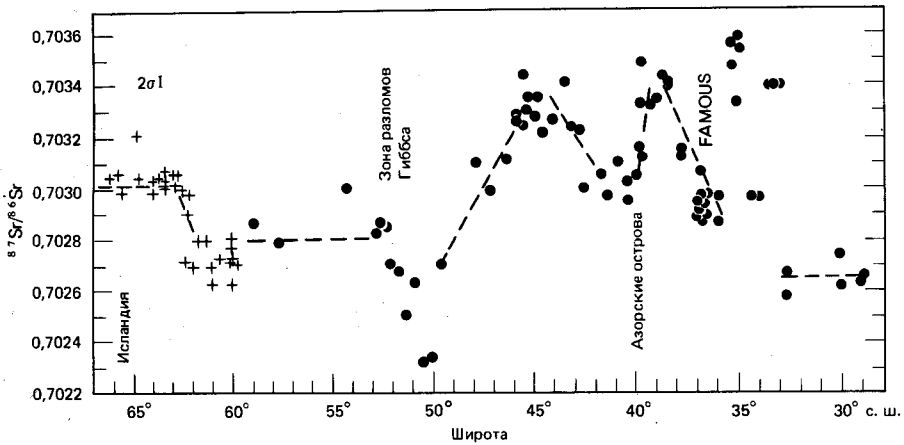


Рис. 7-9. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в зависимости от географической широты вдоль простирающегося Срединно-Атлантического хребта. Относительно высокие значения обнаружены не только вблизи Исландии и Азорских островов, т. е. над горячими точками, но также на 45 и 35° с. ш. FAMOUS — район работ Франко-Американской экспедиции по исследованию срединных хребтов. Масштаб точности определений (2σ) показан в левом верхнем углу графика (J. G. Schilling, W. M. White, см. Nature, 1976, v. 263, p. 661).

концентрация их уменьшалась закономерно в южном направлении от Исландии вдоль Срединно-Атлантического хребта и возрастала снова вблизи Азорских островов. Большие геохимические различия Шиллинг интерпретировал как результат смещения двух главных типов вещества мантии. Резервуар, откуда поступает магма для образования срединно-океанских толеитов (MORB), размещен, по его представлению, в зоне пониженных сейсмических скоростей в астеносфере, где слой частично расплавленных пород мантии находится на глубинах между 75 и 250 км. Источник базальтовой магмы океанских островов залегает на глубинах более 250 км под астеносферой и связан с поверхностью поднимающимися «плюмажами» магмы (рис. 7-10). Это и есть горячие точки Морганя и Уилсона, рассмотренные в гл. 5. Магмы мантийных струй (плюмажей) обогащены легкими лантаноидами, а также радиогенными изотопами Sr и Pb. Базальты мантийных струй в 3–4 раза богаче хлором и бромом, чем срединно-океанские базальты. Последние обеднены легкими редкоземельными элементами, а изотопные отношения Sr и Pb в них низкие [1060]. Различия состава базальтов этих двух типов (рис. 7-8, 7-9) обусловлены крупномасштабными процессами перемешивания магм мантийных струй и относительно глубинных (абиссальных) толеит-базальтовых расплавов. Возникающий при этом «гибридный» состав редких земель наблюдается в базальтах хребта Рейкьянес и Аденского залива [908]. Следовательно, геохимические признаки базальтов привели некоторых авторов к выводу о существовании по меньшей мере двух источников магмы. Более поздние исследования, однако, показали, что состав базальтов может быть еще более разнообразным, свидетельствуя о существовании других дополнительных мантийных источников магмы.

О'Хара [796] и другие авторы интерпретировали различия в содержаниях литофильных элементов LIL как следствие фракционной кристаллизации или вариаций степени частичного плавления одного и того же первич-

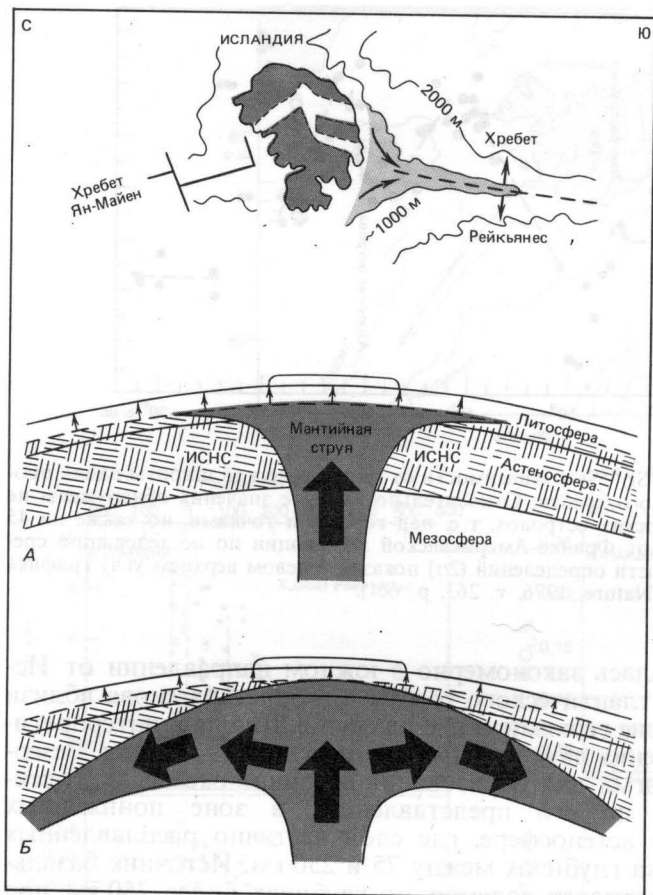


Рис. 7-10. Две модели мантийной струи (плюмажа), предложенные Шиллингом [908] для объяснения наблюдаемых геохимических градиентов вдоль хребта Рейкьянес, к юго-западу от Исландии. Заштрихована зона глубин, где может начаться восходящее внедрение магмы. На модели А первичная мантийная струя около Исландии поднимается быстро вдоль оси спрединга. На модели В восходящая мантийная струя с боков постепенно погружается, приобретая форму грозовой тучи; скорость разгрузки больше, чем на модели А. ИСНС – источник низких скоростей сейсмических волн [908].

ного источника магмы. Они предполагают существование стационарных взаимоотношений между поступлением новых порций магмы в камеру и фракционной кристаллизацией. При этом литофильные малые элементы могут отделиться от основных породообразующих элементов, концентрируясь по отношению к минеральным фазам мантии в расплаве. В жидкой фазе должна, таким образом, сосредоточиваться большая часть этих компонентов. Шиллинг [908] и Харт и др. [425] отвергли такую точку зрения из-за отчетливых различий изотопных отношений Sr и Pb в двух рассматриваемых типах магм. По их мнению, невероятно, чтобы фракционная кристаллизация могла повлиять на изотопное отношение Sr. О'Хара [796], однако, считает отклонения изотопных отношений недостаточными для отказа от модели фракционной кристаллизации, полагая даже, что меха-

низм, обуславливающий эти отклонения, может и не привести к существенным различиям элементарного состава. Тем не менее изотопные данные неопровержимо доказывают существование отдельных мантийных источников, а также глубинное положение источника (или нескольких источников) мантийных струй магмы. Такие источники могут оставаться закрытыми системами в течение достаточно длительного времени, чтобы накопить собственные радиогенные изотопы и запасы тепла, прежде чем магма поднимется в виде плюмажей, перенося изначальное вещество к поверхности Земли [908]. В ходе частичного плавления изотопы Pb и Sr гомогенизируются. Последующая фракционная кристаллизация не в состоянии изменить изотопные отношения этих тяжелых элементов, если она происходит в течение всего нескольких миллионов лет и не сопровождается контактиацией породами коры [1013]. Поскольку концентрация литофильных малых элементов с большими ионными радиусами может в ходе частичного плавления и фракционной кристаллизации меняться, изотопные отношения служат, вероятно, наиболее надежными индикаторами первичных мантийных магм. Такая интерпретация возможна на основе отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так как на изотопный состав влияет различие химического состава магм. Например, при радиоактивном распаде ^{87}Rb образуется ^{87}Sr , тогда как ^{86}Sr не имеет радиоактивного предшественника. Более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах океанских островов, таким образом, указывают на то, что питающий их мантийный источник содержит больше рубидия по сравнению со стронцием, чем магма, поступающая в срединно-океанские хребты.

Изотопные отношения используются в настоящее время для установления времени разделения мантии на химически различные резервуары, дающие базальты с определенными изотопными отношениями. Предварительные оценки порядка 1,6 млрд. лет ставят под сомнение теоретические заключения о том, что этот процесс мог протекать непрерывно в течение нескольких миллиардов лет.

Таким образом, имеются веские доказательства в пользу существования в мантии истощенного в изотопном отношении слоя пониженных сейсмических скоростей, служащего источником магмы для образования нормальных базальтов срединных хребтов. Слой этот существенно однороден в пространстве и времени и имеет глобальное распространение. С другой стороны, мантийные магмы, питающие вулканизм океанских островов, не только отличимы от нормальных срединно-океанских базальтовых магм по изотопным соотношениям и составу редких земель, но различаются еще и между собой. Они характеризуются региональной локализацией и, по-видимому, поступают с больших глубин мантии.

Фракционная кристаллизация базальтов Срединно-Атлантического хребта. Судя по составу малых элементов и изотопным соотношениям, магма, создающая нормальные базальты Срединно-Атлантического хребта, исключительно однородна на больших пространствах. Но определенное значение имеют вариации, наблюдаемые в содержании порообразующих элементов. Сначала предполагали, что общий химический состав базальтов однороден, но в ходе исследований драгированных образцов и кернов скважин глубоководного бурения выявили различия как в пределах отдельных отрезков хребта, так и между разными центрами спрединга. Такие вариации состава обусловлены скорее фракционной кристаллизацией и перемешиванием магм, чем разными источниками первичных магм.

Структура базальтов меняется от афировой (тонкозернистой, лишенной

вкрапленников) до четко выраженной порфировой с содержанием вкрапленников около 10%. Чаще всего фенокристы представлены оливином, плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В некоторых богатых оливином разностях присутствует шпинель. Часто встречаются богатые плагиоклазом порфировые базальты, в которых размер отдельных фенокристов плагиоклаза достигает 15 мм [409]. Во вскрытых бурением разрезах Срединно-Атлантического хребта [353] и на полигоне FAMOUS описаны наряду с другими типами базальтов [140] также примитивные разности с большими значениями отношения $MgO/(MgO + FeO)$ и повышенным содержанием Ni, но количество их невелико. Возможно, что эти примитивные базальты образованы из первичной мантийной магмы. Большинство же базальтов хребта претерпели химическую эволюцию и не могут представлять первичную магму. На полигоне FAMOUS, например, были отобраны образцы оливиновых порфировых базальтов, вероятно являющихся продуктом наиболее молодых извержений в осевой зоне рифта [140].

Базальты из скважин, пробуренных на Срединно-Атлантическом хребте в 46-м рейсе «Гломара Челленджера», принадлежат, по-видимому, к двум главным химическим типам: низкокальциевому — низкоалюминиевому слабо порфировому и высококальциевому — высокоалюминиевому порфировому [599]. Ни тот ни другой из них существенно не отличается от среднего срединно-океанского базальта (MORB). Основная масса типичного срединно-океанского базальта сложена ассоциацией оливина, плагиоклаза, авгита, титаномагнетита и в некоторых случаях ильменита. Фенокристы представлены оливином, плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Вариации состава всех этих разновидностей базальтов, как и некоторых других, обусловлены фракционной кристаллизацией.

Вариации состава базальтов можно выразить в виде вариационных графиков пар породообразующих элементов или их отношений. В качестве примера приводим график взаимозависимости отношения FeO/MgO и содержания титана (рис. 7-11). Данные для базальтов Северной Атлантики ложатся на подобном графике в поле, имеющее форму параллелограмма, длинная диагональ которого приблизительно совпадает с прямой, соответствующей соотношению FeO/MgO и TiO_2 , равному 1:1 [140]. Вариации главных компонентов, отражающие проявления фракционной кристаллизации, могут, следовательно, быть существенными на коротких расстояниях вдоль хребта. Более того, вариации в содержаниях породообразующих элементов в базальтах из одной скважины, как оказалось, сильнее, чем в базальтах из разных скважин [1033].

Результаты бурения фундамента на разных расстояниях от Срединно-Атлантического хребта показывают, что наблюдаемые геологические и минералогические характеристики слоя 2 установились, вероятно, уже в самом начале истории раскрытия Атлантики и с тех пор существенно не менялись. В ряде ранних работ [23, 703] было высказано предположение, что вариации состава базальтов являются функцией расстояния от срединно-океанского хребта. Но на основании новых исследований, прежде всего глубоководного бурения, была доказана его несостоятельность. С другой стороны, детальное опробование базальтов на полигоне FAMOUS выявило закономерные изменения их состава в направлении от центра рифтовой долины к бортам [140]. В лавах из центра рифта отношение оливина к пироксену выше, и они содержат хромшпинель. Стекла в образцах с бортов долины обогащены TiO_2 , K_2O , H_2O и имеют повышенное значение FeO/MgO по сравнению с лавами центральной зоны. Эти различия объясняются фрак-

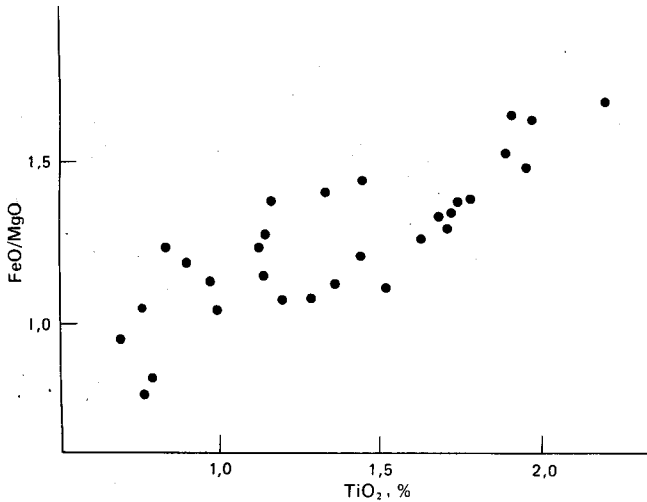


Рис. 7-11. Вариации FeO/MgO и TiO₂ в свежих базальтах и стеклах Атлантического океана. Образцы из кернов бурения и драг [141].

ционной кристаллизацией. Состав стекла на флангах можно получить из стекол лав центральной зоны путем удаления примерно 29% (по массе) фенокristов в соотношениях: 5,7 плагиоклаза, 2,5 оливина, 1,8 моноклинного пироксена. Другие процессы (возможно, перенос летучих) должны оказать дополнительное влияние на обогащение лав на склонах K₂O, TiO₂ и H₂O. Брайен и Мур [140] предложили модель, в которой кристаллизационная дифференциация происходит в неглубокой узкой магматической камере, расположенной под осевой рифтовой долиной. В камере устанавливается зональность состава магмы. Магматизм центральной части рифта представлен внедрениями даек, поступающими из сильно разогретой осевой зоны камеры, тогда как на фланги поступают лавы из более холодных дифференцированных расплавов ее краевых зон.

Модель генерации и преобразования магмы. Установлено несколько типов примитивных магм, состав которых нельзя объяснить фракционной кристаллизацией в неглубоких коровых магматических камерах. Такие магмы должны поступать из разных по составу мантийных источников или образовываться в результате различных процессов плавления. Это означает либо гетерогенность мантии, либо существование нескольких зон плавления и выделения магмы в астеносфере. Холл и Робинсон [409] предложили модель генерации и преобразования магмы для случая нормальных базальтов срединно-океанских хребтов (рис. 7-12). Первичные оливин-толеитовые базальтовые магмы образуются путем частичного плавления перидотитовой мантии на глубинах примерно 30–35 км, соответствующих зоне низких скоростей поперечных волн. Интенсивное плавление мантии происходит только в том случае, если температура и давление выше кривой плавления сухого перидотита. Вариации глубины и степени частичного плавления вызывают лишь небольшие изменения состава примитивных магм. Затем более легкие расплавы в силу своей «плавучести» поднимаются через вышележащие породы мантии (рис. 7-12). Происходит фракционная кристаллизация оливина и плагиоклаза, которые становятся фенокristами многих лав. Кристаллизационная дифференциация в глубоких магматических камерах

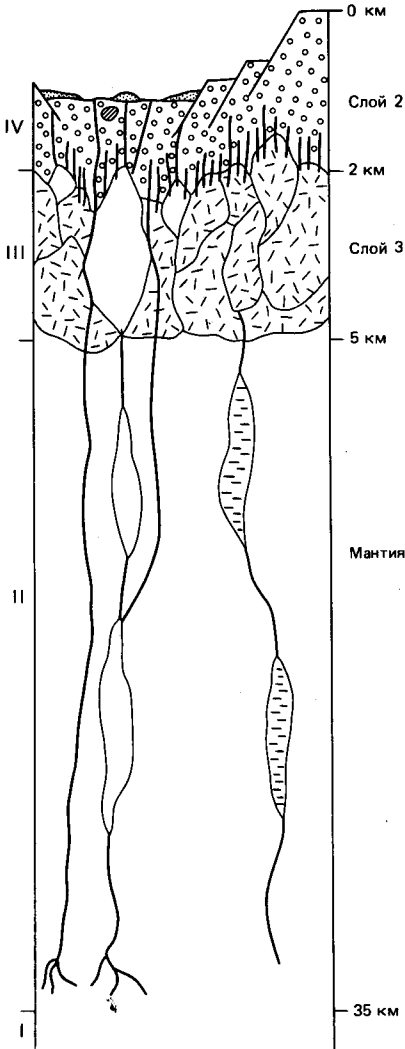


Рис. 7-12. Разрез океанской коры и верхней мантии под гребнем Срединно-Атлантического хребта, согласно одной из возможных моделей генерации и движения магмы (масштаб не выдержан). По этой модели магма генерируется на глубине около 35 км в результате частичного плавления пород мантии. Будучи легче, магма поднимается, но может задерживаться на разных уровнях. При временной задержке в глубинных мантийных камерах состав магмы может меняться за счет кристаллизации минералов или инъекций новых порций магмы из мантии. Двигаясь вверх, магма снова может быть захвачена камерами разного размера в габбровом слое нижней части коры. Габбро образуется при медленном охлаждении магмы в камере. Оттуда остатки магмы после кристаллизации габбро могут в конце концов изливаться на поверхность дна в виде покровов или пиллоу-лав, образуя верхний слой коры. Граница между этим слоем и нижележащим габбро рассечена комплексом параллельных даек, представляющих собой реликты магмоподводящих каналов [409]. Римскими цифрами обозначены: I—зона частичного плавления мантийного перидотита, в результате чего образуется примитивная оливин-толеитовая магма; II—зона подъема магмы в верхней мантии. В одних случаях магма поднимается прямо в верхние слои, в других—задерживается на время в глубинных магматических камерах, испытывая дифференциацию при высоких давлениях; из минеральной ассоциации оливин + плагиоклаз + клинопироксен ± ортопироксен образуются габбро, лерцоты и гарцбургиты. Периодические внедрения примитивной магмы из глубин мантии приводят к разной степени перемешивания магм; III—зона магматических камер низкого давления, в которых происходит кристаллизационная дифференциация с образованием ассоциации оливин + плагиоклаз ± ± клинопироксен ± шпинель. Небольшие порции магмы закупориваются и подвергаются интенсивному фракционированию с образованием плагиоклазовых порфировых лав. В другие камеры периодически впрыскиваются новые порции магмы из глубин, что приводит к перемешиванию разных магм. Верхняя часть слоя 3 рассечена дайковым комплексом; IV—зона экструзии пиллоу-лав на дно рифта; образуются смеси эффузивов и базальтовых брекчий с подчиненным количеством осадков. Оливин-порфировый базальт извергается в осевой зоне рифта, а плагиоклаз-порфировый—на флангах. Нижняя часть рассечена комплексом параллельных даек. В небольшом количестве встречаются диапиры интрузивных пород.

приводит к образованию содержащих ортопироксен кумулятивных габбро и перидотитов. Так как магматическая камера расположена под осевой зоной срединного хребта, в нее постоянно поступают новые порции магмы, а магма верхних горизонтов резервуара изливается, образуя вышележащие лавы и дайки.

Примитивная магма, которая впрыскивается в магматическую камеру повторно, смешивается с уже дифференцированной магмой предыдущих инъекций [869]. Такая модель, предполагающая стационарный режим, объясняет образование больших объемов умеренно дифференцированных толеитов без крупных магматических камер. Подобный механизм предсказывает относительно редкую встречаемость как примитивных, так и сильно дифференцированных базальтов по сравнению с умеренно дифференцированными, которые преобладают в океанской коре [869]. Разные типы базальтов встречаются в виде пачек мощностью от 50 до 200 м, которые отражают генерацию и дифференциацию магмы отдельными порциями. Отсюда следует, что внедрение магмы представляет собой скорее эпизодический, чем стационарно протекающий процесс. Более того, переслаивание базальтов различного состава указывает на одновременное существование нескольких магматических камер ограниченного размера, а не одной большой камеры. Эпизодические извержения лав из таких подрифтовых камер на дно океана приводят к возникновению сложной стратификации базальтов в слое 2. В результате этого же процесса создается, вероятно, комплекс подповерхностных параллельных даек вблизи границы слоев 2 и 3 океанской коры. На удалении от оси рифта магматические камеры заполняются путем нарастания кристаллических масс на дне и в кровле.

Изменения в коре после ее образования

Вторичные преобразования и выветривание пород океанской коры. Образовавшиеся магматические породы океанской коры подвергаются затем вторичным изменениям в результате выветривания и метаморфизма. Как и следовало ожидать, доля выветрелых пород с признаками вторичных изменений в стекловатой основной массе и в корках закалывания пиллоу-лав возрастает по мере удаления от оси срединных хребтов. Вторичные изменения являются результатом воздействия на базальты холодных океанских вод. При этом происходит обмен элементами между водой и породой. Как показало глубоководное бурение, наибольшее значение в выветривании океанской коры имеет просачивание морской воды через породы по многочисленным трещинам и пустотам. Этот процесс играл весьма существенную роль в регулировании состава морской воды. Судя по ассоциациям вторичных минералов, такое преобразование пород протекает при температуре ниже 20°C. Высокие термоградиенты на оси срединного хребта усиливают конвективную циркуляцию морской воды через океанскую кору, слегка повышая их температуру, что приводит к низкотемпературным гидротермальным преобразованиям пород. В отличие от метаморфизма, развитого на континентах, в океанской коре метаморфические процессы происходят в условиях растяжения. Поэтому температуры метаморфизма в океанской коре значительно ниже, чем в континентальной. Свидетельств *циркуляции* в базальтах высокотемпературных *гидротермальных растворов* очень мало, даже на самых глубинных уровнях коры, пройденных бурением. Это удивительно, поскольку большинство моделей теплового потока

через океанскую кору предсказывает интенсивную высокотемпературную циркуляцию и обилие выходов гидротермальных источников в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов [284].

Низкотемпературные изменения характерны для всей верхней части океанской коры, что было бы невозможно без значительной трещиноватости пород. Листер [661] подсчитал, что среднее расстояние между трещинами в молодой океанской коре равно примерно 30 см. Это первичные трещины отдельности (например, подушечной или столбчатой), образовавшиеся при быстром остывании вулканических пород. Скорость остывания, а следовательно, и трещиноватость наибольшие вблизи гребней срединно-океанских хребтов. Гидротермальная циркуляция поэтому начинается на гребне хребта сразу же после образования новой океанской коры. Сравнение с офиолитовыми комплексами приводит к выводу, что морская вода проникает внутрь коры до глубин 2–5 км. Основная часть низкотемпературных преобразований базальтов завершается за 1–2 млн. лет после извержения. Однако сохранение в древней (50–100 млн. лет) коре минералов, не устойчивых к вторичным изменениям, указывает на то, что после ранних стадий формирования океанская кора теряет непосредственный контакт с морской водой [409]. Это связано с все возрастающим заполнением трещин вторичными минералами, выпадающими из циркулирующих по ним морских вод.

В разрезах глубоких скважин отчетливо выделяются две фазы вторичных изменений. В раннюю фазу оливин и стекло в интерстициях замещаются глинистым минералом – смектитом, что приводит к обширной гидратации базальтов. Вторая фаза представляет собой диффузию поровой воды в базальты, в результате чего образуются ореолы часто в 20–30 раз шире трещин [409]. Вторичными минералами являются цеолиты. При всех этих процессах в составе водных минералов (цеолитов, хлоритов, глинистых минералов) в океанской коре фиксируются огромные массы морской воды.

Высокотемпературная гидротермальная деятельность. В 1970-е годы было собрано много фактов, свидетельствующих о широком распространении в осевой зоне срединно-океанских хребтов высокотемпературной гидротермальной деятельности. Эти факты были обобщены Эдмондом [284]. Первым из таких фактов было обнаружение обогащенных железом и марганцем осадков на хребтах с быстрым спредингом и в базальтном слое осадочного чехла, непосредственно перекрывающем базальтовый фундамент (см. гл. 14). Решающее значение имели данные о тепловом потоке, показавшие, что основная часть тепла выделяется путем конвекции из океанской коры при новообразовании базальтового слоя [11]. Суммарные тепловые потери через все срединно-океанские хребты составляют по расчетам 10^{19} кал/год. Отсюда следует, что гидротермальная деятельность представляет собой неразрывную составную часть процесса спрединга океанского дна. В начале 70-х годов в придонных водах над Галапагосским центром спрединга было обнаружено несколько высокотемпературных струй [1134]. Затем в 1977 г. последовало открытие в этом же районе полей активных гидротермальных источников с помощью исследовательских подводных лодок [204]. Эти открытия послужили толчком к разворачиванию работ по программе исследования гидротерм.

Самым сенсационным было открытие гидротермальных построек высотой до 10 м, сложенных сульфидами, сульфатами и окислами. Из них вырываются струи горячих (не менее 350°C) растворов, которые, смешиваясь

с окружающей водой, отлагают вокруг источников, названных черными и белыми *курильщиками*, разнообразные минералы [681]. Дно вокруг выходов гидротерм иногда покрыто холмиками пирита и халькопирита высотой в несколько метров. На самом выходе из жерла струи флюидов совершенно прозрачные, не содержат никаких признаков взвеси, но при соприкосновении с окружающей водой в них образуется черный осадок. Облака крайне тонкодисперсных сульфидных минералов вздымаются на десятки метров над жерлами. На вершинах построек, по форме напоминающих каминные трубы высотой 6–9 м и толщиной у основания несколько метров, обнаруживаются многочисленные отверстия. Осадочные образования, связанные с выходами гидротерм, явно незначительны по объему и покрывают тонким слоем пиллоу-лавы. Горячие гидротермальные растворы содержат очень много H_2S , SiO_2 , Mn , а также CO_2 , H_2 и CH_4 [284]. Кроме того, они относительно обогащены K , Ca , Li , Rb , Ba .

Высокая концентрация в гидротермах H_2S способствует бурному развитию сульфидоксилирующих бактерий, которые служат первым звеном в пищевой цепи для обильной и разнообразной донной фауны фильтраторов. Возникает самообеспечивающееся биологическое сообщество. Таким образом, изучение гидротермальной деятельности привело к крупнейшему биологическому открытию. Кроме того, для геохимических циклов и балансов вещества в океане гидротермальная деятельность также имеет большое значение. Например, гидротермальная циркуляция океанских вод в недрах срединно-океанских хребтов может внести существенный вклад в удаление из океана сульфата магния и доломита. Обычные пути удаления этих компонентов недостаточны для сбалансирования их ежегодной поставки реками. «Избыток» накапливающегося в осадках кальция относительно его поступления с континентов можно также отнести за счет гидротермальной поставки. Возможно, что гидротермами срединно-океанских хребтов поставляется весь марганец, осаждающийся в глубоководных областях океана [284].

Намагничивание океанской коры

Линейные магнитные аномалии представляют собой контрасты между прямой и обратной намагниченностью океанской коры [1096] (гл. 5). Но поступает ли магнитный сигнал из всей литосферы или только из отдельных ее частей? Вайн и Меттьюз [1096] предполагают, что глубина знакопеременного намагничивания океанской коры связана с точкой Кюри (изотермой, гипсометрически выше которой происходит спонтанное намагничивание), расположенной глубоко внутри верхней мантии. Однако, согласно более поздним моделям, почти всю остаточную намагниченность относят к базальтовому слою 2, или даже к верхним 200–500 м этого слоя, где породы, по данным драгирования, оказались интенсивно намагниченными.

Глубокие скважины, пробуренные в Атлантическом океане выявили гораздо более сложную магнитную структуру разрезов слоя 2, чем считалось прежде. Простая модель чередования равномерно намагниченных блоков прямой и обратной полярности, как выяснилось, неверна. Об этом свидетельствует ряд фактов: отчетливые инверсии в разрезах скважин, большие закономерные отклонения величины наклона от ожидаемой дипольной, большие вариации интенсивности и заметная латеральная неоднородность намагниченности базальтов (в том числе инверсии) в соседних скважинах,

пробуренных на расстоянии всего нескольких сот метров одна от другой. Более того, на магнитные свойства базальтов сильно влияет степень низкотемпературных вторичных изменений, хотя стабильная остаточная намагниченность остается доминирующей. Ни одна из глубоких скважин не достигла подошвы интенсивно намагниченного слоя.

В противовес прежним представлениям верхние несколько сот метров фундамента океанской коры, возможно, не играют решающей роли в создании линейных магнитных аномалий. Магнитные свойства, измеренные в кернах скважин, плохо согласуются с магнитными аномалиями. Интенсивность намагничивания в базальтах слоя 2 из глубоких скважин слишком низка, чтобы ею можно было бы объяснить амплитуду аномалий. Если средняя величина остаточной намагниченности, измеренная в базальтах из кернов скважин, является представительной для всего магнитовозмущающего слоя, то мощность этого слоя должна быть больше 1 км [594, 672]. Источник существенной доли амплитуд аномалий находится, возможно, в более глубоких слоях океанской коры. Теперь выясняется, что габбровый слой 3, вероятно, вносит заметный вклад в магнитные аномалии океанского дна, хотя он намагничен слабее, чем базальтовый слой 2. Огромные массы габбро могут вполне компенсировать их слабую намагниченность.

8. ОКЕАНСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

... мой дух устремлен
К тайнам моря,
И сердце Великого океана
Передает мне свой захватывающий пульс.
Генри Водсворт Лонгфелло

Введение

Геолог должен знать и понимать особенности океанской циркуляции и контролирующие ее факторы. Распространение осадков, организмов, многих крупномасштабных геологических явлений и геохимическое фракционирование между океанами определяются главным образом циркуляцией в водной толще. Морской геолог сталкивается в основном с параметрами, которые определяют характеристики морской воды и циркуляцию.

Нагревание земной поверхности за счет солнечной энергии происходит неравномерно: низкие широты получают значительно больше тепла, чем полярные области. Конвективные течения в атмосфере и океане перераспределяют приходящую от Солнца тепловую энергию в сложной трехмерной системе циркуляции. Климатическое значение океанов огромно. Они действуют как гигантские резервуары тепла, отдают его в холодную атмосферу и получают от теплой атмосферы и в то же время сами сохраняют почти постоянную температуру. Тепло переносится из низких широт в высокие океанскими течениями и ветром. Главными движущими силами поверхностной циркуляции и переноса тепла являются господствующие ветры. Морская вода также находится в движении из-за различий в ее плотности, обусловленных колебаниями температуры (теплые воды менее плотные) и солёности (более солёные воды плотнее). Поскольку в полярных областях вода холоднее и плотнее, она погружается. Опускающаяся водная масса доходит примерно до уровня, соответствующего ее плотности в водной толще, и растекается. Вследствие этого горизонтальные изменения температуры и солёности значительно меньше, чем вертикальные.

Перемещения воды, обусловленные различиями в плотности, называются *термогалинной циркуляцией*. Еще в 1814 г. А. фон Гумбольдт пришел к заключению, что холодные глубинные воды в низких широтах не могут образовываться на месте, а должны приходить к экватору из высоких широт. Эти течения, скорости которых максимальны у дна, сильно зависят от рельефа. Следовательно, особенности рельефа океанского дна влияют на направления и скорости придонных течений, а последние в свою очередь оказывают значительное воздействие на донные осадки.

Термоклин и пикноклин. Различия плотности обуславливают стратификацию водной толщи по вертикали. Течения на разных глубинах могут иметь различные направления. Степень изменения плотности с глубиной определяет стабильность водной массы, или неспособность перемещаться по вертикали. По изменениям в температуре и плотности водная толща может быть разделена на три зоны (рис. 8-1). Почти повсеместно в океанах температура понижается с глубиной, причем особенно быстро в верхней части водного столба. В низких широтах температура на поверхности равна обычно $+20^{\circ}\text{C}$, на глубине 500 м она снижается до $+8^{\circ}\text{C}$, на 1000 м — до

+ 5°C и на 4000 м—до + 2°C. Поверхностный слой относительно теплых вод (до 200 м) представляет собой как бы линзу, плавающую на огромной толще более холодных и соленых вод глубинной зоны. Поверхностная зона составляет лишь 2% объема океанских вод. Эти сферы—холодная и теплая—разделяются зоной резкого изменения температуры и плотности, называемой *термоклин*ом (рис. 8-1) или *пикноклин*ом. Вследствие плотностной стратификации передача количества движения горизонтальных потоков между сферами очень мала. Поверхностные воды с малой плотностью не могут легко погружаться сквозь пикноклин. В поверхностном слое преобладают ветровые (дрейфовые) течения. Этот турбулентный слой слабо связан с более глубокой циркуляцией, контролируемой термогалинными процессами. Любое взаимодействие между ними происходит путем подъема холодных вод и опускания теплых вод в определенных районах.

Поверхностный слой океанов хорошо перемешивается ветрами и волнами, а также за счет сезонного охлаждения и увеличения солёности при испарении. По этим причинам его часто называют *перемешанным слоем*. Здесь морские растения осуществляют фотосинтез, что делает верхний слой первичным источником пищи в океане. В высоких широтах, где поверхностные температуры низкие и близки к температурам глубинных вод, постоянный термоклин отсутствует, хотя обычно развивается сезонный термоклин (рис. 8-1). В средних широтах сезонные колебания температуры на поверхности обуславливают большие вертикальные градиенты температуры летом, чем зимой. Большая часть океанских вод, находящихся глубже термоклина, образуется в полярных и субполярных областях. В высоких широтах, являющихся источником холодных глубинных вод, холодные водные массы взаимодействуют с атмосферой. Это приводит к аэрации холодных вод, без которой глубинные слои океанов были бы бескислородными.

Слой минимума кислорода. Атмосфера является основным источником кислорода для морских вод, и поверхностные воды почти насыщены им. В большинстве районов океана содержание растворенного кислорода убывает с глубиной до относительно низких значений на промежуточных глу-

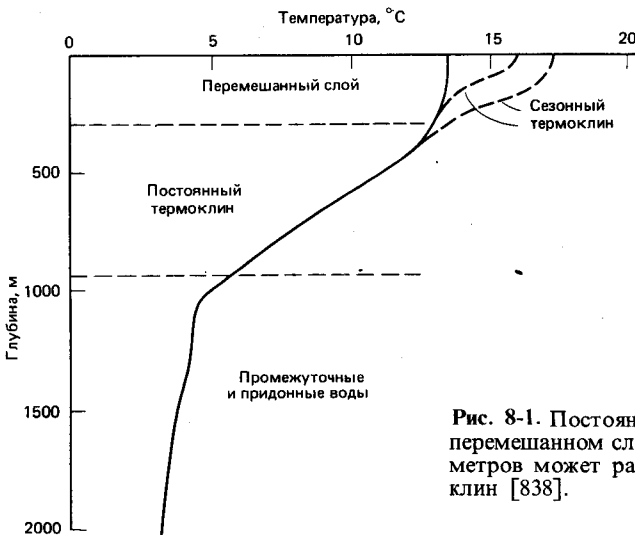


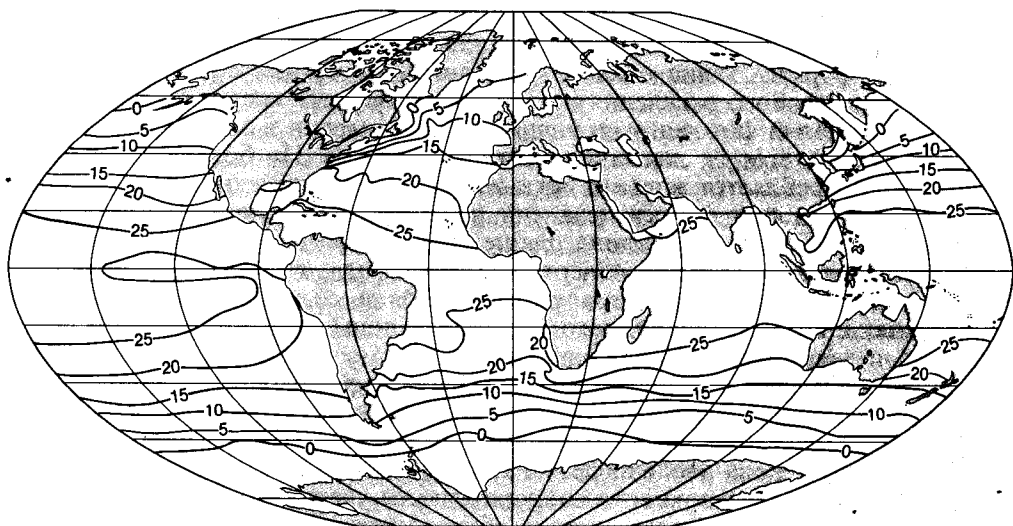
Рис. 8-1. Постоянный термоклин. В верхнем перемешанном слое толщиной несколько сот метров может развиваться сезонный термоклин [838].

бинах (150–1000 м). Эта зона, названная *слоем кислородного минимума*, очень важна с геологической точки зрения, так как ее существование обуславливает формирование осадков, обогащенных органическим веществом в результате слабого окисления (гл. 14). Атмосферный кислород, так же как и продуцируемый фотосинтезирующими организмами в эвфотической зоне океана, расходуется на дыхание живых организмов. На больших глубинах кислород потребляется живыми организмами и на окисление детрита, но не возмещается за счет фотосинтеза или перемешивания, поскольку эта зона находится уже ниже термоклина. Выше термоклина процессы перемешивания обеспечивают высокое содержание кислорода, а фотосинтезирующие организмы снижают концентрацию фосфатов и силикатов в воде. Ниже термоклина, в слое кислородного минимума, воды обогащены этими питательными веществами. Ниже термоклина перемешивание в водной толще значительно слабее, но зоопланктон и нектон процветают из-за близости источников пищи. Их дыхание снижает содержание кислорода в воде, но на больших глубинах, где численность этих организмов сокращается, содержание кислорода снова увеличивается. Подъем таких богатых питательными веществами вод к поверхности сопровождается увеличением биологической продуктивности, что в свою очередь обуславливает более мелководное положение слоя кислородного минимума из-за усиления потребления кислорода животными.

Низкое содержание кислорода характерно также для более старых глубинных водных масс. Придонные воды, формирующиеся на поверхности или в подповерхностном слое в полярных областях, богаты кислородом. По мере движения этих придонных вод через глубоководные бассейны они стареют и обедняются кислородом благодаря дыханию животных и окислению органического детрита. Следовательно, содержание кислорода в глубинных водах служит показателем их возраста.

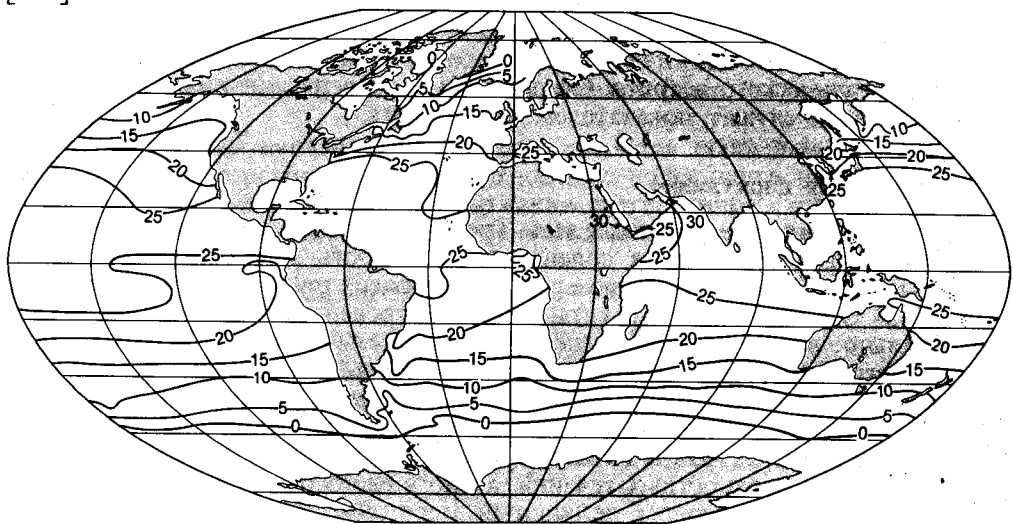
Поверхностная циркуляция

Температуры поверхностных вод. Тремя важнейшими характеристиками воды являются температура, соленость и плотность. Поверхностные температуры варьируют от точки замерзания в высоких широтах зимой до более чем $+28^{\circ}\text{C}$ в низких широтах (рис. 8-2). Распределение температур широтно-зонально: линии равных температур (изотермы) имеют в целом широтное простираение (рис. 8-2). Самые высокие температуры воды отмечаются немного севернее экватора. Среднегодовая температура поверхностных вод Мирового океана около $+17^{\circ}\text{C}$, причем в Северном полушарии она значительно выше (19°C), чем в Южном (16°C). Эти различия обусловлены распределением поверхностных течений, а оно в свою очередь — соотношением суши и моря. В Северном полушарии меридионально вытянутые континенты отклоняют теплые и холодные течения к северу и к югу. Однако в Южном полушарии, где площадь суши гораздо меньше, огромные массы холодных вод окружают Антарктиду в виде Антарктического циркумполярного течения. Изотермы не всегда занимают широтное положение, поскольку некоторые течения, проходящие вблизи окраин континентов, несут теплые воды к высоким широтам (например, Гольфстрим, Куроисио и Восточно-Австралийское течения). Другие течения переносят холодные воды к экватору (Калифорнийское, Перуанское, Ойясио). Кроме того, подъем глубинных холодных вод к поверхности у восточных окраин некоторых океанов, например Тихого, также влияет на распределение температуры.



А

Рис. 8-2. Температура поверхностных вод Мирового океана в феврале (А) и августе (Б) [1015].



Б

Максимальные температуры (выше 30°C) отмечаются в полуизолированных тропических бассейнах, таких, как Персидский залив и Красное море.

Соленость поверхностных вод. В целом распределение солености поверхностных вод зонально, хотя оно более расплывчато, чем распределение температуры (рис. 8-3). На распределение солености влияют испарение, выпадение атмосферных осадков и таяние льдов. Понижение солености связано с уменьшением испарения и увеличением количества атмосферных осадков, причем соленость уменьшается как к высоким широтам, так и

к экватору (рис. 8-3 и 8-4). Однако диапазон изменений солёности в открытом океане невелик, обычно от 33 до 37‰. Самая большая средняя для океана солёность характерна для Атлантики (35,37‰) благодаря внедрению высокосолёных вод из Средиземного моря.

Солёность на поверхности океана максимальна в субтропических круговоротах (рис. 8-3 и 8-4), где испарение превышает выпадение атмосферных осадков. Эти круговороты представляют собой огромные линзы сильносолёных вод, окруженные водами с более низкой солёностью. У экватора минимальная солёность отмечается в восточных частях океанов (менее 33,5‰). Особенно высока солёность в изолированных областях с сильным испарением, таких, как восточная часть Средиземного моря (39‰) и Красное море (41‰). Напротив, вблизи побережий и особенно близ устьев крупных рек солёность убывает. Характер различных водных масс определяют солёность, температура и другие многочисленные параметры. Вблизи границ водных масс параметры среды могут заметно меняться.

Значение плотности. Различия в плотности океанских вод обуславливают океанскую циркуляцию, которая в свою очередь контролирует распределение температур и солёности в водной толще. Плотность морской воды зависит от температуры, солёности и давления и варьирует примерно от 1,02 до 1,07 г/см³. Если указаны три параметра известны, можно рассчитать плотность морской воды. В общем плотность возрастает с увеличением солёности и давления и с уменьшением температуры. Изменения плотности обусловлены прежде всего испарением, нагреванием, выпадением атмосферных осадков и формированием морских льдов на поверхности океана. По мере увеличения плотности относительно обогащенные кислородом морские воды погружаются. Таким образом, термогалинная циркуляция обусловлена в основном различиями плотности. Малая плотность поверхностных вод в низких широтах является следствием высоких температур (рис. 8-5). Большая плотность вод на средних широтах (рис. 8-5) обусловлена их более высокой солёностью из-за интенсивного испарения и незначи-

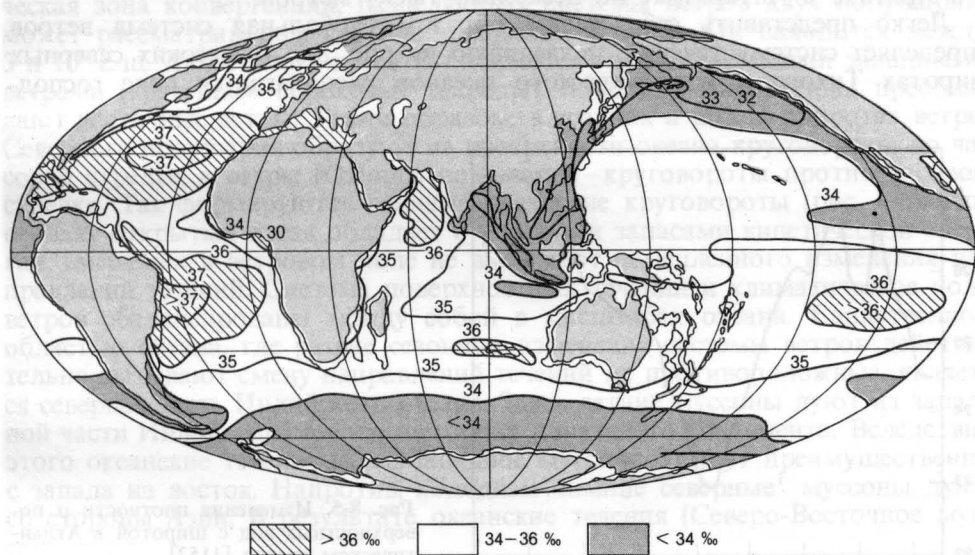


Рис. 8-3. Солёность поверхностных вод Мирового океана [1015].

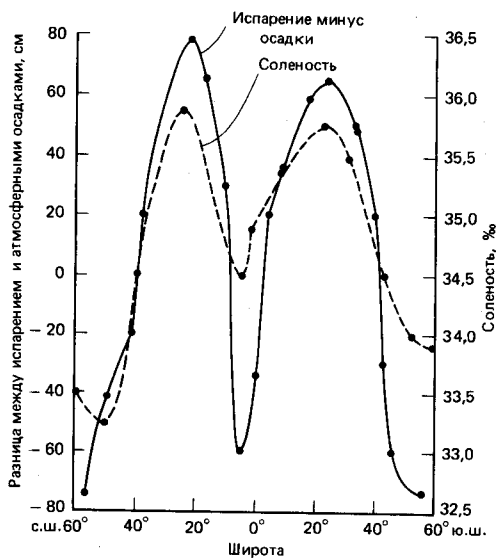


Рис. 8-4. Изменения солёности поверхностных вод (в ‰) и разницы между испарением и атмосферными осадками (в см) с широтой [245].

тельного количества атмосферных осадков (рис. 8-4). Воды с самой высокой плотностью формируются вокруг Антарктиды (рис. 8-5) в результате образования морских льдов.

Роль ветра. Первопричиной поверхностных течений в Мировом океане являются ветры нижней атмосферы, которые создают касательное напряжение на поверхности океана. Ветры непосредственно влияют только на самые верхние слои, хотя толщина слоя вод, затронутого поверхностной циркуляцией, зависит от стратификации водной толщи. Поверхностная циркуляция на экваторе, по-видимому, распространяется на глубину 300–500 м, а в Арктике и Антарктике на несколько тысяч метров.

Легко представить себе, каким образом глобальная система ветров определяет систему течений, показанную на рис. 8-6. В высоких северных широтах Тихого и Атлантического океанов располагается пояс господ-

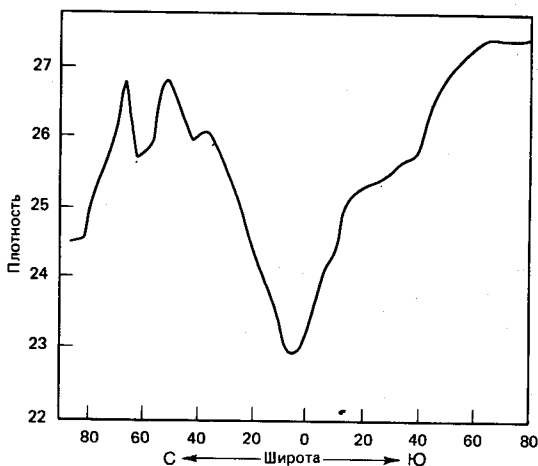


Рис. 8-5. Изменения плотности ρ поверхностных вод с широтой в Атлантическом океане [1152].

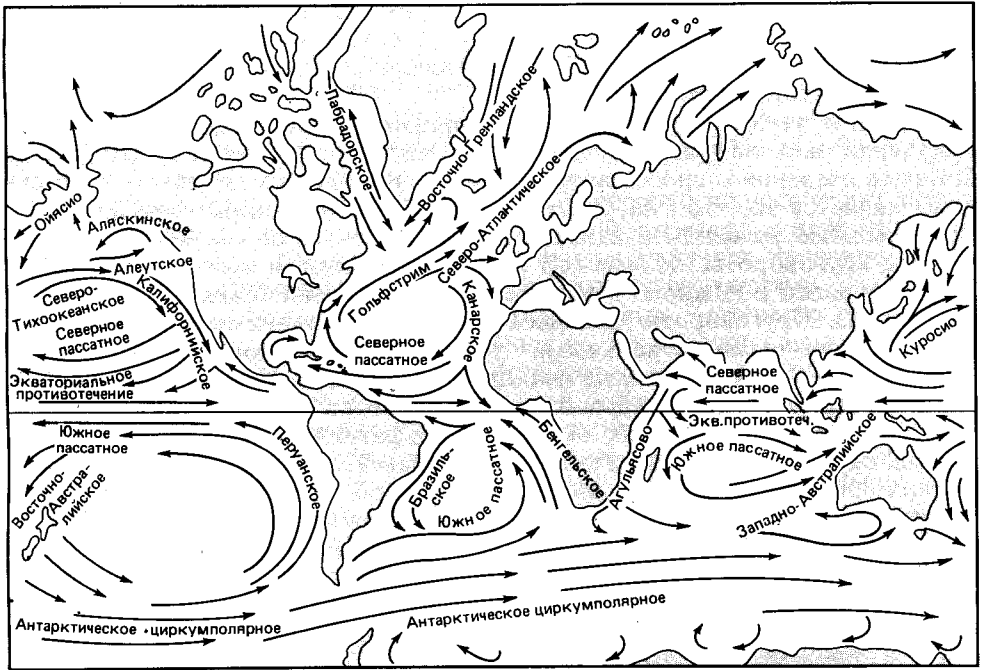


Рис. 8-6. Главные поверхностные течения Мирового океана.

ствующим западным ветрам, южнее находятся «конские широты», а еще южнее проходит пояс северо-восточных пассатов. Ветры ослабевают в штилевой полосе у экватора или во *внутритропической зоне конвергенции* (ВЗК) и затем снова усиливаются в поясе юго-восточных пассатов. Внутритропическая зона конвергенции, разделяющая системы ветров двух полушарий, может рассматриваться как климатический экватор. Он находится между 3 и 10° с.ш. Далее к югу пассаты сменяются господствующими западными ветрами («ревущие» сороковые широты), а вблизи Антарктиды преобладают восточные ветры. Таким образом, в средних и низких широтах ветры Северного полушария образуют на поверхности океана круговороты по часовой стрелке, а ветры Южного полушария – круговороты против часовой стрелки. Так формируются главные океанские круговороты (рис. 8-6). Поскольку открытый океан обладает огромными запасами кинетической энергии, смещения в ветровом поле не вызывают немедленного изменения направлений течений. Система поверхностных течений и климатическое поле ветров сбалансированы между собой в масштабах океана. Единственной областью океана, где резкие сезонные изменения системы ветров действительно вызывают смену направлений течений на противоположные, является северная часть Индийского океана. Здесь летние муссоны дуют из западной части Индийского океана в сторону Азиатского континента. Вследствие этого океанские течения (Юго-Западное муссонное) идут преимущественно с запада на восток. Напротив, холодные зимние северные¹ муссоны дуют со стороны Азии. В результате океанские течения (Северо-Восточное мус-

¹ Зимний муссон в Индийском океане северо-восточный, а летний – юго-западный. – Прим. перев.

сонное) идут в основном с востока на запад или на юго-запад. Система циркуляции южной части Индийского океана, вдали от области влияния муссонов, в общих чертах сходна с циркуляциями Южной Атлантики и южной части Тихого океана.

Основные элементы поверхностной циркуляции. Система поверхностной циркуляции океанов (рис. 8-6) выявлялась постепенно с тех пор, как начали обобщать сведения о сносе парусных судов. Важнейшим аспектом этой системы является то, что она контролируется ветровой циркуляцией. Самые выразительные элементы океанской циркуляции — это огромные антициклонические круговороты (по часовой стрелке в Северном полушарии, против часовой стрелки в Южном) в тропических и субтропических областях каждого океана. Круговороты Северного и Южного полушарий разделяются четко выраженными зональными течениями западного и восточного направлений, в число которых входит идущее на восток противотечение у экватора (рис. 8-6). В каждом круговороте поток особенно узок и интенсивен на западных окраинах океанов (Гольфстрим и Куроиси), а на восточных окраинах довольно слабый и расплывчатый. *Западные пограничные течения:* Гольфстрим, Бразильское, Агульясово, Куроиси и Восточно-Австралийское — идут в направлении полюсов. Напротив, *восточные пограничные течения:* Канарское, Бенгельское, Западно-Австралийское, Калифорнийское, Перуанское — несут холодные воды к экватору, замыкая, таким образом, круговороты и пересекая широтные пояса. Круговорот в северной части Индийского океана характерен тем, что течения меняют направление в результате сезонной смены муссонов.

Слабые циклонические круговороты (против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке в Южном) занимают субполярные области северных частей Атлантического и Тихого океанов. Южные ветви этих круговоротов участвуют в общем переносе вод в восточном направлении на средних широтах. Компонентами одного из малых круговоротов являются течения Ойясио и Аляскинское. В Южном полушарии нет подобных субполярных круговоротов, поскольку среднеширотный зональный поток не отклоняется континентальными барьерами. Действительно, Антарктическое циркумполярное течение окружает Антарктиду кольцом и идет на восток на всех глубинах (рис. 8-6). Это течение переносит наибольшее количество воды — более $200 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ по сравнению с $100 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ у Гольфстрима и $(15-50) \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ у большинства других главных течений.

Ветви крупных круговоротов либо получают, либо отдают тепло атмосфере и соседним водам. Поверхностные температуры, таким образом, меняются по кругу. Ветви западного направления вблизи экватора нагреваются в результате повышенной инсоляции и переноса тепла от теплой атмосферы и соседних теплых частей субтропических круговоротов. Напротив, течения восточного направления в высоких широтах теряют тепло. Вследствие этого направленные к полюсам западные пограничные течения значительно теплее, чем восточные пограничные течения.

Действие силы Кориолиса. Основной закономерностью океанской циркуляции является формирование огромных круговоротов с движением воды по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки в Южном. Подобно этому, в ячейках высокого атмосферного давления в Северном полушарии воздух движется по часовой стрелке, а в южном — против часовой стрелки. Кроме того, в системе океанской циркуляции существует заметная асимметрия между востоком и западом. Стоммел

[1002] впервые объяснил ее действием сил, связанных с вращением Земли. Влияние вращения Земли на движения жидкостей было выявлено Ж. К. де Кориолисом в 1835 г. Он установил, что вращение Земли вызывает отклонение движущихся объектов вправо в Северном полушарии и влево в Южном. Это явление называется силой или ускорением Кориолиса. Эта сила не приводит в движение ветер или течения, а отклоняет уже находящиеся в движении потоки.

Земля вращается с запада на восток. С Северного полюса будет казаться, что вращение происходит против часовой стрелки, а если смотреть с Южного полюса — по часовой. Поскольку направление вращения Земли имеет разную ориентацию в Северном и Южном полушариях, отклонения течений меняют знак на экваторе. На экваторе сила Кориолиса равна нулю (центробежная сила максимальна). Величина отклонения возрастает с широтой и достигает максимума на полюсах (рис. 8-7). На экваторе покоящееся тело вращается со скоростью 1000 миль в час, или 1670 км/ч, так как длина окружности Земли здесь составляет около 40 тыс. км. Вблизи полюсов, там, где длина окружности кругового сечения равна 40 км, эта скорость снижается до 1,7 км/час. В соответствии с законом сохранения количества движения на поверхности Северного полушария движущаяся к экватору частица будет относиться все дальше к западу относительно частиц, находящихся в состоянии покоя на поверхности в более низких широтах, поскольку неподвижные частицы обладают постепенно увеличивающимися тангенциальными составляющими скорости восточного направления по мере приближения к экватору. Напротив, частицы, движущиеся к Северному полюсу, будут все быстрее отклоняться к востоку по сравнению с неподвижным телом из-за большей первоначальной тангенциальной скорости. Итак, частицы, движущиеся по меридиану в Северном полушарии, все больше отклоняются вправо. В Южном полушарии направление отклонений противоположное. Ускорение Кориолиса пропорционально синусу широты и, таким образом, увеличивается от 0 на экваторе до $1,5 \cdot 10^{-4}v$ на полюсе (где v — скорость): ускорение Кориолиса равно $1,5 \cdot 10^{-4}v \sin \Phi$ см/с². Хотя это ускорение очень мало по сравнению с ускорением силы тяжести, его воздействие на океан и атмосферу очень велико из-за суммирования эффекта на больших расстояниях, а также потому, что сила Кориолиса направлена горизонтально, а g (сила тяжести) — вертикально. Таким образом, сила Кориолиса является важнейшим контролирующим фактором океанской циркуляции.

Описанные выше отклонения связаны с движением жидкостей в мери-

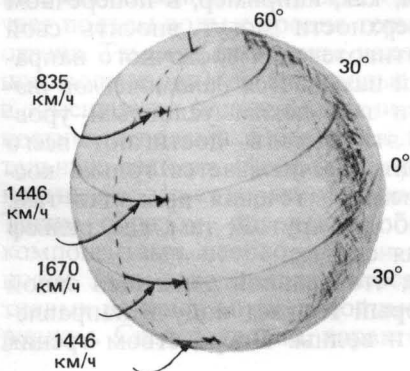


Рис. 8-7. Изменения линейной скорости земной поверхности между экватором и полюсами. Объект, быстро движущийся от экватора к Северному полюсу, будет отклоняться вправо, иллюстрируя действие силы Кориолиса [397].

диональном направлении. Теперь мы увидим, что эквивалентные отклоняющие эффекты, связанные с центробежными силами, действуют на частицы, движущиеся на восток или на запад. На частицы, движущиеся на восток, действует большая центробежная сила, поскольку они двигаются в направлении вращения Земли. По сравнению с неподвижными объектами частицы как бы отталкиваются прочь от оси вращения Земли. Благодаря силе притяжения частица не выталкивается вертикально, а скользит вправо в Северном полушарии, по направлению к экватору (который находится дальше от оси вращения Земли). На частицу, движущуюся на запад против вращения Земли, наоборот, будет действовать меньшая центробежная сила, чем на неподвижную точку. Вследствие этого она отклоняется в сторону полюса или ближе к оси вращения Земли (вправо в Северном полушарии и влево в Южном).

Геострофические течения. Небольшие различия в плотности вод в океанах создают силы, достаточные для приведения воды в движение. Горизонтальные различия плотности воды сообщают ее частицам ускорение. Как только вода начинает двигаться, ее частицы подвергаются воздействию силы Кориолиса и отклоняются. Потоки, в которых сила Кориолиса в точности равна силе градиента давления, называются *геострофическими течениями*. К ним относится большинство крупных течений, как, например, Гольфстрим.

Постоянные ветры, дующие над поверхностью океана, заставляют воду скользить в направлении ветра. Такие ветры создают наклон океанской поверхности, который в свою очередь обуславливает плотностные различия в водной толще. Возникающие вследствие этих различий течения идут не вниз по уклону, а перпендикулярно ему вдоль изобарических поверхностей, так как сила Кориолиса направлена под прямым углом к градиенту давления. Таким образом, воздух или вода не текут прямо из областей высокого давления в области низкого давления, а двигаются параллельно изобарам, по часовой стрелке вокруг ячеек высокого давления и против часовой стрелки вокруг ячеек низкого давления в Северном полушарии и наоборот в Южном полушарии.

В субтропических круговоротах происходит нагон воды, так как ветры дуют в сторону их центра. Более того, сила Кориолиса отклоняет воду к центру этих круговоротов до тех пор, пока уклон поверхности не будет столь велик, что сила притяжения заставит воду стекать к периферии. В центре круговорота сила тяжести уравнивается силой Кориолиса. Вода также нагоняется к западным окраинам океанов благодаря сильным экваториальным течениям западного направления. Это может создать уклон водной поверхности до 1 м на 100 км, как, например, в поперечном сечении Гольфстрима. Такие наклоны поверхности могут вносить свой вклад в возникновение Экваториального противотечения восточного направления. Рельеф поверхности равных давлений называется *динамической топографией*, а превышения этой поверхности над неким условным уровнем — *динамическими высотами*. Поскольку эти высоты достигают всего нескольких десятков сантиметров, топография рассчитывается только косвенно, по распределению плотности. Сильнейшие течения проходят там, где наклон изобарических поверхностей наиболее крутой; там, где рельеф изобарической поверхности пологий, течения слабые.

Спираль Экмана и апвеллинг. Мы видели, что главной движущей силой поверхностных течений является ветер, который толкает воду в направлении сил напряжения трения, образует рябь и волны. Посредством трения

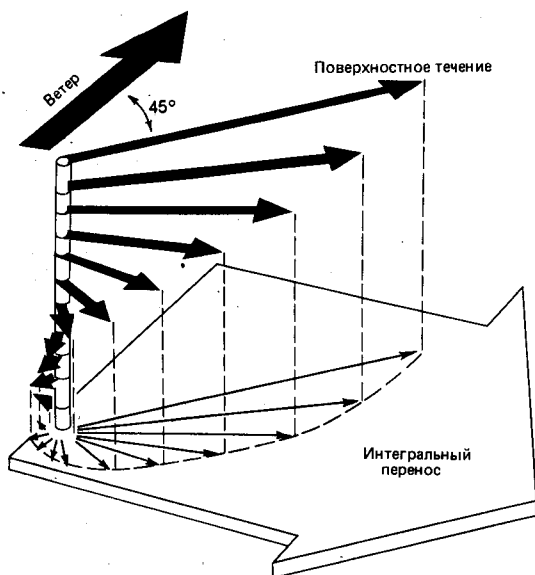


Рис. 8-8. Схема изменения вектора скорости дрейфового течения с глубиной в Северном полушарии (спираль Экмана) [1015].

в движение вовлекаются и глубинные слои водной толщи. С увеличением глубины скорость движения воды уменьшается за счет диссипации энергии. Однако поверхностные воды обычно не движутся прямо в направлении ветра. В Северном полушарии дрейфующие айсберги могут отклоняться на $20-40^\circ$ вправо от направления ветра. В 1902 г. В. В. Экман рассчитал, что благодаря действию силы Кориолиса постоянный ветер будет гнать поверхностные воды под углом до 45° к направлению ветра (рис. 8-8). В Северном полушарии вода отклоняется вправо, а в Южном — влево. Сила Кориолиса отклоняет каждый нижележащий слой воды все дальше от направления ветра (рис. 8-8). Это продолжается до глубины, на которой силы трения и вызываемое ими движение воды становятся незначительными. Таким образом, скорости течений снижаются с увеличением глубины. Эта спиральная структура движения называется *спиралью Экмана* (рис. 8-8), а общий эффект, называемый *экмановским переносом*, заключается в том, что верхний слой океанских вод (около 100 м на средних широтах), перемещающийся под действием ветра, может испытывать смещение направления на 90° относительно направления ветра. Важнейшее геологическое значение этого явления состоит в *апвеллинге* в некоторых прибрежных районах, таких, как западное побережье Северной Америки. Термин «апвеллинг» означает подъем воды с уровня термоклина или более глубокого к поверхности океана. Там, где побережье находится слева от направления ветра (в Северном полушарии), легкие теплые поверхностные воды отгоняются от берега и замещаются поднимающимися более холодными и плотными подповерхностными водами. Обычно поднимающиеся воды содержат больше питательных веществ (фосфатов, кремнезема, нитратов), чем местные поверхностные воды, которые обедняются в результате биологических процессов. Таким образом, апвеллинг обогащает поверхностные слои биогенными компонентами, необходимыми для поддержания биологической продуктивности. Зоны апвеллингов относятся к числу биологически наиболее продуктивных районов мира, и донные осадки здесь обогащены биогенным материалом. Следовательно, характерные для восточных пограничных течений

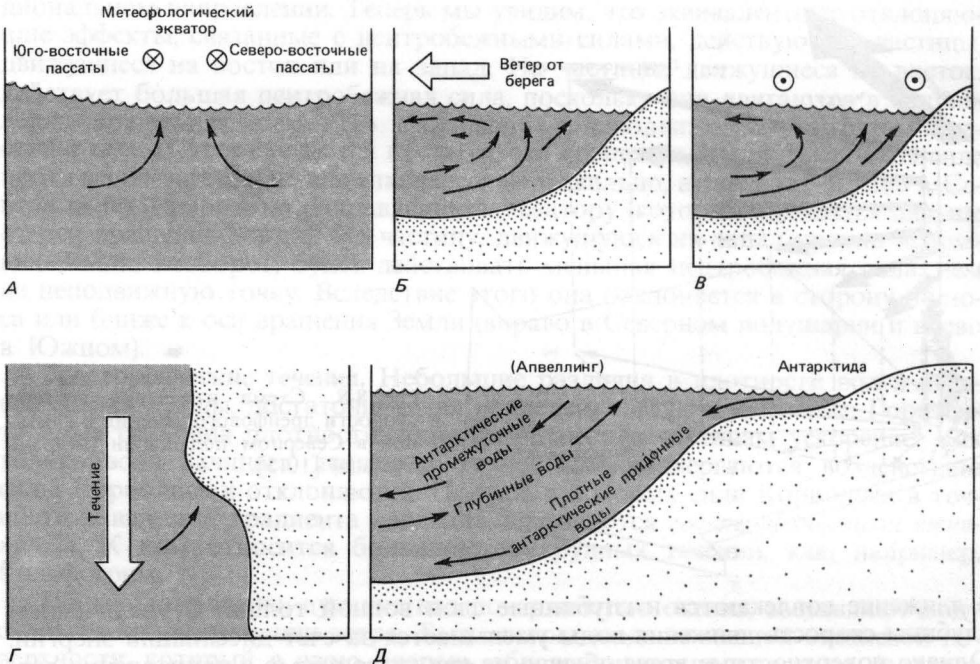


Рис. 8-9. Процессы апвеллинга (описание в тексте). Точка в кружке—ветер, дующий в сторону читателя; косой крест в кружке—ветер, дующий от читателя [838]. А—апвеллинг в открытом океане, обусловленный действием силы Кориолиса; Б—апвеллинг, вызванный ветром; В—перенос вод под действием силы Кориолиса; г—апвеллинг, вызываемый конфигурацией берега; Д—апвеллинг, обусловленный разницей в плотности вод.

низкие температуры объясняются не только образованием этих вод в высоких широтах, но и подъемом холодных подповерхностных вод.

Дивергенции и конвергенции. Помимо экмановского переноса апвеллинг может вызываться и другими процессами. Он может происходить и в прибрежных районах, и в открытом океане, как показано на рис. 8-9. Где бы поверхностные воды ни отгонялись ветром или каким-либо другим способом ни переносились от определенного района, на их место поднимаются подповерхностные воды, т.е. происходит *дивергенция*. Ее следствием является повышенная биологическая продуктивность.

В ветровом апвеллинге (рис. 8-9, Б) дующие от берега ветры отгоняют поверхностную воду в сторону моря. Ветер и течения, идущие позади мыса, отгоняют воду от мыса и создают дивергенцию, называемую *апвеллингом, обусловленным конфигурацией берега* (obstruction upwelling), (рис. 8-9). В открытом океане севернее и южнее экватора вода отгоняется под углом к нему пассатами, дующими в общем в западном направлении и создающими *экваториальную дивергенцию*, в которой происходит подъем вод (рис. 8-9, А). Особенно сильный подъем вод наблюдается вокруг Антарктиды, где он связан с *антарктической дивергенцией*. Эта дивергенция создается в основном экмановским переносом вод на север, обусловленным сильными постоянными западными ветрами, господствующими в этом районе. Подъем вод в антарктической дивергенции усиливается двумя другими процессами. Во-первых, над Южным океаном дуют очень сильные южные *катабатические ветры* (нисходящие ледниковые ветры) из Антарк-

тиды, создающие *ветровой авеллинг*. Холодный плотный воздух, постоянно образующийся над Антарктическим ледниковым щитом, стекает в разные стороны с ледового купола в виде кататических ветров. Во-вторых, подъем промежуточных североатлантических глубинных вод (САГВ) или циркумполярных глубинных вод (рис. 8-10) компенсирует отток и опускание вдоль склона плотных придонных вод, образующихся в прилегающих к Антарктиде мелководных районах. Следовательно, этот подъем вод называется термогалинной циркуляцией, при которой антарктические придонные воды (ААДВ) опускаются и замещают менее плотные воды. Это так называемый *плотностный авеллинг*.

Опускание (даунвеллинг) поверхностных вод на большие глубины происходит в *конвергенциях*. Наиболее хорошо известный пример — *антарктическая конвергенция*, или *полярный фронт*, находящийся на несколько градусов севернее антарктической дивергенции и представляющий собой место схождения антарктических и субантарктических поверхностных вод, устремляющихся навстречу друг другу (рис. 8-10). Опускание вод (даунвеллинг) обусловлено характером течений и действием силы тяжести, когда поверхностные воды становятся более плотными. В пределах субтропических круговоротов наблюдается конвергенция поверхностных вод, связанная с нагоном вод и увеличением толщины перемешанного слоя особенно в западных частях.

Экваториальные течения. Главные океанские течения у экватора обусловлены системой ветров. Экваториальная циркуляция состоит из трех основных компонентов: Северного и Южного пассатных течений западного направления, находящихся в полосе пассатов, относительно узкого противотечения восточного направления, проходящего между пассатными течениями в зоне минимальных ветров и идущего на восток подповерхностного Экваториального течения непосредственно на экваторе. Ветры в приэквато-

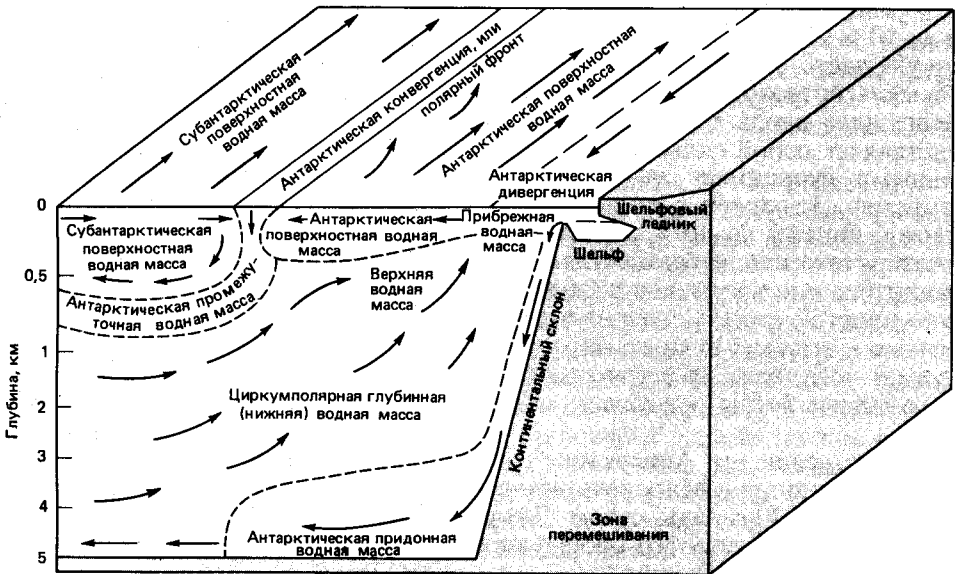


Рис. 8-10. Блок-диаграмма структуры антарктических вод и меридионального переноса вод [385–387, 1015].

риальной полосе обуславливают подъем вод вдоль экватора и на северной периферии поверхностного противотечения.

Объем вод, переносимых Северными и Южными пассатными течениями, увеличивается к западу в результате бокового притока вод. Эти течения широкие, но их скорости редко превышают 20 см/с. В Тихом океане Северное пассатное течение делится на две ветви южнее Филиппин: одна поворачивает к югу вдоль острова Минданао, а более крупная идет на север и дает начало течению Курсио.

Экваториальное противотечение Тихого океана, или течение Кромвелла, идет на восток по экватору или вблизи него. Это течение узкое (300 км) и тонкое (200 м), его максимальная скорость 150 см/с. Центр потока находится на глубине около 200 м на западе и около 50 м на востоке. Происхождение течения Кромвелла, по-видимому, связано с уравниванием геострофического потока у экватора в результате увеличения градиента давления в западном направлении.

Западные пограничные течения. Западные пограничные течения на поверхности океанов, такие, как Гольфстрим и Курсио, играют важную роль в формировании глобального климата, поскольку они переносят тепло из тропических областей в полярные. Они также имеют большое значение для перемещения тепловодных планктонных организмов в высокие широты и смешения, таким образом, генофондов разных популяций в пределах вида. Мы уже видели, что вследствие широтного изменения параметров Кориолиса западные пограничные течения имеют большие скорости и меньшую ширину по сравнению с другими ветвями круговоротов. Гольфстрим переносит на север от $75 \cdot 10^6$ м³/с до $115 \cdot 10^6$ м³/с морской воды. Это течение не только поверхностное. Оно распространяется до дна на большей части своего пути, возможно достигая глубин более 4000 м. В мелководном Флоридском проливе и вдоль плато Блейк (500–1000 м) обнаружены свидетельства эрозии и переноса осадков на дне океана. Гольфстрим берет начало из Северного пассатного течения, идущего на запад в широтной полосе между 10 и 20° с.ш. Это течение проходит через Карибское море, юго-восточную часть Мексиканского залива и Флоридский пролив. К северу от Багамских островов в него вливается дополнительный поток вод, и далее течение идет вдоль Северной Америки под названием Гольфстрима. Оно представляет собой сильную узкую струю шириной около 100 км с максимальными скоростями на поверхности 200–300 см/с. У мыса Гаттерас Гольфстрим поворачивает на восток и проходит над Большой Ньюфаундлендской банкой на 40° с.ш., продолжая свой путь к Европе.

Антарктическая поверхностная циркуляция. Почти круглые очертания Антарктиды и непрерывное кольцо морской воды вокруг способствует развитию простой системы ветров и течений и свободному водообмену между океанами в высоких южных широтах. Пояс низкого атмосферного давления окружает континент примерно на 65° ю.ш. К северу от него господствующие западные ветры оказывают сильное воздействие на океанскую циркуляцию.

Происходящие в Антарктике океанологические процессы относятся к числу важнейших в Мировом океане. Большая часть ранних исследований выполнена в 1930-е годы сэром Джорджем Диконом и позднее А. Гордоном. Гордон [388] коротко сформулировал значение антарктической циркуляции следующим образом:

1. Обогащение кислородом промежуточных, глубинных и придонных вод Мирового океана.

2. Усиленная тепло- и влагоотдача с поверхности океана в атмосферу, которая необходима для поддержания стационарности глубинных вод.

3. Возобновление тепловодной сферы, которая обедняется за счет образования североатлантических глубинных вод.

4. Выравнивание характеристик вод трех крупнейших океанов.

Эти процессы обуславливают высокую биопродуктивность антарктических вод и суммарный поток тепла из океана в атмосферу. Движущими силами антарктической циркуляции являются ветер и термогалинный эффект вдоль побережья Антарктиды. Оба фактора вызывают подъем глубинных вод, которые могут замещаться только мигрирующей на юг циркумполярной глубинной водой (рис. 8-10). Вследствие важности этих процессов и сходных циркумполярных климатических условий окружающий Антарктиду океан часто рассматривают как самостоятельный Южный, или Антарктический, океан. Циркуляция антарктических вод обеспечивает интенсивный межокеанский водообмен и обогащение кислородом («вентиляцию») океанских вод путем взаимодействия большого количества этих вод с антарктической атмосферой до того, как они опустятся на глубину и станут глубинными водами (рис. 8-10).

Циркуляцию Южного океана определяет *Антарктическое циркумполярное течение* (АЦТ), движущееся вокруг Антарктиды по часовой стрелке под воздействием господствующих западных ветров (рис. 8-10). Этот поток восточного направления имеет большие северные составляющие в поверхностном и придонном слоях и южную составляющую в промежуточном слое. Отклонение к северу на поверхности частично обусловлено вращением Земли, а также давлением ветра и относительно высокой плотностью антарктических вод по сравнению с теплыми поверхностными водами более северных районов.

Считается, что Антарктическое циркумполярное течение переносит наибольший объем вод из всех океанских течений. Его скорость обычно меньше 25 см/с (0,5 узла), и движение распространяется до дна, немного ослабевая книзу [386]. Полный геострофический перенос через пролив Дрейка, к югу от Южной Америки, по расчетам Гордона [387], составляет около $240 \cdot 10^6$ м³/с, а между Антарктидой и Австралией он равен $233 \cdot 10^6$ м³/с [163]. Это более чем в 1000 раз превышает сток крупнейшей реки мира — Амазонки.

По мере того как АЦТ движется вокруг Антарктиды, оно теряет воду на поверхности и в придонном слое и пополняется промежуточными водами североатлантического происхождения, прошедшими через весь Атлантический океан.

Положение АЦТ сильно зависит от рельефа дна океана и суши. Лимитирующим фактором суммарного переноса вод является пролив Дрейка. Поток ограничен также плато Кэмпбелл, южнее Новой Зеландии, и хребтом Маккуори. Подходя к меридионально ориентированному хребту, такому, как Маккуори, оно усиливается и обтекает хребет с юга. В результате этого отклонения относительно теплые воды проникают далеко на юг, ускоряя теплообмен между океаном и атмосферой в этих областях. Вблизи Антарктиды господствующие восточные ветры гонят воду против часовой стрелки, но Антарктический полуостров препятствует формированию замкнутого циркумполярного течения. Этот поток назван *течением Восточных ветров*. Он играет важную роль в циркуляции морей Уэдделла и Росса (рис. 8-10).

В Южном океане резкие изменения температурного градиента нарушают плавный ход изотерм. Самое южное положение, примерно между 60

и 55° ю. ш., занимает антарктическая конвергенция — одна из главных пограничных зон Мирового океана (рис. 8-10). Здесь на расстоянии 200–400 км отмечается резкий перепад температур на поверхности океана: от 4 до 8°C летом и от 1 до 3°C зимой. Именно в этой зоне сходятся расположенные южнее антарктические поверхностные воды и более северные субантарктические поверхностные воды. Ось Антарктического циркумполярного течения проходит немного южнее антарктической конвергенции.

Примерно в 10° севернее антарктической конвергенции поверхностные температуры снова резко повышаются от 10 до 14°C зимой и от 14 до 18°C летом. Это субтропическая конвергенция (рис. 8-10). Севернее этой границы поверхностный слой океана занят субтропическими водами, южнее ее температура примерно на 4°C ниже и в поверхностном слое распространены субантарктические воды. Резкое изменение, по-видимому, отражает конвергенцию этих двух поверхностных водных масс.

Глубинная циркуляция

Формирование природных вод. Наряду с системой горизонтальных круговоротов и зональных потоков преимущественно близ поверхности существует система глубинной конвективной циркуляции относительно плотных вод, образующихся на поверхности в результате взаимодействия океана с атмосферой в высоких широтах. Эти воды опускаются, заполняют дно котловин в центре океанов, и их отток компенсируется поступлением поднимающихся с промежуточных глубин идвигающихся к полюсам вод. Циркуляция придонных и промежуточных водных масс заметно отличается от циркуляции поверхностных водных масс, поскольку, раз сформировавшись, они занимают свои относительные уровни в океане и растекаются на огромные расстояния, вытесняя окружающие воды [1111]. Напротив, поверхностные воды имеют узкие меридиональные пределы распространения, тесно связанные с климатическими поясами. Процессы, создающие глубинные и промежуточные воды с их особыми свойствами, действуют исключительно на поверхности, что позволяет проследить районы формирования этих вод. Так как водные массы формируются постоянно, циркуляция в океане должна быть непрерывной, чтобы он мог ассимилировать поступающие новые воды. Доказательства циркуляции в глубоком океане впервые были получены в результате наблюдений в начале 1960-х годов Кризом и Суоллоу, открывшими придонные течения со скоростями 5–10 см/с и примерно месячной периодичностью смены направления [1016].

Физические свойства холодных океанских вод ниже термоклина меняются значительно меньше, чем характеристики поверхностных вод. Тем не менее относительно небольшие различия температуры и солёности служат важными индикаторами различных областей или обстановок формирования. Например, солёность на поверхности определяется испарением и выпадением атмосферных осадков, а температура — переменными ветрами, от которых зависит бюджет тепла на поверхности океана. После того как вода достигла дна океана, ее температура и солёность меняются незначительно, в то время как содержание O_2 , CO_2 и питательных веществ колеблется в результате биологической активности по мере старения придонных вод. Чтобы достичь больших глубин, придонные воды должны иметь большую плотность. Это ограничивает районы формирования придонных вод высокими широтами и некоторыми отдельными полузамкнутыми бассейнами

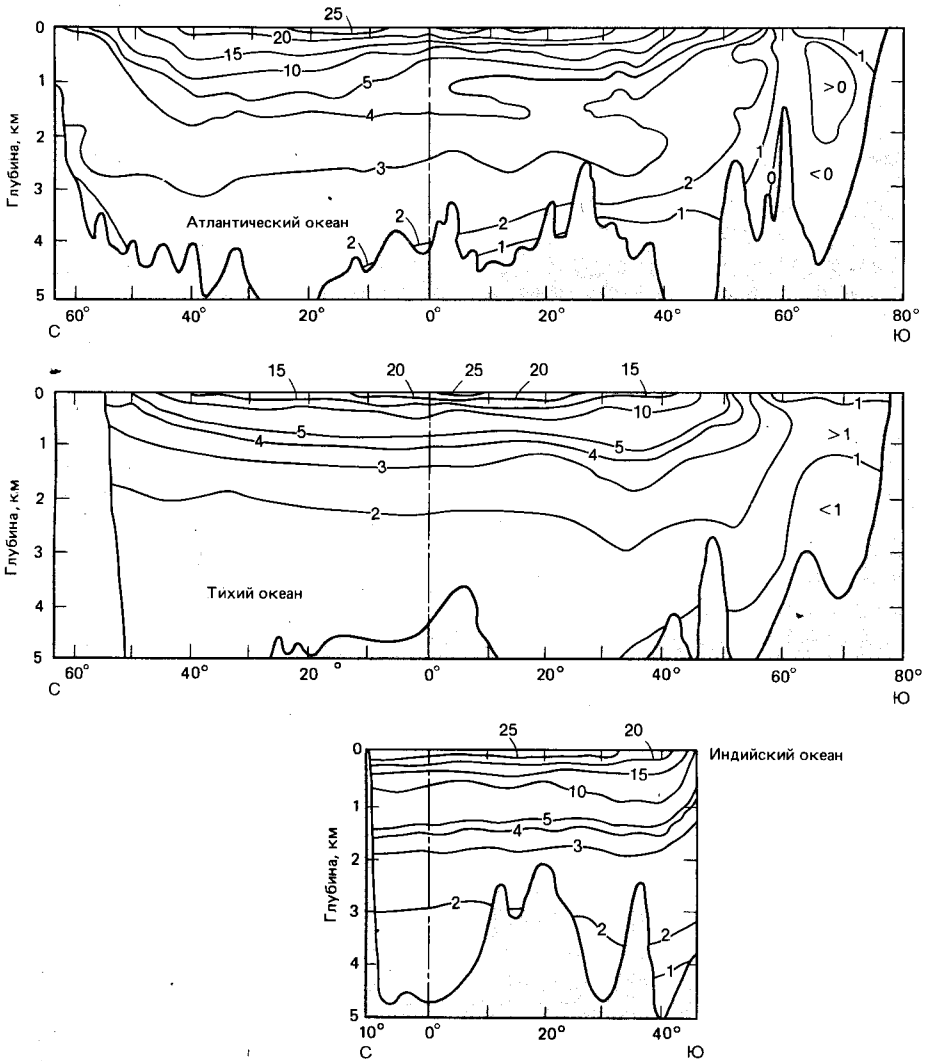


Рис. 8-11. Изменение температур ($^{\circ}\text{C}$) по вертикали в трех океанских бассейнах [259].

с сильным испарением, такими, как Средиземное и Карибское моря, поскольку только в этих морях на поверхности образуются плотные воды.

Самыми важными источниками придонных океанских вод являются Антарктика и полярные и субполярные районы Северной Атлантики (Норвежское и Гренландское моря). Плотные воды, образовавшиеся в Южном океане, составляют 59% вод Мирового океана [1111]. Потоки антарктических придонных вод несут богатые кислородом холодные воды на север, вплоть до 50° с.ш. в Тихом океане и 45° с.ш. в Атлантическом (рис. 8-11 и 8-12). В общем к антарктическим придонным водам относятся все воды Индийского и Тихого океанов с потенциальными температурами ниже 3°C и все воды Атлантики с потенциальными температурами ниже 2°C . Не от-

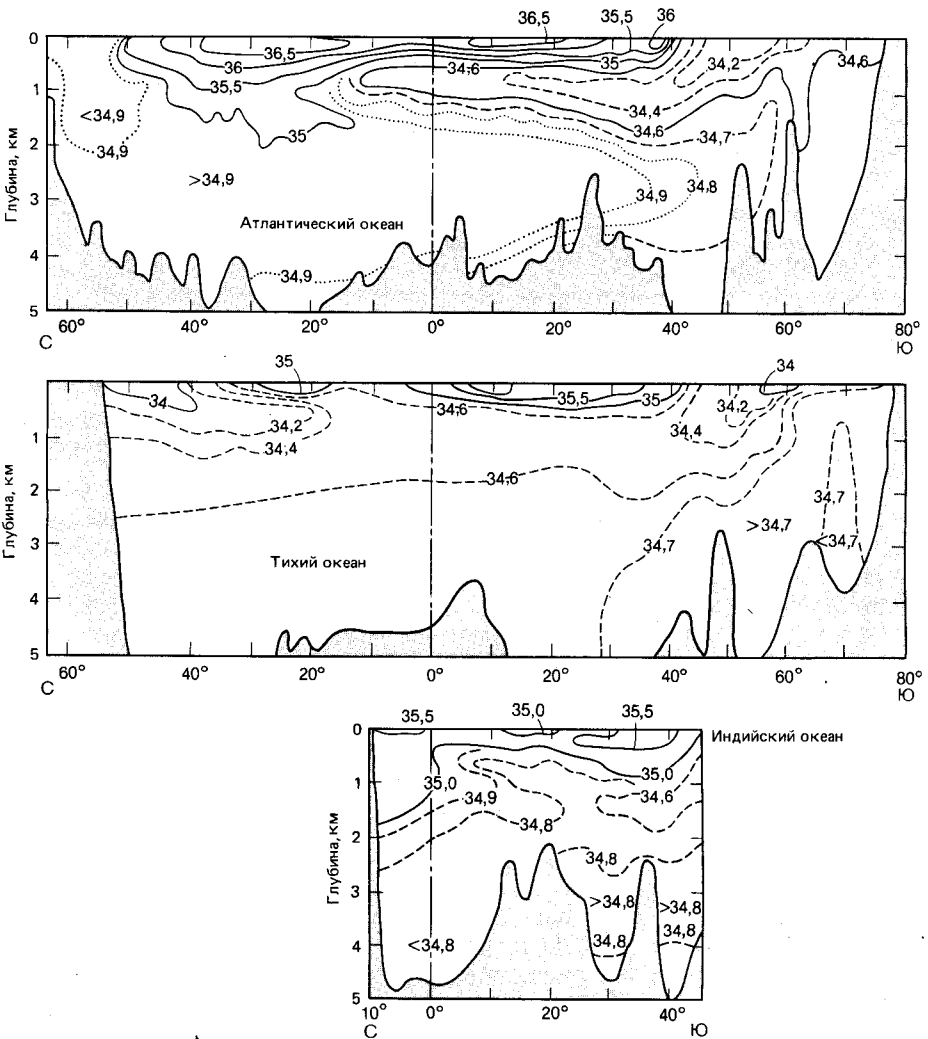


Рис. 8-12. Изменение солености (‰) по вертикали в трех океанских бассейнах [259].

носятся к ним воды Северного Ледовитого океана, Гренландского и Норвежского морей. *Потенциальной температурой* называется температура глубинной водной массы, приведенная к давлению на уровне моря. С учетом этого воды антарктического происхождения составляют 24% вод Атлантического, 70% вод Индийского и 71% вод Тихого океанов.

Особое значение для формирования антарктических придонных вод и, таким образом, для термогалинной циркуляции имеет образование морских льдов. Лед содержит лишь около 30% солей, растворенных в воде, из которой он образовался. Оставшиеся соли поступают в находящуюся подо льдом воду, температура которой близка к точке замерзания, и таким образом увеличивают ее соленость и плотность. Эта плотная вода смешивается с теплыми промежуточными высокосолеными водами, формируя

еще более плотную воду, которая опускается на дно. Затем эти антарктические придонные воды распространяются к северу, охватывая обширные акватории Мирового океана (рис. 8-11 и 8-12). Сезонное формирование морских льдов считается важнейшим процессом в образовании ААДВ. Максимальный перенос ААДВ на севере отмечается в марте — апреле и совпадает по времени с периодом самого быстрого образования морских льдов. Летом морские льды тают, возвращая опресненные воды обратно на поверхность океана и понижая соленость и плотность. Возможно, вторым механизмом формирования ААДВ является замерзание морской воды у дна на огромных ледовых шельфах морей Уэдделла и Росса. Как и при формировании морских льдов, это замерзание увеличивает соленость и понижает температуру оставшихся незамерзшими вод. Однако основная масса придонных вод должна образовываться из находящихся под воздействием морских льдов шельфовых вод. Важно, что большая часть ААДВ образуется в больших заливах Антарктики, в морях Уэдделла и Росса, вблизи двух крупнейших шельфовых ледников мира: Фильхнера и Росса. Ставшая классической температура антарктических придонных вод ($-0,4^{\circ}\text{C}$) определена *in situ* [771]. При изучении перемешивания вод, поступающих с сильно различающихся между собой глубин, правильнее использовать потенциальную температуру, так как при этом не сказывается влияние изменения давления. При соблюдении этого условия и допущении, что средняя глубина дна составляет 4000 м, потенциальная температура классически определенных ААДВ близка к $-0,7^{\circ}\text{C}$ [387]. Соленость их обычно равна примерно 34,65‰. Из возможных районов формирования ААДВ в Антарктике главным считается море Уэдделла. Самый значительный поток придонных вод идет в виде контурного течения по периферии котловины Уэдделла. Скорость их образования неизвестна, но по оценке Гордона [385] она составляет $(20 - 50) \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

В Северном полушарии формирование придонных вод происходит только в Северном Ледовитом океане, Норвежском и Гренландском морях. В северной части Индийского океана придонные воды не образуются, так как она находится в тропических широтах. В северной части Тихого океана также не формируется значительный приток придонных вод, даже при наличии морских льдов в Беринговом море каждую зиму. Несмотря на наличие проходов, достаточных для прохождения любого количества придонных вод на юг, в Тихий океан, такой процесс не происходит. Это объясняется слишком низкой для формирования плотных вод, даже после замерзания, соленостью поверхностных вод Берингова моря.

В Атлантическом океане есть глубинные воды различного происхождения помимо вод моря Уэдделла. Уоррен [1111] выделяет три главных типа и источника североатлантических глубинных вод:

1. Верхняя часть из Средиземного моря.
2. Средняя часть из района к югу от Гренландии.
3. Нижняя часть, образуемая потоком арктических вод, перетекающих через хребет, отделяющий Гренландскую и Норвежскую котловины от Атлантического океана.

При формировании САГВ относительно теплые соленые воды переносятся из центральной части Северной Атлантики в Норвежское и Гренландское моря, где тепло теряется и образуются морские льды. Образующиеся более плотные воды смешиваются с текущими с севера холодными арктическими водами, и САГВ движутся на юг, в Северную Атлантику, между Исландией и Великобританией (рис. 8-12). Другой глубинный поток из

Норвежского моря был обнаружен в проходе между Гренландией и Исландией. Потенциальная температура САГВ равна $+2^{\circ}\text{C}$, соленость — около 34,91‰, они образуются со средней скоростью $10 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Проходя через Северо-Западную Атлантику, плотные воды движутся вдоль изобат. К тому моменту, когда они достигают южных пределов Северной Атлантики, они начинают перекрывать более плотные ААДВ, превращаясь в промежуточную водную массу (рис. 8-12). В ходе этого процесса, двигаясь на юг (рис. 8-12), САГВ изменяются на своем пути и в конце концов распространяются почти по всему Мировому океану. Подробнее это распространение рассматривается в гл. 15. В Южном океане поток североатлантических вод образует движущийся на юг слой толщиной до 2000 м, перекрывающий ААДВ. Тепло поступает на абиссальные глубины с САГВ и с языками вод из Средиземного и Красного морей (температура всех этих потоков выше, чем средняя абиссальная), а также за счет геотермического потока и диффузии вниз через главный термоклин. Большое значение североатлантических промежуточных вод состоит в том, что, достигнув высоких широт Южной Атлантики и западной части Индийского океана, они соединяются с относительно теплыми солеными и бедными кислородом циркумполярными глубинными водами (рис. 8-10), а затем поднимаются к поверхности в районе антарктической дивергенции (рис. 8-10). Здесь они теряют тепло и трансформируются в антарктические поверхностные воды в результате взаимодействия океана с атмосферой и вертикальной диффузии. Основная масса этих поверхностных вод движется затем на север (рис. 8-10). Часть из них включается в состав субантарктических поверхностных вод, а остальные в конце концов опускаются в ан-

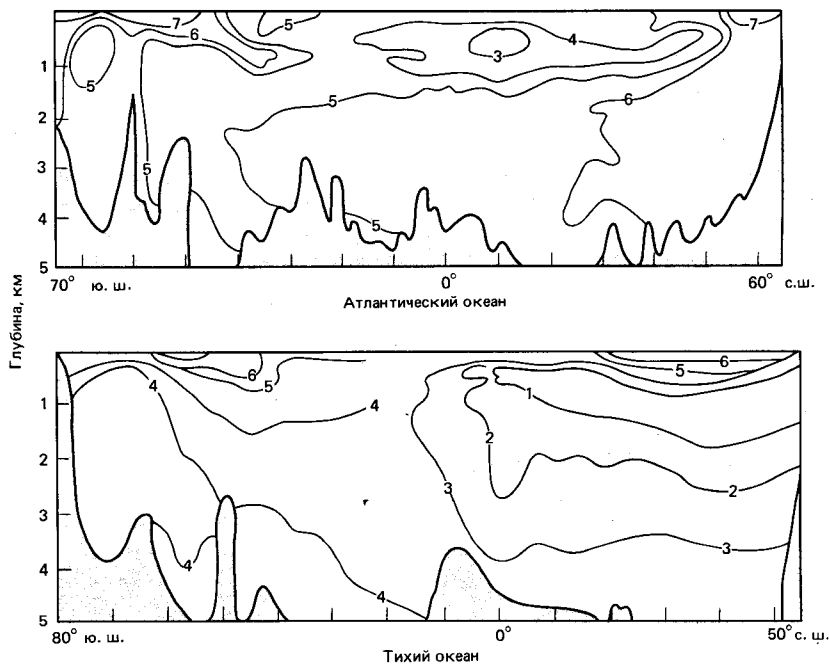


Рис. 8-13. Изменение содержания кислорода (мл/л) по вертикали в Атлантическом и Тихом океанах [1015].

тарктической конвергенции и участвуют в формировании антарктических или субантарктических промежуточных вод (рис. 8-10). Некоторое количество поверхностных вод течет на юг, к берегам Антарктиды, где при формировании морских льдов образуются антарктические придонные воды. Затем ААДВ опускаются на дно, завершая, таким образом, круговорот между поверхностной и глубинной зонами океана (рис. 8-10). За время пути на север через океанские бассейны ААДВ нагреваются за счет потоков тепла с поверхности и от дна, а кислород расходуется на биологические процессы (рис. 8-13). В конечном счете ААДВ соединяются с промежуточными водами, такими, как североатлантические, и текут на юг, начиная новый цикл. Эти процессы имеют принципиальное значение в океанской вертикальной циркуляции, или вертикальном обмене, жизненно важном для «вентиляции» глубокого океана. С геологической точки зрения роль этих процессов состоит в том, что они являются факторами, контролирующими геохимию океанских бассейнов, осадкообразование и образование некоторых форм рельефа дна. Говоря конкретнее, характер придонных вод в значительной мере определяет: 1) «вентиляцию» глубинных вод, 2) окисление органического вещества и осадков, 3) эрозию осадков и появление несогласий, 4) перераспределение и переотложение осадков и особые формы их залегания, 5) растворение карбоната кальция и кремнезема, 6) распределение глубоководных бентосных организмов, 7) образование больших полей железомарганцевых конкреций в определенных областях.

Придонная циркуляция является составной частью глобальной термогалинной циркуляции. Хорошо изучено влияние рельефа дна на океанскую циркуляцию, особенно в высоких широтах. Однако влияние крупных форм рельефа на придонные течения в определенных областях осложнено прохождением через узкие каналы, например такие, как зоны разломов Романш и Гиббса в Атлантическом океане. Придонные течения часто следуют по изобатам, и поэтому их обычно называют *контурными течениями*. Благодаря стратифицированности водной толщи течения чаще идут вдоль изобат, а не переваливают через поднятия дна. Они лучше всего развиты в областях с расчлененным рельефом, особенно на континентальных окраинах, где склоны пересекают большую часть стратифицированной водной толщи.

Благодаря действию силы Кориолиса придонные течения асимметричны в пределах бассейнов. По схеме, предложенной Стоммелом и Аронсом [1002, 1003], пограничные течения существуют только в западных частях океанов, поскольку для упрощения они не учитывали влияние системы хребтов, делящей океаны на многочисленные котловины. Если эти хребты достаточно высоки, они могут препятствовать глубинному водообмену между котловинами и обуславливать наличие изолированных систем циркуляции. Известно шесть западных пограничных течений: в юго-западной части Тихого океана, в восточной части Тихого океана и в Западной Атлантике, остальные три в Индийском океане — в западном, центральном и восточном секторах. Три из этих течений идут на север через котловины, отделенные хребтами от западных частей каждого океана. Например, Западно-Австралийская котловина открыта в сторону Антарктики на глубинах более 5000 м в районе 106° в.д. Вследствие этого, проникая в Западно-Австралийскую котловину, ААДВ идут на север как западное пограничное течение вдоль Восточно-Индийского хребта [1111]. В районах резко понижающихся изотерм, типичных для западных пограничных течений (рис. 8-14), скорость течения может достигать 20 см/с и более. Такие течения характеризуют

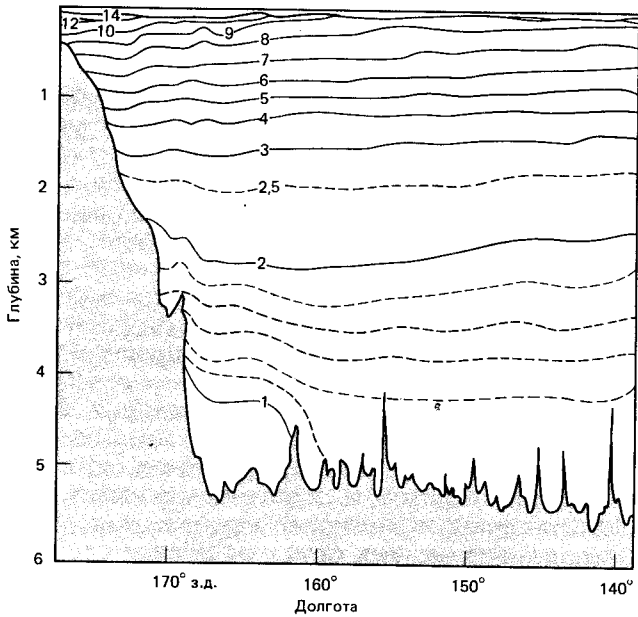


Рис. 8-14. Профиль температуры ($^{\circ}\text{C}$) вдоль 43° ю.ш. у западной границы глубоководной области юго-западной части Тихого океана. Температура у дна вдоль западной окраины бассейна ниже $1,2^{\circ}\text{C}$. Поток придонных вод направлен к северу [1110].

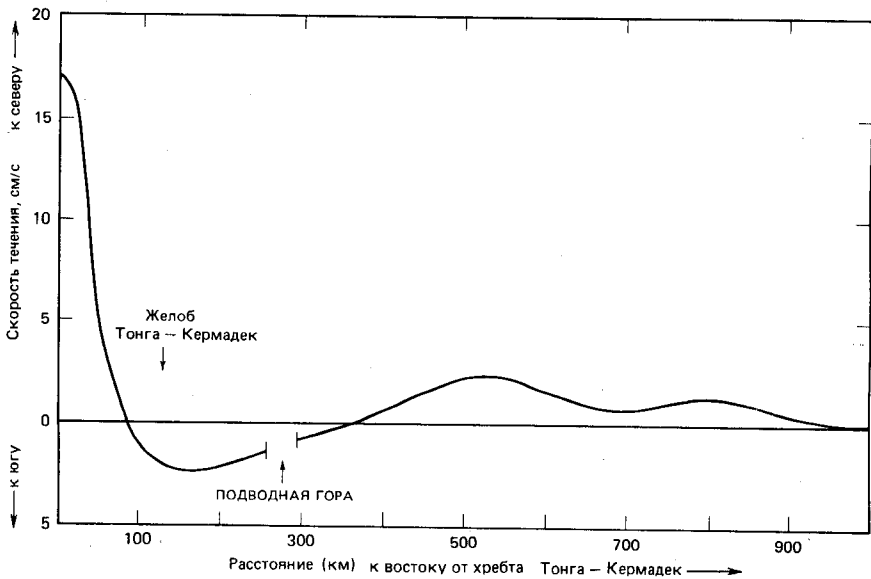


Рис. 8-15. Рассчитанная скорость геострофического течения (см/с) на глубине 4000 м относительно горизонта 2500 м вдоль 28° ю.ш. у западной границы глубоководной области юго-западной части Тихого океана [1111, с. 642].

районы особенно высоких геострофических скоростей (рис. 8-15).

В Тихом океане все глубинные воды имеют антарктическое происхождение. В результате этого глубинные воды Тихого океана значительно однороднее, чем в Атлантике (рис. 8-11 и 8-12). Глубинные воды движутся на север ниже уровня 2500 м, а возвратный поток на юг идет выше этого горизонта. Относительно опресненные глубинные воды на юге Тихого океана имеют температуру 0,5–2,5°C и соленость 34,70–34,74‰ (рис. 8-11 и 8-12). Поскольку температура и соленость являются довольно консервативными характеристиками, они лишь незначительно уменьшаются к тому времени, когда воды достигают промежуточных глубин (2000–2500 м) в северной части Тихого океана (рис. 8-11 и 8-12). Эти воды пересекают Тихий океан в меридиональном направлении примерно за 1000 лет. Тем не менее этого времени достаточно для значительного понижения содержания кислорода (рис. 8-13) и увеличения концентрации фосфатов.

Придонные течения Тихого океана являются одним из потоков северного направления, который идет по крайней мере через четыре основные котловины, отделенные друг от друга относительно мелководными порогами, ограничивающими перенос вод глубже 4000 м. Узкий Самоанский проход, возможно, представляет собой важнейший канал с глубиной, достаточной для проникновения значительного количества придонных вод из Южной котловины в Центральную. В северной части этого прохода измеренные скорости придонных течений составляют 5–16 см/с (в среднем 9,3 см/с), а резкое понижение температуры на 4400 м маркирует верхнюю границу ААДВ, движущихся на север через проход [680]. ААДВ продолжают свой путь на север, следуя изобатам, почти вдоль линейной цепи подводных вулканов. Одна главная ветвь потока идет к северу в западной части океана, а другая направляется в северо-восточную часть Тихого океана через глубокий проход в цепи островов Лайн, южнее Гавайских островов.

Классификация морских экологических обстановок

Различные физиографические провинции океанов представляют собой основные типы местообитаний организмов. Часто сообщества организмов (*биоценозы*) точно соответствуют физиографическим провинциям, в этих случаях можно выделить определенные экологические зоны или *биотопы*. Необходимо дать определение экологических терминов, поскольку они часто используются в морских геологических исследованиях. На рис. 8-16 представлена одна из схем классификации биотопов. Морская среда обитания делится на *пелагические* обстановки, охватывающие толщу вод, и *бентические*, или *придонные*, связанные с субстратом. Пелагическая обстановка может быть *неритической* (воды континентального шельфа) или *океанской* (открытый океан). Среди придонных обстановок выделяются *литоральная зона* между уровнями высоких и низких приливов, *сублиторальная* на континентальном шельфе (некоторые исследователи называют ее *шельфовой*), *баттальная* на континентальном склоне, *абиссальная* на абиссальных равнинах и *хадальная* в глубоководных желобах.

Более детальная классификация включает четыре отдельные категории с четырьмя группами терминов для них [287] (рис. 8-16):

1. *Бентические вертикальные зоны* отражают вертикальную зональность донной жизни.

2. *Пелагические вертикальные зоны* отражают вертикальную зональность парящих (планктонных) и плавающих (нектонных) организмов. Свер-

9. ИСТОРИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ

Где деревья росли,
Ныне бездна морская.
Альфред Теннисон

Изменения уровня океана и береговая зона

Береговая зона — это окраинная часть океана между континентальным шельфом и прибрежными равнинами [390, 516] (рис. 9-1). Благодаря ее доступности береговая зона была первой изученной частью морского дна. Общая протяженность береговой линии на земном шаре составляет 440 тыс. км [390]. Она характеризуется нестабильностью среды и быстро меняющимся характером геологических процессов в течение интервалов времени от минут до нескольких тысяч лет. Нестабильность обстановки обусловлена двумя главными процессами: интенсивным взаимодействием между энергией волн, приливов, ветра и течений, а также постоянно меняющимся с течением геологического времени уровнем океана. Считается, что эти процессы действовали в течение всей геологической истории, поэтому теория униформизма является основой для интерпретации геологических особенностей древних мелководий. Однако тектоногеологические условия современных береговых зон отличаются от некоторых обстановок геологического прошлого.

Континентальный шельф представляет собой узкую затопленную платформу, окаймляющую континенты (см. гл. 2). Общая площадь шельфа 29×10^6 км² или около 8% площади дна океанов [390]. Принципиальные различия между шельфами обуславливаются тектоническим характером континентальной окраины (активная, пассивная или прилегающая к окраинному морю) (рис. 9-1). Шельфы активных окраин узкие и ограничены глубоководными желобами. Процессы тектонического сжатия приводят к формированию неровных береговых линий, часто маркируемых береговыми клифами и окаймленными прибрежными горами. Береговые склоны могут быть осложнены поднятыми морскими террасами, являющимися остатками более древних абразионных равнин [390]. Типичными примерами таких берегов являются восточное побережье острова Северный Новой Зеландии и восточные побережья Центральной и Южной Америки. Горслейн и Свифт [390] назвали их *коллизийными берегами* (collision coasts), но правильнее считать их *берегами активных* (надвигающихся) *окраин континента* (leading edge coasts). Подобным типом берегов характеризуются активные трансформные окраины, такие, как побережье Калифорнии.

Берега, связанные с пассивными окраинами, называются *берегами тыловых окраин континентов* (trailing edge coasts) [390]. Они расположены на обращенных к центру спрединга окраинах континентов, т.е. на стабильных участках плит. Примерами могут служить восточные побережья Северной и Южной Америки. В результате относительной тектонической стабильности этих береговых линий образуются широкие континентальные шельфы; склоны, окаймляющие желоба, отсутствуют. Прибрежные равнины широкие, с низким рельефом, что позволяет формироваться многочисленным

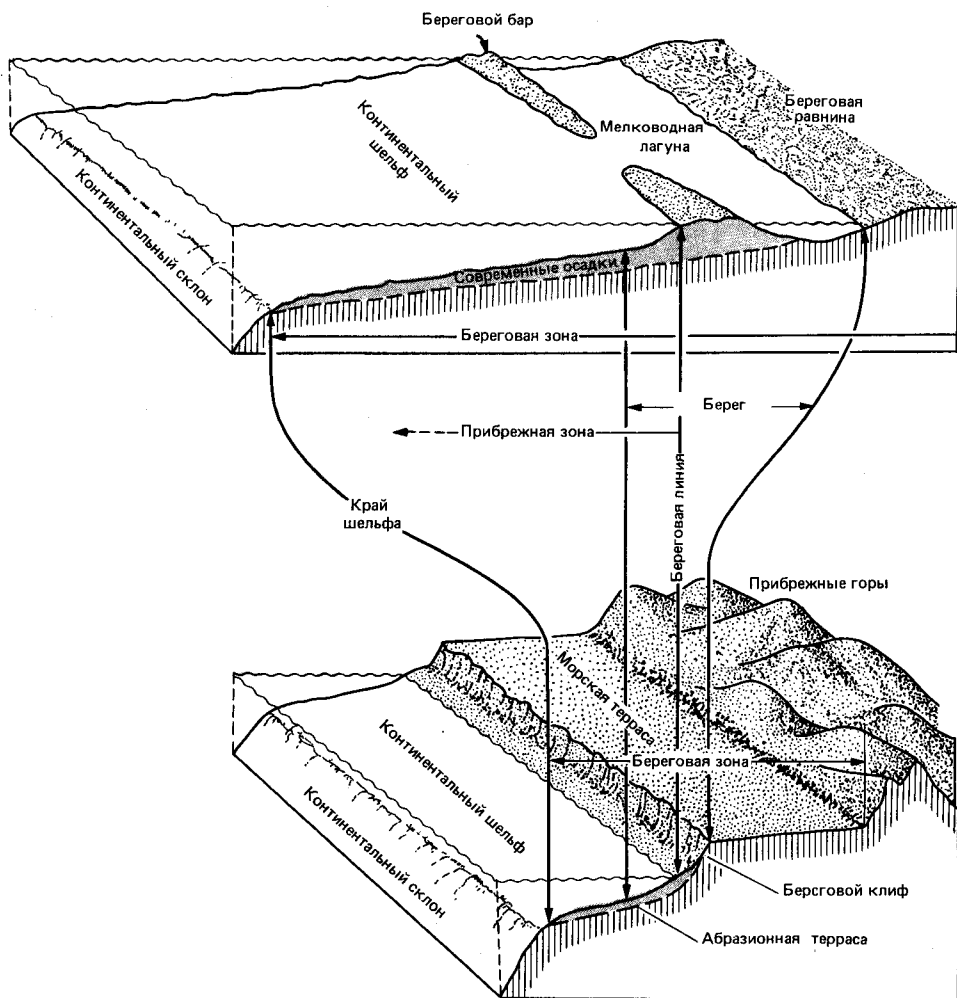


Рис. 9-1. Общие характеристики береговых зон тыловых окраин континентов (вверху) и окраин надвигающихся плит (внизу). Для первых характерно наличие широких шельфовых равнин, а для вторых — узкие шельфы и гористый характер побережья [390].

и часто обширным, врезающимся в сушу эстуариям. Берега тыловых окраин континентов также нередко имеют широкие лагуны и барьерные острова (рис. 9-1). С такими берегами или окраинными морями особенно часто связаны и крупные дельты, поскольку обусловленная движением плит конфигурация гор и равнин сильно влияет на дренажную систему. Развитию крупных дельт на побережьях небольших окраинных морей способствует также меньшая интенсивность волнения. Для береговых линий окраинных морей характерны довольно широкие шельфы и холмистые прибрежные равнины (например, Мексиканский залив и Желтое море).

Характеристики береговой линии зависят и от климата. В высоких широтах обоих полушарий связанные с ледниками и ледниковыми шапками геологические процессы сильно изменили характер береговых линий. Бере-

говые линии Северного полушария несут гораздо более широко распространенные следы ледникового воздействия, чем в Южном полушарии. К таким районам относятся все побережье Северного Ледовитого океана, Северная Атлантика и северная часть Тихого океана.

В субтропических и тропических областях высокие температуры вод способствуют росту кораллов, известковых водорослей и других известковых организмов там, где терригенная седиментация проявляется слабо. Такие процессы доминируют у западного побережья Австралии, в Карибском море и в тропических частях Индийского и Тихого океанов.

Значение колебаний уровня океана и его причины. Эвстатические колебания уровня Мирового океана имеют огромное значение при изучении континентального шельфа, а также геоморфологии и процессов седиментации в прибрежной зоне. Поскольку большая часть береговых линий Мирового океана и континентальных шельфов находится на периферии континентальных блоков, флуктуации уровня приводят к миграции береговой линии поперек шельфа. Такие миграции были особенно существенны в позднеледниковую эпоху, когда материковые ледниковые щиты Северного полушария неоднократно сокращались и расширялись, вызывая колебания уровня океана. Современные континентальные шельфы образовались в четвертичное время. Черты их морфологии и в особенности крутой внешний край (или бровка) созданы колебаниями уровня океана. Средняя глубина бровки шельфа в Мировом океане 100–130 м [961]. Многие исследователи полагают, что она близка к минимальному уровню океана в четвертичное время [221, 746]. Оценки максимального понижения уровня во время последнего оледенения варьируют. Вероятно, он был на 130 м ниже современного. Если бы растаяли оставшиеся льды Антарктиды и Гренландии, уровень Мирового океана повысился бы на 70 м [887].

Существует целый ряд механизмов, вызывающих изменения уровня, помимо гляциоэвстатического фактора, который, по-видимому, относительно редок в геологической истории в целом. Вероятно, невозможно отличить гляциоэвстатический процесс от нижеперечисленных процессов, хотя большинство из них протекает более медленно.

1. *Тектоноэвстатические* изменения, вызываемые тектоническими перестройками формы океанских бассейнов. Они в первую очередь контролируют размеры или вместимость бассейнов.

2. *Седиментационно-эвстатические* изменения вследствие аккумуляции осадков на дне океанов. Они также влияют на вместимость бассейнов, но действуют однонаправленно.

3. *Поступление ювенильных вод* при подводном вулканизме. Скорость их поступления неизвестна. Однако если допустить, что она была постоянной с момента образования Земли ($\sim 4,5 \times 10^9$ лет назад), то можно предположить, что скорость поступления ювенильных вод меньше 1 м/млн. лет. Если это верно, то при постоянстве прочих факторов уровень моря в среднем мелу (100 млн. лет назад) должен был быть на 100 м ниже современного. Небольшое количество воды, вероятно, извлекается при гидротермальном преобразовании океанской коры.

4. *Гляциоизостазия*, обусловленная появлением и снятием ледниковой нагрузки. Гляциоизостатическое погружение противодействует гляциоэвстатическому понижению уровня.

5. *Гидроизостатическая деформация* обусловлена весом воды при затоплении континентальных шельфов и прибрежных районов. При повышении уровня происходит погружение. Этот процесс усиливает трансгрессии.

6. *Тектоническая эрозия* связана с удалением определенного количества глубоководных осадков из океанских бассейнов с затягиванием их в глубь Земли при субдукции. Пока мало известно об относительной эффективности этого процесса по сравнению с аккрецией на активных окраинах, которая уменьшает вместимость океанских бассейнов.

Все вышеперечисленные процессы могли влиять на колебания уровня океана в течение геологической истории Земли. Другими процессами, имеющими потенциальное геологическое значение, являются *геодезические изменения уровня океана*, т.е. ундуляции с амплитудой в несколько сотен метров, обусловленные вариациями формы геоида от места к месту [196]. Форма геоида есть функция силы тяжести, которая в свою очередь контролируется рядом переменных (см. гл. 2). Мёрнер [767, 768] предположил, что уровень моря меняется регионально вследствие изменений характеристик вращения (скорости и наклона оси) Земли и перераспределения масс. Это, вероятно, происходит очень быстро при формировании и распаде ледниковых щитов в высоких широтах. Модель Мёрнера объясняет различия кривых колебаний уровня моря для разных районов. Мёрнер [768] считает, что из теории геодезических колебаний уровня моря следует вывод о региональности, а не о глобальности всех кривых эвстатических колебаний. Тем не менее история геодезических колебаний, в том числе величины различий от места к месту в течение геологического времени, все еще неясны. Возможно, что эти вариации малы и не имеют большого значения для интерпретации истории долгопериодных глобальных колебаний уровня океана.

Принято считать, что самым важным долгопериодным механизмом, воздействующим на уровень океана, является тектоноизостазия. Теория тектоники плит дала толчок развитию представлений о влиянии изменений формы и объема океанских бассейнов на уровень моря с течением геологического времени. Хэллам [410], Расселл [887], Менард [734], Валентин и Мурс [1071], Хейс и Питман [439] предполагали, что изменения объема срединно-океанских хребтов вызывали колебания уровня океана в прошлом. Существенные изменения объема срединно-океанских хребтов влияли на уровень океана в течение позднего фанерозоя и даже ранее.

Повторяющиеся отступания и наступания моря на береговую линию, или *трансгрессии* и *регрессии*, изменяли рельеф континентального шельфа, особенно при низких уровнях, когда шельф осушался и находился под воздействием субаэральных процессов. Эти циклические закономерности очень эффективно выравнивали поверхность шельфа и прилегающих к нему прибрежных равнин, которые являются осушившимися частями шельфов. Во время максимального позднекайнозойского оледенения, когда континентальные шельфы были открыты для субаэральных процессов, на их поверхности преобладали эрозия и накопление аллювия. Крупные реки прорезали свои русла через шельфы, и в некоторых случаях на внешней окраине шельфов сформировались толщи дельтовых отложений. В те же периоды произошли резкие изменения режима осадконакопления на континентальных склонах и даже в прилегающих к ним глубоководных бассейнах [221]. Усиление осадконакопления на краю шельфа или верхней части склона привело к быстрому перемещению терригенных осадков на склоны, в некоторые глубоководные бассейны и желоба. В отдельных районах увеличение скорости осадконакопления на краю шельфа вызвало постоянное выдвигание берега в море или его наращивание. Отложение огромных толщ осадков на крутых участках верхней части континентального склона обусловило неста-

бильность, оползание, соскальзывание и образование турбидных потоков. Это в свою очередь увеличило поступление осадков в глубоководные бассейны и ускорило формирование абиссальных равнин [222].

По мере отступления континентальных ледников уровень океана повышался, вызывая трансгрессию на шельфах [222]. Эти трансгрессии выразились в миграции береговых линий в сторону побережья. Такие трансгрессии затронули все берега, за исключением тех, где происходило быстрое гляциоизостатическое или другое тектоническое воздымание. Однако трансгрессии были столь быстрыми, что осадконакопление не успевало за миграцией береговой линии, поэтому на поверхности внешних частей более широких шельфов сохранились *реликтовые* субаэральные и очень мелководные осадки [222]. Характеристики осадков прибрежной зоны при этом не соответствуют современным условиям среды. Конфигурация береговой линии не приспособилась к господствующему волновому режиму [606].

Большинство рек впадают в море либо через эстуарии, либо через широкие дельты. В настоящее время эстуарии еще не заполнены и действуют как главные ловушки, перехватывая выносимые на шельф осадки. Мысы срезаются, а береговые линии выпрямляются. Многие береговые формы рельефа являются реликтами последнего межледникового и лишь недавно были вновь покрыты водой [108]. Такие формы ясно показывают, что современный уровень океана нетипичен для большей части позднего кайнозоя и режим седиментации на континентальных шельфах и в прибрежной зоне не соответствует современному уровню моря.

История изменения уровня океана

Четвертичная история изменения уровня океана. Уровень океана – важнейшая поверхность отсчета на Земле. Некоторые наивно полагали, что он был довольно постоянным, особенно в дочетвертичное время, когда Земля, как предполагали, была свободна ото льдов. Другие, напротив, считали, что уровень океана постоянно менялся. Известно изречение Уилера: «Что так священо, как уровень моря?» Так продолжалось в течение долгого времени. В середине 1600-х годов Пепис, например, считал, что Англия и Европа когда-то соединялись [221]. В настоящее время хорошо установлены колебания уровня за историческое время. Гутенберг [402] и его последователи установили по данным о приливах, что средний уровень Мирового океана поднимался на 1,1 мм/год в течение первой половины XX столетия [330]. В Ньюпорте, Род-Айленд, на северо-востоке Северной Америки, уровень моря поднимался примерно на 3 мм/год между 1930 и 1970 гг., хотя половина этой величины, возможно, обусловлена тектоническим опусканием. Определенные периоды времени маркируются более высокими скоростями подъема уровня океана, чем средняя. Например, между 1875 и 1877 гг. уровень поднялся на 70 мм [330]. Предполагается, что большая часть этого подъема уровня обусловлена гляциоэвстатическим фактором.

Сейчас считается, что уровень океана резко поднялся (на 100–130 м) в период между 18 тыс. и 6 тыс. лет назад (*голоценовая трансгрессия*), а после этого оставался близким к современному [221]. Во время фазы быстрой дегляциации, примерно между 10 тыс. и 7 тыс. лет назад, уровень вероятно, повышался на 10 мм/год. Для подъема уровня Мирового океана на 1 мм необходимо таяние $0,36 \times 10^{12}$ м³ льда или слоя ледяной поверхности толщиной 36 см, покрывающей 1×10^6 км². Это повышение уровня, несом-

ненно, было одним из важнейших геологических событий недавнего прошлого, значение которого можно сравнить с развитием четвертичных ледниковых щитов [221]. Все значение этого подъема уровня было оценено очень нескоро, в основном из-за того, что его свидетельства были скрыты под уровнем моря. Гляциоэвстатические колебания служат эффективным индикатором климатических изменений. По Фейрбриджу [330], предел колебаний уровня за счет оледенения составляет около 200 м, что соответствует объему льда $72 \times 10^6 \text{ км}^3$. Современный общий объем льдов на Земле равен $30 \times 10^6 \text{ км}^3$, а во время ледниковых эпизодов он был больше примерно на $(40 - 45) \times 10^6 \text{ км}^3$. Объем современных полярных льдов, таким образом, составляет около половины объема льдов во время максимальных оледенений. Почти все льды в настоящее время находятся в Антарктиде.

Позднечетвертичные изменения уровня океана. Присутствие на континентальном шельфе затопленных пляжей и торфяников, находки зубов мастодонтов и лагунных моллюсков [1132, 299] показывают, что во время последнего ледникового эпизода уровень моря был на 100 м или более ниже современного. История самых недавних осцилляций уровня океана, происходивших за последние 30–40 тыс. лет, изучалась при помощи радиоуглеродного датирования материала, отлагавшегося вблизи уровня моря, в том числе отложений соляных маршей и пресноводных торфяников, очень мелководных морских или солоноватоводных моллюсков, коралиновых водорослей и пляжевых осадков. Наличие этих отложений в первичном залегании свидетельствует о том, что море когда-то было на этом уровне. На первый взгляд такой подход кажется очень перспективным, при условии, что предполагаемая палеоглубина датированного материала хорошо установлена по отношению к современному ей уровню моря. Однако возникает много сложностей, поэтому опубликованные кривые позднечетвертичных колебаний уровня океана сильно отличаются друг от друга. Например, самыми широко используемыми индикаторами уровня моря являются мелководные моллюски, особенно устрица *Crassostrea virginica*. Ареал этого вида ограничен очень мелкими солоноватыми водами с пределами солености 30–5‰ [684]. Однако в настоящее время надежно установлено [684], что в ряде областей происходит сильный постседиментационный перенос этих устриц в сторону суши, ставящий под сомнение некоторые прежние интерпретации истории уровня океана. Кривые уровня моря должны строиться по неперемещенному материалу, такому, как ископаемые замковые устрицы, которые если и переносились, то очень недалеко от мест обитания. Радиоуглеродные датировки показывают значительный разброс по причинам ошибок в определении возраста, заноса постороннего углерода в датируемый материал, неверных предположений о глубине обитания организмов, аккумуляции торфа и локальной нестабильности коры [221].

Очевидно, что отдельные кривые уровня моря являются скорее локальными, чем глобальными. Не может быть единой универсальной кривой из-за тектонических движений в различных областях и различий в форме геоида. На континентальных окраинах нет совершенно стабильных участков, и главная проблема при изучении эвстатических колебаний уровня состоит в отделении результатов его вертикальных изменений от результатов тектонических движений. Ранние исследования истории уровня океана были ограничены относительно стабильными шельфами, и до недавнего времени шельфы активных окраин почти не рассматривались. Возможно, наиболее надежным подходом в этих исследованиях является изучение океанских

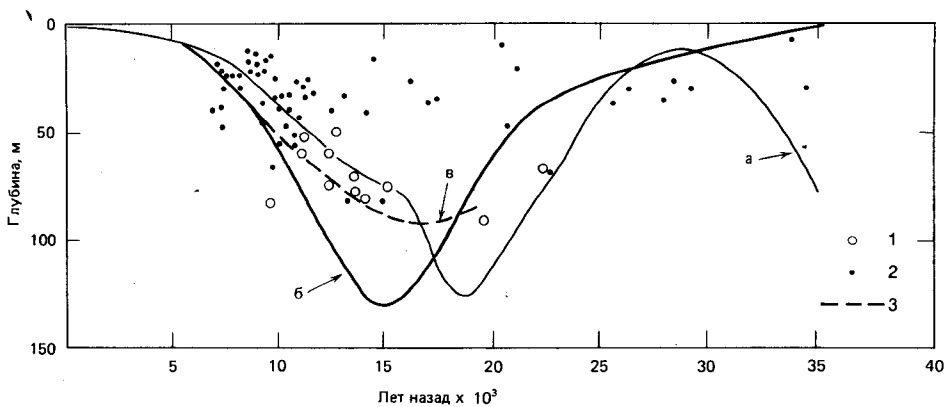


Рис. 9-2. Связь между глубиной и возрастом датированных радиоуглеродным методом осадков с восточного побережья США и кривые уровня океана для позднечетвертичного времени: а — Карри [222], б — Миллиман, Эмери [746], в — Диллон, Олдейл [264]. Одни осадки подверглись постседиментационному переносу, а другие остались вблизи места отложения [264]. 1 — осадки in situ; 2 — перемещенные осадки; 3 — предполагаемая кривая уровня моря, восточное побережье США.

островов, которые, по мнению Блума [107], являются «плейстоценовыми реперами», но, как мы уже видели (гл. 5), даже внутриплитные участки коры испытывают постоянное погружение с увеличением возраста. Трудно также интерпретировать изостатические поднятия в высокоширотных областях, следующие за относительно недавним отступанием ледниковых щитов. Даже вертикальные изменения в литосфере вызываются изостатической нагрузкой или разгрузкой при затоплении или осушении континентального шельфа [107, 196]. Несмотря на поступление все новых данных по хронологии позднечетвертичных изменений уровня, остаются противоречия, касающиеся определения времени событий и величины относительных колебаний уровня. Тем не менее к настоящему времени, по-видимому, хорошо установлен ряд общих тенденций.

На рис. 9-2 показана хронология изменений уровня моря за последние 35 тыс. лет. Она характеризуется двумя часто используемыми кривыми, предложенными Карри [222] в основном по данным из Мексиканского залива и Миллиманом и Эмери [746] по данным изучения континентальных шельфов Атлантического океана и Мексиканского залива. Диллон и Олдейл [264] предложили исправленный вариант кривой Миллимана и Эмери. Уровень моря, вероятно, был близок к современному примерно между 35 тыс. и 25 тыс. лет назад. С началом нового ледникового эпизода он стал опускаться. Примерно к 20–15 тыс. лет назад уровень понизился приблизительно на 120–130 м, хотя вопрос о величине этого понижения до сих пор не решен. Хронология изменений уровня соответствует хронологии ледниковых событий на суше. Около 17–15 тыс. лет назад началась голоценовая трансгрессия (рис. 9-3). Она характеризовалась чрезвычайно быстрым подъемом (около 8 мм/год) уровня моря более чем на 100 м, который длился примерно до 7 тыс. лет назад, когда уровень достиг отметки приблизительно на 10 м ниже современной (рис. 9-3). С тех пор уровень океана продолжал повышаться, но гораздо медленнее (со скоростью около 1,4 мм/год) и к 5 тыс. лет назад был не более чем на 5 м ниже современного [296] (рис. 9-3). К 4–2 тыс. лет назад уровень моря достиг своего современного

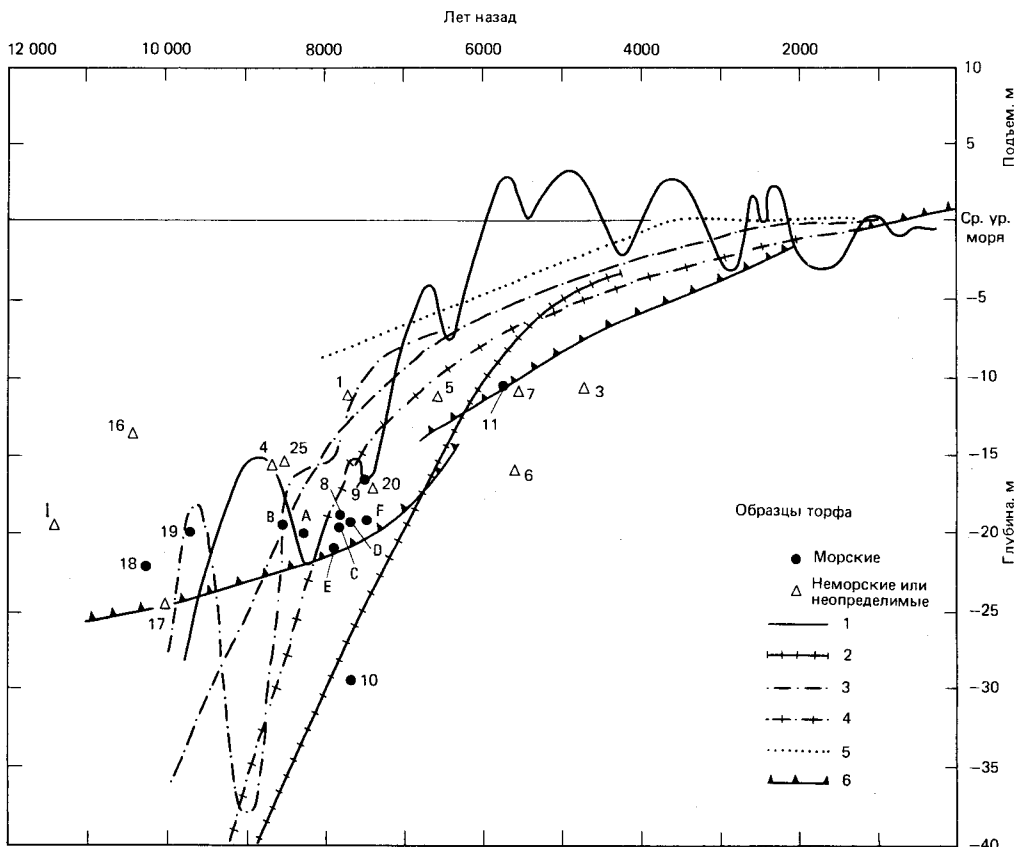


Рис. 9-3. Связь между возрастом и глубиной залегания голоценовых торфяников на восточном побережье США и ряд кривых колебаний уровня океана для последних 10 тыс. лет (по [224], с изменениями, Field et al., 1979, Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, v. 90, p. 626). Кривые колебаний уровня: 1 - Фейрбридж, 1961 [329]; 2 - Миллиман, Эмери, 1968 [746]; 3 - Карри, 1960, 1965 [222]; 4 - Йелгерсма, 1966 (рис. 6, кривая 3); 5 - Колеман, Смит, 1964; 6 - Крафт, 1976.

положения (рис. 9-3), хотя исторические данные показывают, что он продолжал медленно повышаться в течение последних 100 лет. Некоторые исследователи предполагали, что уровень океана был выше современного между 6 тыс. и 2 тыс. лет назад (рис. 9-3), однако в настоящее время общепринято, что именно сейчас он занимает наивысшее положение. Форма изотопно-кислородных кривых ($\delta^{18}\text{O}$), полученных по колонкам глубоководных осадков, подтверждает хронологию, основанную на радиоуглеродных датировках прибрежного материала.

Хотя хронология изменений уровня в конце четвертичного периода теперь надежно установлена, все еще существуют большие сомнения относительно величины падения уровня моря. В большинстве более ранних работ понижение уровня 18 тыс. лет назад оценивалось в 130 м (рис. 9-2) [222, 746], но более поздние исследования свидетельствуют о том, что в позднечетвертичное время уровень океана вряд ли понижался более чем на 100 м. На такое изменение взглядов повлияли детальные работы Олдейла

и О'Хары [799] (рис. 9-2), а также Блэквелдера с соавторами [105]. Олдейл и О'Хара [799] рассчитали степень гляциоэвстатического изменения после компенсирующего изостатического подъема. В некоторых районах подъем суши происходил быстрее, чем эвстатическое повышение уровня моря, результатом чего являлась относительная регрессия. Скорость тектонического воздымания обычно составляет 1 м/100 лет, но может достигать 4 м/100 лет (на западном побережье Баффиновой Земли). Результатом подъема коры было образование погруженных террас, представляющих собой остатки первично горизонтальных поверхностей. Это дает возможность ввести поправку на тектонический подъем для тех образцов, которые были использованы ранее при построении кривых подъема уровня океана. После корректировки получается кривая уровня океана, расположенная выше — 100 м (рис. 9-2). Сходным образом Блэквелдер с соавторами [105] пересчитали изменения уровня на основе новых данных, полученных по материалу *in situ*. Они получили даже меньший общий диапазон позднечетвертичных колебаний уровня, с максимальным понижением только на 60 м около 17 тыс. лет назад. Если эти расчеты верны, то они показывают, что во время последнего висконсинского оледенения на континентах скапливалось значительно меньше льдов, чем предполагалось по расчетам, основанным на более ранних кривых уровня моря.

Раннечетвертичные изменения уровня моря. Поскольку радиоуглеродный метод позволяет датировать осадки не древнее 40 тыс. лет, то для изучения более ранней истории уровня океана необходимо датирование ископаемых кораллов на поднятых террасах методом неравновесного тория-230, а также изотопно-кислородные исследования. Такие данные показывают, что последовательность гляциоэвстатических колебаний уровня океана может быть распространена на весь четвертичный период и по крайней мере на поздний плиоцен, примерно до 3 млн. лет назад. Амплитуда этих флуктуаций, вероятно, не была постоянной, поскольку размеры ледниковых щитов Северного полушария в течение указанного времени менялись. Изотопно-кислородные данные также свидетельствуют о том, что гляциоэвстатические колебания уровня были максимальными в позднечетвертичное время [954].

Свидетельствами высоких стояний уровня в межледниковья являются морские террасы и береговые валы, находящиеся значительно выше современного уровня в таких испытавших тектонический подъем районах, как полуостров Хьюон на севере Новой Гвинеи. Этот полуостров расположен на границе Тихоокеанской и Индийской плит, и воздымание вдоль крупного разлома создало впечатляющую последовательность береговых террас, состоящих в основном из коралловых рифов и дельт [174]. Террасы были датированы на основе допущения постоянства скорости воздымания между 400 и 120 тыс. лет назад. Блум с соавторами [109] составили детальную кривую для последних 140 тыс. лет по датированным террасам Новой Гвинеи и Барбадоса (рис. 9-4). Судя по указанной кривой, 125 тыс. лет назад уровень океана был на 6 м выше современного. В дальнейшем отмечается тенденция его понижения на фоне серий осцилляций (рис. 9-4). Осцилляции разделялись отчетливыми интервалами высоких стояний уровня, при которых он все же был ниже современного. Низкие стояния уровня океана связаны с наступаниями оледенений, называемыми *стадиалами*, а более высокие стояния уровня соответствовали отступаниям ледниковых щитов, названным *межстадиалами*. Вся ледниковая эпоха, примерно от 80 тыс. до 10 тыс. лет назад, известна под названием *висконсинского оледенения* в Се-

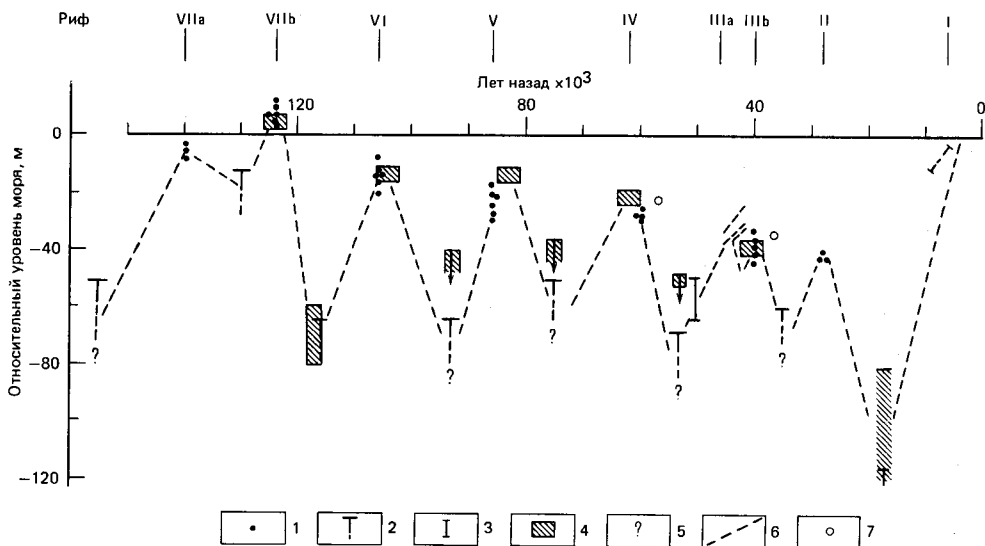


Рис. 9-4. Флюктуации уровня океана за последние 140 тыс. лет, определенные по возрастам и высоте террас коралловых рифов на тектонически активных побережьях при допущении постоянной скорости тектонического воздымания [109]. 1 — датированные вершины коралловых рифов Новой Гвинеи; 2 — недатированные рифовые комплексы Новой Гвинеи, максимально низкий уровень моря; 3 — датированные рифовые комплексы Новой Гвинеи; 4 — данные по острову Барбадос; 5 — минимальный уровень моря неизвестен; 6 — диаграмма изменений уровня моря; 7 — рассчитанный уровень моря.

верной Америке или вюрмского оледенения в Европе¹. Максимальное падение уровня океана в висконсине, по-видимому, произошло в течение его позднего стадияла, т. е. около 18 тыс. лет назад (рис. 9-4). Три отчетливых высоких положения уровня установлены около 122 тыс., 103 тыс. и 82 тыс. лет назад. Данные по Новой Гвинеи и Барбадосу показывают, что большинство высоких межледниковых стояний уровня океана было ниже современного.

Восстановленные путем изучения поднятых абразионных террас колебания уровня океана служат в настоящее время независимым подтверждением изотопно-кислородных кривых, отражающих изменения объема материковых оледенений [122]. Кривые уровня, реконструированные изотопно-кислородным методом по глубоководным осадкам, близко соответствуют кривым, полученным по датированным поднятым террасам. Изотопно-кислородные данные показывают, что уровень моря во время последнего межледниковья был несколько выше современного. Изотопно-кислородные кривые ценны для восстановления истории уровня океана в позднем кайнозое [952, 953] — значительно более древней, чем реконструируемая по морским террасам. Лишь немного можно узнать по морским террасам о низких уровнях моря, так как современный океан покрывает следы древних береговых линий и террасы, образовавшиеся при низких стояниях уровня. Эти формы рельефа, а также погруженные коралловые рифы находятся сейчас на внешнем шельфе и верхней части континентального склона. Наличие таких форм на сходных глубинах по всему земному шару свидетельствует

¹ Валдайское оледенение на Русской равнине.—Прим. перев.

о том, что они скорее связаны с колебаниями уровня моря, а не с тектоникой. Некоторые террасы были обнаружены на удивительно больших глубинах. Многие исследователи находили узкие террасы и коралловые рифы вокруг Австралии на глубинах от 175 до 238 м [263, 852, 1078, 1084]. Сделанные ранее оценки возраста этих террас — от 17 тыс. до 14 тыс. лет — и падения уровня моря более чем на 200 м, если они верны, свидетельствуют о значительно больших, чем обычно предполагается, объемах полярного оледенения в течение некоторых интервалов четвертичного периода. Подобные события имеют особое значение, так как почти все континентальные шельфы и верхние части большинства континентальных склонов должны были бы обнажаться при таких понижениях уровня океана. Очевидно существование межрегиональных различий в истории уровня океана, и для их объяснения еще необходимы дальнейшие исследования.

Осадочные циклы. Огромное большинство континентальных шельфов на Земле маркируют верхнюю поверхность мощных осадочных призм, накопившихся в относительно мелководных обстановках и под постоянным воздействием колебаний уровня моря. Мы видели, что уровень моря колебался в ответ на изменения объема материкового оледенения, объема океанских бассейнов, обусловленного тектоническими движениями, и заполнения осадками. Эти осцилляции уровня вызывали миграцию литоральных (прибрежных) и других морских фаций, что отразилось на трехмерной структуре накапливавшихся осадочных серий. Смена трансгрессий и регрессий создавала широкие, относительно плоские прибрежные равнины или шельфовые комплексы. Геологические разрезы под поверхностью шельфов — наилучшие объекты для изучения истории миграции береговой линии в прошлом. Если удастся выделить какие-либо крупные локальные тектонические движения, то найденные в подповерхностных слоях осадков свидетельства эвстатических колебаний уровня океана обеспечивают надежную основу для установления глобальной хроностратиграфии. Сейчас известно, что в осадках «регистрируются» наступания и отступления моря на огромных площадях. Вследствие синхронности этих событий их обычно объясняют эвстатическими колебаниями уровня моря.

Колебания уровня океана создают осадочные циклы. Вейл с соавторами [1068] назвали эти циклы *последовательностями напластования* (depositional sequences). Последовательности напластования — это стратиграфические единицы, состоящие из генетически связанных слоев. Сверху и снизу последовательности напластования ограничены несогласиями или коррелируемыми согласиями. Поскольку распространение и типы фаций многих мелководных осадочных разрезов контролируются глобальными изменениями уровня океана, последовательности напластования обеспечивают идеальную основу для установления надежных стратиграфических рамок в региональном и глобальном масштабах. Еще в 1885 г. Зюсс [1007] выделил осадочные циклы трех рангов, связанные с колебаниями уровня моря. Позднее Штилле [997] установил существование несогласий, которые он считал синхронными на всей Земле, и пытался объяснить их с помощью гипотезы *периодического диастрофизма* или изменения темпа тектонических движений и горообразования. Выделенные Штилле несогласия соответствуют границам последовательностей напластования, установленным Зюссом. Начиная с этих ранних исследователей, многие ученые были сторонниками глобальных осадочных циклов. В последнее время, до работы Вейла с коллегами, к ним относились Фейрбридж [329] и Велла [1088]. Оба пришли к заключению, что эвстатические колебания уровня океана происходи-

ли непрерывно и вызывались частично климатическими изменениями и частично тектоническими и осадочными процессами, как предполагал Зюсс. Согласно краткой формулировке Веллы [1088], осадочные циклы являются основными стратиграфическими единицами, тесно связанными с литостратиграфическими, биостратиграфическими и хроностратиграфическими единицами. Они могут быть прослежены на больших площадях, и каждый цикл охватывает подъем и падение уровня океана. Осадочный цикл сечет латеральные фациальные границы и, так же как ярус, состоит из многочисленных чередующихся литофаций. В отличие от яруса он выделяется как по литологическим, так и по палеонтологическим критериям. При использовании осадочных циклов надежность корреляции может быть повышена путем восстановления последовательности осадочных циклов, в которой границами каждого цикла служат несогласия или коррелируемые согласия. Велла предложил назвать такие единицы *циклическими хроностратиграфическими единицами*, так как они, очевидно, синхронны в глобальном масштабе. Митчум с соавторами [751] назвали эти единицы *сехронами* (от слов *sequence* — последовательность и *chron* — хрон или время) и определили их как весь интервал геологического времени, в течение которого накапливалась толща осадков или формировался осадочный цикл. Преимущество сехронов заключается в том, что многие из них удается сопоставить с установленными в Европе типами хроностратиграфических единиц. Многие геологические системы и ярусы были первоначально названы по породам, залегающим между определенными крупными несогласиями, поскольку казалось, что они маркируют естественные литологические и биостратиграфические рубежи. В результате появились многие европейские хроностратиграфические единицы. Таким образом, концепция осадочных циклов связана с классическим постулатом исторической геологии, согласно которому обширные периоды орогенеза служили естественными рубежами в истории Земли.

Зюсс, Ог, Штилле и Грабау обратили особое внимание на хронологическое и региональное распространение трансгрессий, и каждый из них независимо пришел к заключению, что было много крупных трансгрессий и регрессий. В позднем мелу Европа и другие районы были покрыты эпиконтинентальными морями, а затем последовала регрессия, захватившая конец мезозоя и большую часть кайнозоя. Толщи морских отложений отражают высокие стояния уровня океана в пределах естественных эвстатических циклов, а их границы представлены несогласиями, разделяющими традиционные единицы, на которых базируется европейская стратиграфия.

Необходимо подчеркнуть, что представление о синхронности глобальных изменений уровня океана в мезозое и третичном периоде все еще не является общепринятым. О накале дебатов можно судить по следующему заявлению Дотта и Баттена [271, с. 69–70]:

«До середины XX столетия у геологов все еще сохранялась слепая вера в то, что стратиграфическая летопись естественно подразделяется глобальными ритмами орогенеза, выразившимися в очень долгопериодных глобальных трансгрессивно-регрессивных циклах, которые, как предполагается, почти соответствовали границам систем. Эта концепция отражает влияние представлений Хаттона и Лайеля столетней давности о циклическом характере истории Земли. Она обеспечила удобную рациональную основу для глобальной временной шкалы. Современные стратиграфические исследования показали, что эта схема является просто подтасовкой фактов: эпохи горообразования и несогласия не были столь всеобщими на больших

площадях ни по возрасту, ни по амплитуде. В течение некоторого времени реакцией на это было категорическое отрицание любой глобальной синхронности, но недавно появились доказательства ряда долговременных событий, которые, возможно, окажутся более или менее универсальными.»

К этой проблеме добавляется проблема выявления самого механизма, создающего крупные трансгрессии и регрессии в периоды отсутствия изменений уровня океана за счет таяния или роста ледниковых щитов. Хейс и Питман [439] считают, что глобальные трансгрессии и регрессии среднего и позднего мела могли быть вызваны одновременными осцилляциями скоростей спрединга срединно-океанских хребтов. Увеличение скорости спрединга приводит к расширению хребтов, сокращая, таким образом, вместимость океанов.

Сейсмостратиграфия

Новым и очень важным направлением глобальной стратиграфической корреляции является *сейсмостратиграфия* – стратиграфическая интерпретация данных сейсмопрофилирования. Сейсмические волны отражаются различными поверхностями раздела в толщах пород, прежде всего поверхностями напластования и несогласия, которые разделяют слои, различающиеся по сейсмическим скоростям и плотности. Сейсмические отражения параллельны этим поверхностям (рис. 9-5). Сейсмопрофилирование является эффективным методом картирования толщ пород на огромных площа-

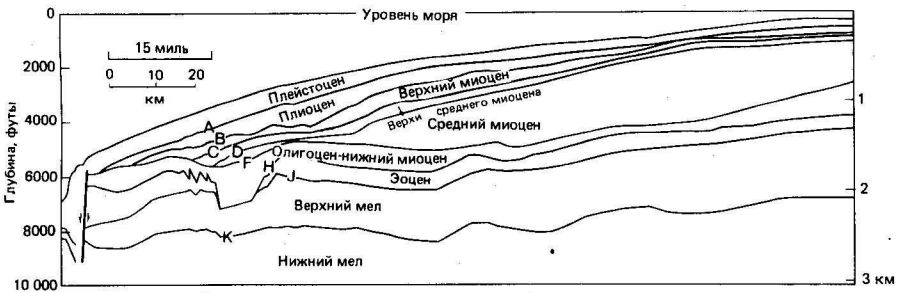


Рис. 9-5. Сейсмический профиль отраженных волн континентального шельфа западной Флориды (вверху – сейсмограмма в масштабе времени прохождения отраженных волн, внизу – тот же профиль в масштабе мощностей в футах. Вертикальный масштаб примерно в 20 раз крупнее горизонтального). Горизонт F маркирует резкое изменение обстановки осадкообразования, выраженное в регрессионном прилегании (offlap) более молодых осадков. Слева от скважины 29-42 видна погребенная долина, на продолжении которой развилась система каньонов Де-Сото [850].

дах, позволяющим избегать больших затрат времени и средств на бурение. Методы сейсмостратиграфии применялись в течение ряда лет в нефтяной геологии при стратиграфических и структурно-геологических исследованиях на континентальных окраинах. Большое значение этого нового подхода обнаружилось со всей очевидностью в 1977 г., когда Американская ассоциация нефтяных геологов опубликовала обширную серию статей П. Р. Вейла, Р. М. Митчума и др. о методике и применении сейсмостратиграфии [819]. В итоге были выявлены разнообразные возможности стратиграфической интерпретации сейсмопрофилей отраженных волн. Сюда относятся геологическая корреляция разрезов, идентификация генетических типов отложений, определение их мощностей и условий формирования, изучение рельефа поверхностей несогласия. Кроме того, по сейсмопрофилям можно изучать постседиментационные структурные деформации. Подобная интерпретация выполняется обычно в четыре этапа:

- 1) анализ сейсмической последовательности;
- 2) сейсмофациальный анализ;
- 3) анализ относительных изменений уровня океана;
- 4) глобальная корреляция относительных изменений уровня океана.

Анализ сейсмического разреза заключается в выделении отдельных осадочных циклов или последовательностей отложений (рис. 9-5 и 9-6, А). Для правильного выделения и корреляции осадочной последовательности нужно точно установить и проследить ее границы. Определяют границы обычно по несогласиям, а прослеживают до коррелирующих с последними поверхностей согласного залегания. *Согласием* (conformity, concordance) называется такое залегание, при котором более молодые пласты отделены от более древних поверхностями, не обнаруживающими физических признаков размыва или неотложения, а между пластами отсутствуют перерывы.

Анализ сейсмофаций основан на интерпретации геометрии отражателей, их выдержанности и сейсмических скоростей в рамках отдельных комплексов отложений. Такой анализ дает необходимую информацию о процессах и обстановках осадконакопления (рис. 9-6, А). Следующим шагом является анализ относительных изменений во времени уровня океана по геометрическим соотношениям толщ морских отложений. Относительное поднятие уровня океана устанавливается по *береговому прилеганию* (onlap) (рис. 9-7, А) последовательно распространяющихся в сторону берега слоев морских осадков, отложившихся на континентальные и литоральные слои. Величину вертикального наращивания берега (надстройки—coastal aggradation) можно использовать как меру амплитуды подъема уровня, но с учетом поправки на увеличение мощности за счет дифференциального погружения дна в сторону моря. О *стабильности* уровня океана судят по *прибрежному кровельному прилеганию* (coastal toplap) (рис. 9-7, Б). Понижение уровня океана устанавливается на основе смещения вост берегового прилегания (рис. 9-7, В). Типичный эвстатический цикл состоит из постепенного подъема, периода стабильного стояния и быстрого опускания уровня моря. На рис. 9-6, А эвстатические изменения уровня определены путем измерения величины осадочной надстройки (агградации)—мощности трансгрессивного комплекса. Полученные величины нанесены на шкалу возраста (рис. 9-6, Б) по имеющимся биостратиграфическим данным. На графике рис. 9-6, В видна серия из пяти асимметричных циклов разной амплитуды. Каждый цикл представлен этапами медленного эвстатического подъема, стабильного стояния и последующего быстрого опускания уровня океана.

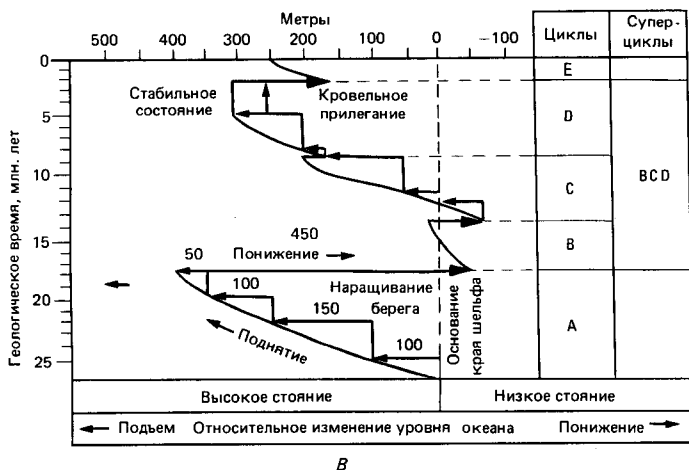
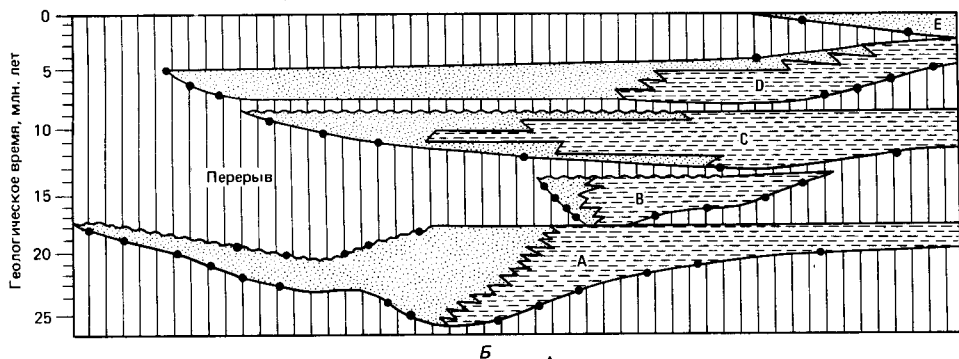
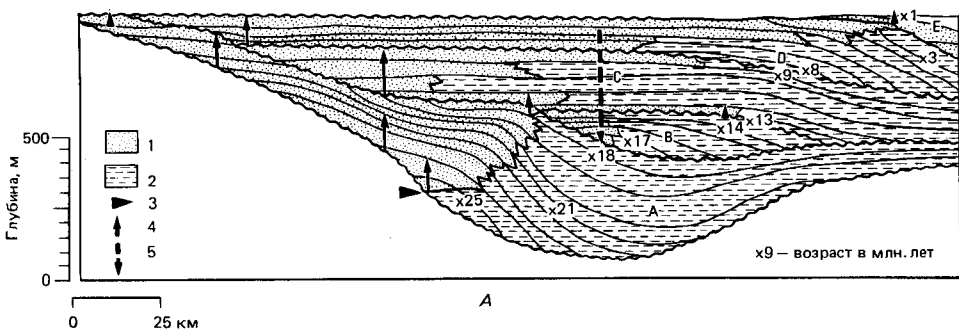


Рис. 9-6. Три этапа составления графика относительных колебаний уровня океана: А – стратиграфический разрез; Б – разрез, приведенный к шкале геологического времени; В – перевод данных на разрезе Б в региональный график циклов относительных изменений уровня океана [1068]. 1 – отложения береговой зоны; 2 – морские отложения; 3 – первоначальный край шельфа; 4 – наращивание берега; 5 – смещение вниз.

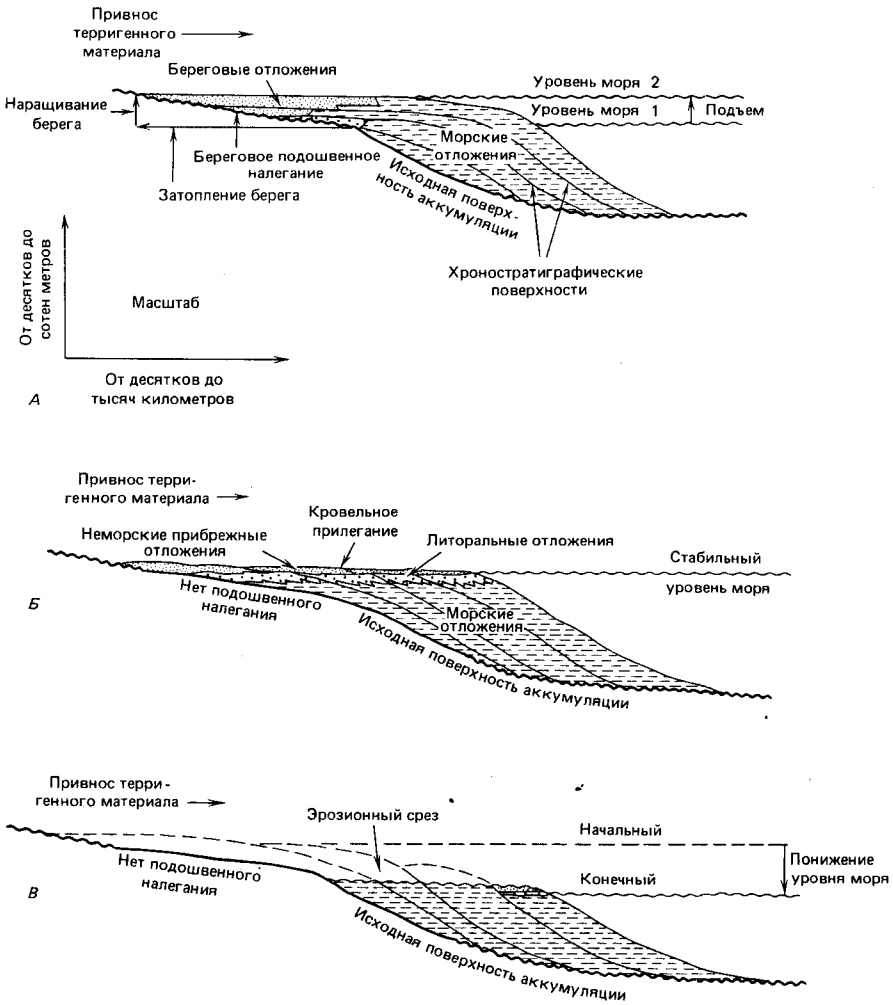


Рис. 9-7. Характер залегания отложений береговой зоны: А—при относительном повышении уровня моря; Б—при стабильном уровне; В—при понижении уровня. На разрезе А—береговое подошвенное налегание указывает на повышение уровня моря. Подъем базиса аккумуляции (base level) создает условия для наращивания береговых отложений и перекрытия ими прежней поверхности аккумуляции. На разрезе Б береговое кровельное прилегание указывает на относительную стабильность уровня моря. Без относительного подъема базиса аккумуляции неморские прибрежные и литоральные отложения не будут наращиваться, и подошвенного налегания не получится, а вместо этого проходящий транзитом осадочный материал создаст кровельное прилегание. На разрезе В смещение вниз прибрежного подошвенного налегающего аккумулятивного тела указывает на опускание уровня моря. Относительное понижение базиса эрозии создает условия размыва. Осадконакопление возобновляется в виде берегового подошвенного налегания во время последующего подъема уровня [1068].

Вейл и его соавторы [1068] обнаружили большое сходство между региональными циклами окраин разных континентов. Сходными оказались также относительные амплитуды колебаний.

Из региональных циклов Вейл и др. [1068] вывели историю колебаний уровня Мирового океана за последние 200 млн. лет, с триаса поныне (рис. 9-8). В результате удалось осуществить глобальную корреляцию многочисленных несогласий, обнаруженных на сейсмопрофилях, и сопоставить их с эвстатическими изменениями уровня океана (рис. 9-8). Тринадцать из них совпадают с крупными опусканиями уровня океана и могут поэтому рассматриваться как главные межрегиональные несогласия. Глобальные циклы отчетливо асимметричны, с постепенными подъемами и резкими опусканиями уровня океана (рис. 9-8). Вейл и др. [1068] считают, что возраст и длительность циклов установлены надежно, тогда как амплитуды эвстатических колебаний уровня оценены лишь приблизительно. *Уровень океана был самым высоким* в позднем мелу, когда он был на 350 м выше современного. Вейл и др. [1068] показали общую тенденцию понижения уровня в третичном периоде (рис. 9-8): высокий уровень характерен для его начала, а низкий — для его конца. Крупнейшее понижение произошло в середине олигоцена (около 29 млн. лет назад), когда уровень океана в течение всего 1–2 млн. лет опустился, вероятно, на 250 м ниже современного. Крупные опускания имели место примерно 60 млн., 50 млн., 40 млн., 30 млн., 22 млн., 11 млн., 7 млн. и 4 млн. лет назад (рис. 9-8). Величина общего понижения уровня от высокого стояния в мелу до более низкого в настоящее время оценивается по-разному, в пределах от 300 до 100 м. Глобальные эпохи высокого стояния уровня отмечены широким распространением на шельфах мелководных морских и континентальных отложений. В условиях интенсивного поступления терригенного материала дельтовые комплексы распространялись через край шельфа в глубоководные бассейны. В эпохи низкого стояния уровня Мирового океана на шельфах происходил размыв или существовали условия неотложения, а на дне бассейнов, у подножий континентальных склонов, формировались в результате интенсивного осадконакопления глубоководные конусы выноса (фены). Межрегиональные несогласия связаны с эпохами низкого стояния уровня, когда на континентальных шельфах и верхних частях склонов происходила субаэральная эрозия.

Структура континентальных окраин атлантического типа характеризуется увеличивающимися в сторону океана мощностями стратифицированных осадочных толщ, которые перекрывают глубоко опущенный платформенный кристаллический фундамент. Осадочные толщи состоят из утолщающихся к океану клиноформных тел, отделенных друг от друга, по крайней мере в мелководных разрезах, совершенно ненарушенными плоскими отражающими горизонтами [841]. Мощность осадочной толщи, накопившейся на внешнем краю шельфа, у восточного побережья Северной Америки нередко превышает 10 км. В результате мелководного бурения [427] удалось установить, что вся толща накопилась с мезозоя до настоящего времени в интервале глубин порядка нескольких сотен метров [840]. Это указывает на устойчивое, медленное погружение шельфа, компенсированное накоплением осадков, достаточно быстрым, чтобы поддерживать мелководные условия. Разрез разделен отчетливыми несогласиями.

Считают, что трансгрессии или регрессии, происходившие одновременно на географически разьединенных друг от друга шельфах, вызваны гло-

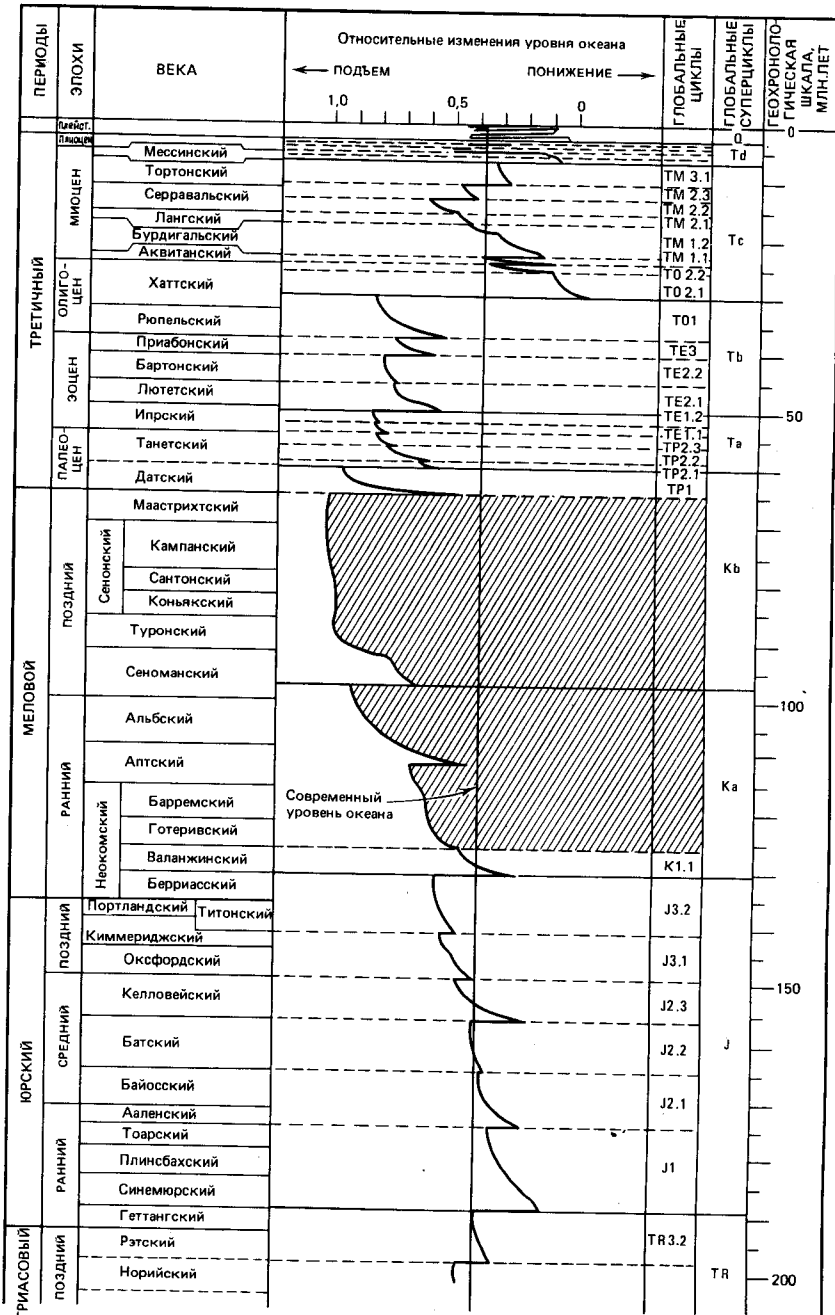


Рис. 9-8. Глобальные циклы относительного изменения уровня моря с юры до плейстоцена. Данные по меловым циклам (заштрихованная область) пока не опубликованы [1068].

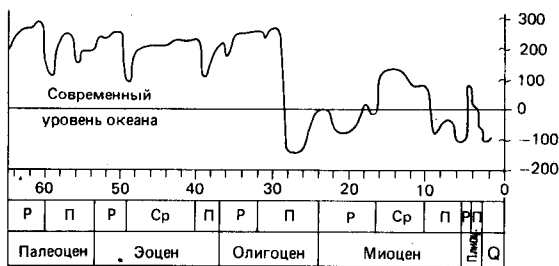


Рис. 9-9. Эвстатические колебания уровня океана в третичное время. Абсолютные отметки (в метрах) приближительные [1067]. Р — ранний, Ср — средний, П — поздний.

бальными поднятиями и понижениями уровня океана (рис. 9-9). Однако Питман [840] показал на разработанной им модели, что это вовсе не обязательно. Согласно его предположению, причиной глобальных трансгрессий и регрессий может быть изменение скорости подъема или опускания уровня океана. Береговая линия стремится занять такое положение, при котором скорость подъема (или опускания) уровня моря была бы равна разности между скоростями погружения шельфа и накопления осадков. Следовательно, если уровень океана либо поднимается быстрее, либо опускается медленнее, произойдет трансгрессия. Работа Питмана развивает идеи Шлосса [976], который установил, что трансгрессии и регрессии частично контролируются соотношением величин изменения уровня моря и скорости погружения. Критическим элементом такой модели является допущение, что скорость изменения уровня океана всегда ниже 1 см в 1000 лет (за исключением гляциозвстатических колебаний), а значит, меньше скорости погружения края шельфа пассивных континентальных окраин, часто превышающей 2 см/1000 лет. Предполагается, что шельф погружается шарнироподобно, с увеличением скорости к внешнему краю. На положение береговой линии влияет также скорость осадконакопления. Осадочного материала поступает обычно достаточно для того, чтобы компенсировать в целом медленное погружение шельфа. Таким образом, при понижении уровня моря береговая линия переместится в ту точку на шельфе, где скорость опускания уровня равна разности скоростей погружения дна и осадконакопления. Главный смысл модели Питмана заключается в том, что опускание уровня моря, даже если оно происходит устойчиво в течение миллионов лет, все же не сравнимо по скорости с погружением края шельфа. Согласно этой модели, береговая линия оставалась всегда в пределах шельфа и никогда, кроме ледниковых эпох, не перемещалась на континентальный склон. В ледниковые эпохи быстрого эвстатического понижения уровня океана береговая линия, как известно, находилась в верхней части континентального склона.

Как мы уже видели, современные шельфы находятся в неравновесном состоянии. Подъем уровня океана за последние 10 тыс. лет был столь быстрым, что осадконакопление не поспевало за ним. Мы видели также, что современная глубина бровки шельфа — 135 м — значительно превышает среднюю величину 40 м, приводимую для большей части третичного периода [840]. В начале третичного времени подъемы и понижения уровня океана происходили, вероятно, гораздо медленнее, чем в ледниковом позднем кайнозое. В таких условиях преобладающая часть выносимого с континентов осадочного материала должна была отложиться на шельфах. В ходе быстрых, контролируемых оледенениями понижений уровня, когда основная масса осадочного материала проносилась транзитом через шельфы, погру-

жение шельфов должно было замедляться из-за уменьшения нагрузки осадочных толщ. Равновесие не будет достигнуто до тех пор, пока береговая линия не переместится вновь на шельф, создавая условия для возобновления терригенной седиментации.

Причины мезозойско-кайнозойских колебаний уровня океана. Как мы видели, изменения уровня океана в четвертичное время контролировались оледенениями и лишь локально на них влияла тектоника. Среди разнообразных возможных причин долготермических колебаний уровня Мирового океана только тектонический фактор является достаточно мощным и длительно действующим, чтобы вызвать те крупные изменения, которые происходили в течение всего мезозоя и кайнозоя. Поэтому считается, что крупные трансгрессии и регрессии обусловлены глобальными тектоническими событиями. Тектонические движения вряд ли могут вызвать частые быстрые колебания уровня, подобные ледниковым, а поэтому трудно понять причину быстрых опусканий уровня океана в отдельные промежутки третичного времени. Провести четкое разграничение между ледниковыми и тектоническими причинами колебания уровня в целом невозможно, но последние являются вероятно, доминирующими.

Питман [841] оценил количественно влияние изменений скорости спрединга океанского дна на характер сейсмопрофилей континентальных окраин. За исключением оледенений, изменение объема срединных хребтов в связи с вариациями скорости спрединга представляет собой самый быстрый и эффективный механизм изменения уровня океана. Нужно еще много поработать, чтобы объяснить меньшие по масштабу колебания уровня, но в целом высокие скорости спрединга должны привести к увеличению объема срединно-океанских хребтов и к относительно меньшим глубинам океанского ложа. Это в свою очередь должно вызвать эвстатический подъем уровня океана. Низкое эвстатическое стояние уровня связано с медленным спредингом. На основании предполагаемых изменений объема мировой системы срединно-океанских хребтов Питман [841] вывел гипотетическую кривую колебаний уровня океана для интервала времени от мела до миоцена. В этой модели количественно соотнесено положение береговой линии со скоростями погружения шельфов, изменения уровня океана и осадконакопления.

Первый компонент модели определен надежно, поскольку связь между возрастом и глубиной остается неизменной для всех срединных хребтов независимо от истории спрединга. Эта связь вытекает из экспоненциальной кривой зависимости охлаждения от времени (см. гл. 5). Так, глубина над Восточно-Тихоокеанским поднятием с его высокой скоростью спрединга такая же, как над эквивалентным по возрасту участком Срединно-Атлантического хребта, где скорость спрединга меньше. Вторым главным компонентом модели является зависимость объема или площади поперечного сечения хребта от скорости спрединга. На рис. 9-10 видно, что для возраста 69 млн. лет площадь поперечного сечения у хребта со скоростью 6 см/год в три раза больше (рис. 9-10, Б), чем у хребта со скоростью спрединга 2 см/год (9-10, А, верхний). Отсюда следует, что при увеличении скорости спрединга от 2 до 6 см/год (рис. 9-10, А) площадь поперечного сечения постепенно возрастает. Уменьшение скорости спрединга от 6 до 2 см/год приводит, наоборот, к сокращению площади сечения (рис. 9-10, Б). В-третьих, нужно учесть, что изменения в разных сегментах срединно-океанских хребтов не обязательно синхронны. Одни хребты могут сжиматься, в то время как другие раздуваются. Однако к настоящему времени мы знаем еще

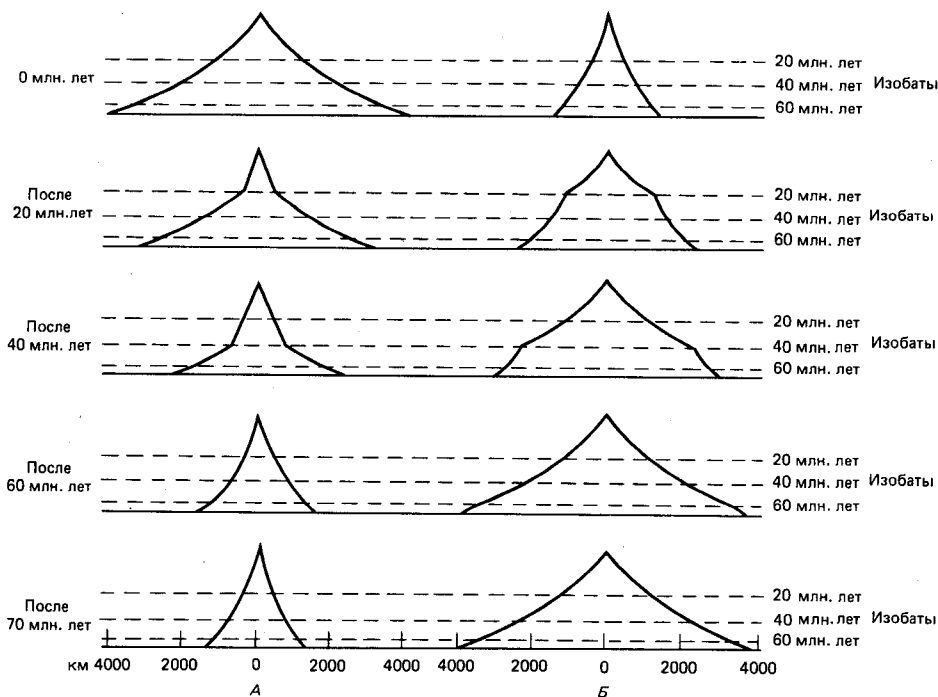


Рис. 9-10. Формы поперечного сечения срединно-океанского хребта, развивающиеся при разных скоростях спрединга в течение 70 млн. лет. А – наверху показан профиль хребта, расширившегося со скоростью 2 см/год в течение 70 млн. лет. В момент 0 млн. лет скорость спрединга увеличивается до 6 см/год. Последующие стадии постепенного расширения профиля показаны сначала для 20 млн. лет после изменения скорости, затем для 40 млн. и 60 млн. лет, а затем для 70 млн. лет от момента изменения скорости спрединга. В 70 млн. лет профиль хребта придет снова к стационарному состоянию. Площадь поперечного сечения в это время будет в три раза больше, чем в момент 0 млн. лет. Б – наверху показан профиль хребта, образовавшийся при скорости спрединга 6 см/год в течение 70 млн. лет. В момент 0 млн. лет скорость спрединга уменьшилась до 2 см/год. Показаны последовательные стадии сжатия хребта. Через 70 млн. лет после изменения скорости спрединга хребет достигнет нового стационарного состояния. Площадь поперечного сечения составит примерно $\frac{1}{3}$ величины для 0 млн. лет [840].

очень мало о соотношениях скоростей спрединга разных сегментов мировой системы срединно-океанских хребтов. Возможно, что крупные сегменты расширяются и сжимаются сходным образом. Тем не менее вариации уровня океана контролируются суммарным эффектом изменения объема хребтов. Питман [841] подсчитал, что максимальная скорость изменения уровня океана за счет формы срединно-океанских хребтов составляет примерно 1 см/1000 лет. Значительные сдвиги уровня океана могут быть вызваны изменениями объема хребтов.

Расчеты показывают, что уровень океана был, возможно, на 350 м выше современного в позднем мелу в эпоху быстрого спрединга (примерно от 110 млн. до 85 млн. лет назад). Такого подъема уровня было достаточно для покрытия морем 35% площади современной суши. В результате этого глобальные соотношения между морем и сушей изменились коренным образом. Начиная с мелового периода происходило общее сокращение

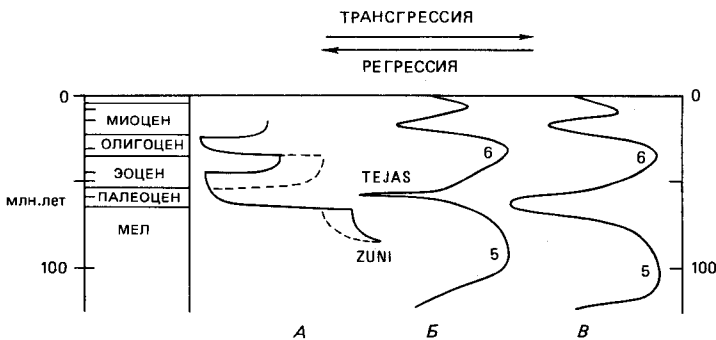


Рис. 9-11. Последовательность трансгрессивных и регрессивных событий в позднем мезозое и в третичное время, рассчитанная Питманом [840] и определенная по геологическим данным. Масштаб изменений условный. А – сплошной линией показана последовательность трансгрессий и регрессий, пунктиром – возможные изменения за счет калибровки палеомагнитной шкалы по данным глубоководного бурения; Б – трансгрессии и регрессии в Северной Америке; В – трансгрессии и регрессии в Африке [840].

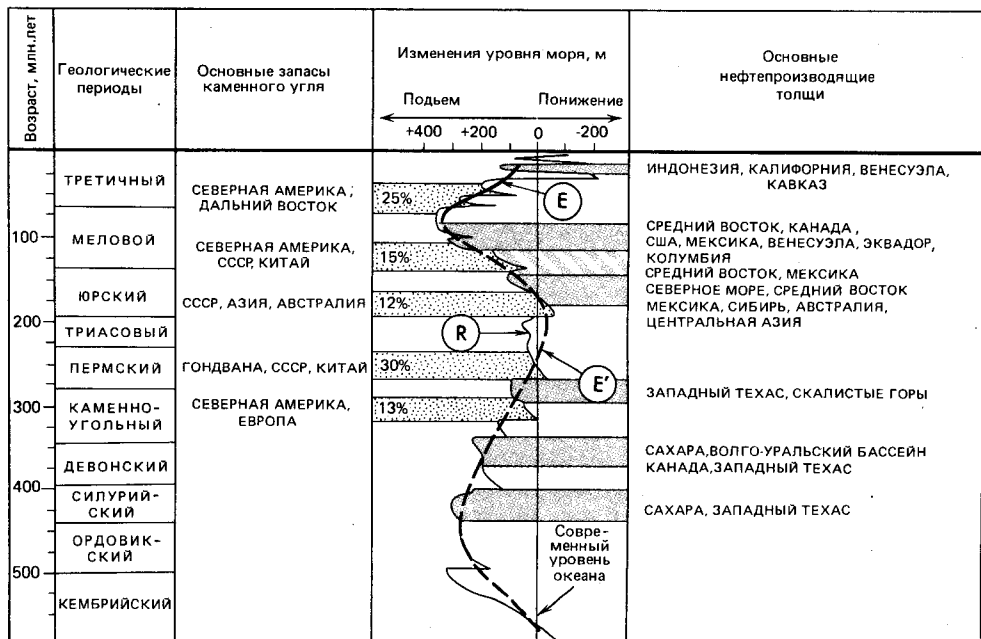


Рис. 9-12. Основные периоды накопления нефтематеринских и угленосных отложений в сравнении со всемирными трансгрессиями и регрессиями, установленными Вейлом с соавторами [1068] – R и Питманом [840] – E. В показанные на графике периоды накопления нефтематеринских пород образовалось более 10^8 т нефти за 1 млн. лет в первый цикл (570–200 млн. лет назад) и более 10^9 т нефти за 1 млн. лет во второй цикл (200–0 млн. лет назад) [1044].

объема срединно-океанских хребтов и соответственно понижение уровня океана (рис. 9-11). Предполагается, что уровень океана опускался очень быстро в олигоцене и несколько медленнее в миоцене. В геологической истории последовательно сменяли друг друга небольшая регрессия в позднем мелу, крупная палеоценовая регрессия, крупная эоценовая трансгрессия, олигоценая регрессия и раннемиоценовая трансгрессия (рис. 9-11). Расчетная кривая Питмана [841] не во всем согласуется с этими геологическими данными (рис. 9-11). Наиболее существенное несоответствие обнаруживается в эоцене, когда расчетная кривая показывает постоянное, хотя и меняющееся по скорости понижение уровня, тогда как геологические данные упорно указывают на трансгрессию.

Глобальные эвстатические циклы имеют большое практическое значение. Тиссо [1044] показал, что в фанерозойской истории Земли чередовались эпизоды интенсивного угленакопления и нефтеобразования (рис. 9-12), связанные с глобальными циклами изменения уровня океана. Богатые нефтью толщи формировались во времена высокого стояния уровня и расширения эпиконтинентальных морей, когда происходило усиленное накопление мелководных осадков, богатых органическим веществом морского (в основном планктонного) происхождения. Особо высокопродуктивные нефтяные залежи, составляющие 70% потенциальных мировых запасов, охватывающие по времени образования всего 12% фанерозоя, характерны для юры и мела (180–85 млн. лет назад). Основные угленосные толщи формировались в эпохи низкого стояния уровня океана в среднем и позднем карбоне, средней и поздней перми, ранней и средней юре, раннем мелу, в период с конца мела до эоцена (рис. 9-12). В этих отложениях, время образования которых составляет только 30% фанерозоя, сосредоточено 95% мировых запасов угля.

10. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ И НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ

Берег представляет собой древний мир, ибо с тех пор, как на Земле имеются моря, существует это место встречи суши и воды.

Рашель Карсон

Введение

В данной главе мы займемся особым кругом геологических процессов, протекающих в прибрежной зоне и на континентальном шельфе. Как уже указывалось выше, эти обстановки находились в течение всей геологической истории под сильным влиянием колебаний уровня океана. Главными динамическими факторами мелководных обстановок являются волны, приливы и прибрежные течения. В истории осадкообразования на шельфах и в прибрежной зоне находят отражение меняющиеся взаимоотношения между тектоническим погружением, колебаниями уровня моря и гидродинамическими процессами, действующими на таких глубинах. Кроме того, находясь в условиях фотической зоны, дно испытывает непосредственное воздействие биологических процессов, почти не ощутимых в глубоководных областях океана. Мы рассмотрим развернутую картину истории развития мелководных обстановок осадкообразования, уделяя особое внимание распределению терригенных осадков в связи с положением уровня моря прежде и сейчас. Прибрежная и шельфовая зоны играли в геологической истории важную роль накопителей или распределителей поступающего с суши терригенного материала. Это не удивительно. До сих пор не все сознают, что 80% всей массы осадочного материала на Земле улавливается громадными осадочными телами континентальных окраин. Осадки в большинстве своем образовались в очень мелководных условиях на шельфе, а затем испытывали погружение. Именно благодаря процессам погружения эти осадочные толщи могли сохраниться. При выветривании пород на суше образуется твердый терригенный материал вроде песка и глины, а также растворенные продукты. Этот материал поступает с суши на континентальные окраины, а часть его выносится в глубоководные бассейны. Гаррелс и Мак-Кензи [361] подсчитали, что ежегодно в океан поступает около $250 \cdot 10^{14}$ г осадочного материала. От 85 до 90% этого количества выносятся реками, вынос льдами составляет около 7%, подземный сток вод — от 1 до 2%, а золотые выносы — менее 1%. Около 80% речных выносов составляют твердые частицы, а остальные 20% — растворенные вещества.

Эти огромные массы терригенного материала выносятся в моря и океаны почти целиком несколькими гигантскими реками. Четыре реки — Хуанхэ, Ганг, Брахмапутра и Янцзы — дают 25% всей массы ежегодного твердого речного стока. Из 12 крупнейших рек мира только Амазонка, Инд и Ганг с Брахмапутрой впадают непосредственно в океан, остальные разгружаются в окраинные моря. Почти весь осадочный материал отлагается вблизи берега — в эстуариях, дельтах, прибрежных бассейнах. Лишь небольшая доля терригенного материала выносится прямо за пределы шельфа. Конго является одной из немногих рек, твердый сток которой полностью, минуя шельф, уходит на глубину по подводному каньону.

В современном океане ледовый перенос играет существенную роль только в полярных областях, прежде всего в Антарктиде, но в плейстоцене условия были существенно иные. В это время материал ледового разноса накапливался в субполярных районах Атлантики к югу от Исландии. Сравнительно небольшие климатические изменения могли вызвать значительные вариации поступления осадочного материала в океаны, сильно воздействуя таким образом на глубоководный седиментогенез.

Поскольку мелководные обстановки испытывают влияние множества разных океанологических факторов, не удивительно, что мелководные фации столь разнообразны. Пески обычно сосредоточены в береговой зоне на глубинах не более 20 м, а илистые осадки, как правило, не распространены дальше 30 км от берега, за исключением случаев очень интенсивного поступления терригенного материала [221, 222, 225]. Развитие прибрежных фаций зависит от многих параметров: интенсивности поступления терригенного материала, режима приливов, экспозиции действия волн, характера течений, климатических условий, тектонических движений [944]. Современные прибрежные отложения отражают баланс между интенсивностью поступления осадочного материала и способностью гидродинамических процессов переработать этот материал [944]. Такой баланс в свою очередь определяет химический характер осадков. Там, где поставка терригенного материала обильная, доминируют терригенные осадки («обломочные» берега). В случае незначительного поступления терригенного материала возрастает роль карбонатакопления, а в некоторых регионах последнее становится доминирующим процессом («карбонатные» берега).

Неравновесность осадков современной береговой зоны. Континентальные шельфы мира отличаются друг от друга по структуре, рельефу и составу осадков. Одни из них развивались путем срезания более древних пород, на других наблюдается почти согласное напластование отложений от меловых до современных. Обширные плоские поверхности шельфов формировались в результате эрозионной¹ деятельности при многократных трансгрессиях и регрессиях (см. гл. 9). Как эрозия, так и аккумуляция осадков сосредоточены в узкой прибрежной полосе. Колебания уровня моря, перемещая береговую линию, приводят поэтому к эрозионно-аккумулятивному выравниванию шельфов.

Многие морские геологи были поражены тем, насколько сильно колебания уровня океана влияют на поставку осадочного материала в океанские бассейны [222, 877]. При высоком стоянии уровня и соответственно максимальной ширине шельфов последние становятся аккумуляторами осадочного материала. В этих условиях береговые процессы задерживают осадки в эстуариях, барах или в аккумулятивных телах внутреннего шельфа. Именно таково современное состояние океанских побережий. Протекающие здесь процессы усилены высокой скоростью гляциоэвстатического подъема уровня океана в течение последних 10 тыс. лет. Рельеф и осадочный покров большинства современных континентальных шельфов реликтовые, т. е. сохранились от прежнего более низкого стояния уровня океана. С момента голоценовой трансгрессии прошло еще слишком мало времени, чтобы на шельфах могло установиться равновесие с современными условиями. В ходе этой трансгрессии береговая линия перемещалась столь быстро, что количество поступающего с суши песка оказалось недостаточным для образо-

¹ Автор применяет термин «эрозия» в широком смысле, включая размыв дна и берегов волнами и морскими течениями.—Прим. перев.

вания значительных толщ пляжевых отложений или других крупных аккумулятивных тел на поверхности шельфа. В результате голоценовой трансгрессии одновременно во всем мире формировались трансгрессивные или затопленные берега. По-видимому, лучше всего они представлены на Атлантическом побережье Северной и Южной Америки, где широко распространены системы баров и лагун, затопленные эстуарии и другие формы, созданные быстрым подъемом воды (инундацией).

Из-за неравновесности мелководных обстановок и задержки осадочного материала в береговой зоне современные шельфы покрыты большей частью *реликтовыми осадками*, а в их рельефе преобладают формы, образовавшиеся в плейстоцене при низком стоянии уровня моря. Реликтовыми называют осадки, накопление которых связано с условиями прошлого, хотя они и лежат сейчас на поверхности дна. Местами в прибрежной зоне встречаются даже субаэральные пески и торфяники, накопившиеся выше уровня моря. Эмери [295] подсчитал, что 70% площади современных континентальных шельфов покрыто реликтовыми осадками. Современные равновесные илистые фации могут покрывать всю поверхность узких шельфов, но на широких шельфах их распространение обычно ограничено лишь внутренней зоной. Шельфы восточного побережья Северной Америки покрыты почти целиком реликтовыми осадками, поскольку весь выносимый реками терригенный материал улавливается эстуариями [225]. Реликтовые осадки переносятся по всей поверхности шельфа, но они не отражают современных условий осадкообразования. Однако, поскольку уровень океана близок к современному уже в течение 4000–7000 лет, налицо явная тенденция возвращения седиментации к состоянию равновесия. Так, например, около 7000 лет назад из литоральных осадков начали формироваться многочисленные барьерные острова [223, 607]. Стремление к равновесию выражается также в тенденции выпрямления береговых линий путем срезания мысов, образования баров и кос. Однако до шельфов доходит все еще ограниченное количество осадочного материала, поскольку эстуарии, формировавшиеся в ходе голоценовой трансгрессии путем затопления речных долин, до сих пор не заполнены осадками [607].

Береговая зона

Эстуарии. Притчард [853] определяет *эстуарий* как полузакрытый прибрежный водоем, который свободно сообщается с океаном и в котором морская вода заметно распреснена за счет притока пресных вод с суши. Поставка в эстуарии соленых вод приливыми и ветровыми течениями, а пресных реками создает градиенты плотности и приводит к развитию своеобразной эстуарной циркуляции. Конкретный характер циркуляции зависит от количества и скорости притока пресных вод, от размера и формы бассейна, от действия приливов и ветров. Вариации этих факторов обуславливают большие различия между разными эстуариями. В лагуне Мадре, шт. Техас, где приток пресных вод практически отсутствует, соленость из-за высокой интенсивности испарения выше, чем в океане.

В результате голоценовой трансгрессии эстуарии стали доминирующей формой современной береговой зоны [779]. В это время образовалось больше эстуариев, чем за большинство других периодов геологического времени [225]. Эстуарии возникли не только в древних речных долинах, но также на месте фиордов, отгороженных барами водоемов или полузамкнутых прибрежных бассейнов тектонического происхождения [929]. В на-

стоящее время эстуарии формируются в районах приливных осушек, барьерных островов и речных дельт. Многие эстуарии заполнены аллювиальными отложениями. Там, где трансгрессия компенсируется осадконакоплением, эстуариев нет. В геологическом прошлом эстуарии были почти наверняка менее распространены, чем сейчас, встречаясь лишь в районах быстрого тектонического погружения, сопровождающегося затоплением побережья.

Эстуарии представляют собой один из важнейших современных геологических факторов, контролирующих поток терригенного материала с суши в океан. В настоящее время реки выносят в море ежегодно более 8 млрд. т осадочного материала. Большая часть этого материала, однако, оседает в эстуариях или в узкой прибрежной полосе. Это особенно ярко бросается в глаза на восточном побережье Северной Америки, где реки, выносящие сравнительно мало взвешенного терригенного материала, разгружаются в крупных эстуариях. Например, твердый сток реки Саскуэханна, впадающей в Чесапикский залив на востоке США, равный $0,75 \cdot 10^{12}$ г/год, ничтожен по сравнению с твердым стоком Миссисипи ($312 \cdot 10^{12}$ г/год) или Рио-Гранде ($8,5 \cdot 10^{12}$ г/год) [371, 477].

Таким образом, большинство эстуариев и связанных с ними маршей представляют собой отстойники или ловушки осадочного материала. Лишь небольшая доля этого материала попадает из них на открытые шельфы. Исключение составляет район устья Амазонки, где сток пресных вод значительно превышает объем приливов. В результате пресные воды распространяются на континентальный шельф. Значительная доля выносов Амазонки отлагается на внешнем краю шельфа, а остальная их часть подхватывается вдольбереговыми течениями. Реки с сильным сезонным паводковым режимом, вроде Миссисипи, характеризуют промежуточные условия.

Весьма важное значение для процессов седиментации в эстуариях имеют приливо-отливные явления [290]. Сам термин *эстуарий* происходит от латинского слова *aestus*, что означает «кипение» или «прилив». В типичном эстуарии выносимая рекой пресная вода распространяется по поверхности акватории над соленой водой, поступающей из океана. Характер циркуляции внутри эстуария зависит от того, каким образом эти водные массы смешиваются друг с другом. Скорость перемешивания контролируется соотношением приливного потока и речного стока, а также формой и размерами бассейна. В эстуариях с минимальными приливами пресная вода образует четкий слой над клином соленых вод и водная толща резко стратифицирована. В эстуариях с более сильными приливами развивается турбулентное перемешивание двух водных масс и водная толща становится более однородной. Эстуарии с сильно стратифицированной водной толщей и «соленым клином» относят к типу А, а эстуарии с частично перемешанными водами — к типу В [929]. Кроме них Шубель и Притчард [853, 929] выделяют еще другие типы эстуариев.

Эстуарии типа А. Эстуарии с соленым клином типа А образуются в случае почти полного отсутствия приливов и однородного уклона дна в сторону открытого моря. В системе циркуляции преобладает речной сток. Соленый клин поднимается в глубь эстуария (рис. 10-1) на расстояние, зависящее от скорости разгрузки пресных вод. Между солеными и пресными водами существует резкий градиент плотности. Частичное перемешивание осуществляется внутренними волнами, которые затягивают соленую воду в пресную. Вертикальная адвекция соленых вод приводит к постепенному увеличению солености верхнего слоя по мере приближения к океану.

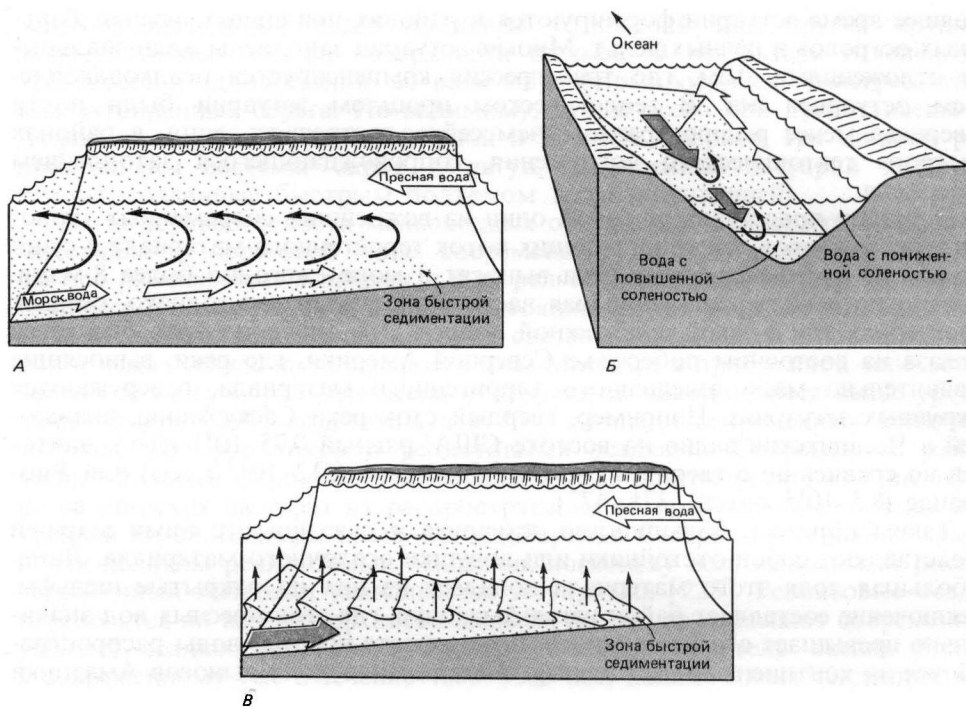


Рис. 10-1. Схематические блок-диаграммы эстуариев. Наверху — частично перемешанный эстуарий (тип В) Северного полушария: А — вид сбоку; Б — вид со стороны суши. Внизу (В) — резко стратифицированный эстуарий (тип А) [929].

Потери за счет переноса в верхний слой компенсируются медленным движением соленых вод вверх по дну эстуария [97].

Эстуарии типа В. В частично перемешанных эстуариях типа В влияние приливных явлений столь значительно, что речной сток уже не доминирует в системе циркуляции [97]. Действие приливов приводит к усилению турбулентности и восходящих движений соленых вод. Соленые и пресные воды перемешиваются сильнее, и переход между водными слоями становится более постепенным (рис. 10-1). Из-за интенсивного перемешивания скорость потока менее соленого легкого верхнего слоя воды в сторону открытого моря может превышать скорость речного стока. Следовательно, расход вод верхнего слоя должен компенсироваться за счет усиления притока соленых вод снизу, а это приводит к увеличению скорости внедрения придонных соленых вод в глубь эстуария. На циркуляцию в эстуариях оказывает влияние также сила Кориолиса. В меридионально ориентированных эстуариях Северного полушария поверхность раздела опресненных поверхностных и соленых придонных вод слегка приподнята у правого побережья (рис. 10-1). Примером частично перемешанного эстуария может служить залив Наррагансетт в Новой Англии, представляющий собой затопленную речную долину. В условиях небольшого притока речных вод в нем доминируют приливные потоки.

Амплитуда приливов также играет важную роль в формировании условий в эстуариях. Гуиллшер [400] и Хейес [435] пришли к заключению, что речные дельты и барьерные острова лучше всего развиты в условиях малых

амплитуд приливов, а приливные осушки и соляные марши шире распространены в районах максимальных приливных колебаний уровня моря.

Условия седиментации в эстуариях. Источниками осадочного материала в эстуариях служат реки, дно моря и соседние участки берега, а также биологическая продукция. В большинстве эстуариев выносы рек, однако, резко преобладают над материалом из всех других источников.

Осадконакопление в эстуариях представляет собой важнейший процесс, контролирующий поток осадочного материала с континентов в океаны. Осаждение тесно связано со спецификой циркуляции вод в эстуариях. Частицы песчаной размерности оседают при замедлении скорости течения. Более тонкая взвесь, особенно глинистая, при смешении пресных вод с солеными *флокулируется*, т. е. частицы слипаются в агрегаты под действием электролита (морской воды). С увеличением размеров скорость осаждения этих агрегатов возрастает, и они выпадают в осадок. Для начала флокуляции достаточно 2–5‰ солености. Большое значение в процессах осаждения имеет также биогенное агрегирование. Отфильтровывая взвесь, планктонные и бентосные организмы агрегируют ее в виде фекальных пеллет. Процесс биофильтрации может существенно понизить содержание взвеси в прибрежных водах, но его значение не следует переоценивать, ибо основная масса тонкой взвеси осаждается все же в эстуариях и не попадает в открытый океан.

Флокуляция в эстуариях тесно связана с зоной контакта между пресными и солеными водами. Это в свою очередь определяет расположение зоны максимального осадконакопления. Например, в эстуариях с соленым клином осадконакопление сосредоточено у края этого клина (рис. 10-1). Если край клина мигрирует, то вместе с ним перемещается и зона максимального осадконакопления [929]. Юго-западная протока Миссисипи представляет собой классический эстуарий с соленым клином. Большие сезонные миграции края клина (почти до 250 км) обуславливают перемещение зоны интенсивного осадконакопления, что создает сложности для судоходства [97]. Картина осадконакопления в частично перемешанных эстуариях несколько иная. Усиленное перемешивание обуславливает развитие слоя *максимума мутности* немного ниже предельной границы проникновения соленых вод. Аккумуляция осадков связана с этим максимумом мутности.

Очевидно, что эффективность флокуляции взвеси в эстуариях не может быть 100%-ной. Крупные реки с огромными величинами твердого стока выносят значительные количества взвешенного терригенного материала в океан. Однако остаток материала, избежавшего осаждения в эстуарии, переносится вдоль берега и осаждается в других прибрежных бассейнах [225].

В течение позднего голоцена происходит постоянное заполнение эстуариев за счет высокой концентрации взвеси в их водах. Скорости осадконакопления очень высоки там, где осаждается крупнозернистый материал: в эстуарных дельтах и у края соляного клина. Наряду с интенсивным поступлением терригенного материала заполнение эстуариев контролируется скоростью тектонического прогибания или подъема региона. В условиях устойчивого прогибания эстуарная обстановка может сохраняться в течение длительного времени и привести к накоплению мощных толщ осадков. Однако эстуарии—это все же, как правило, эфемерные бассейны. При существующих скоростях осадконакопления и стабильном стоянии уровня моря они заполняются целиком в течение нескольких тысяч лет. После этого главными формами аккумуляции в береговой зоне становятся дельты [225].

Лагуны представляют собой весьма разнообразные по фаціальным условиям бассейны седиментации, отделенные от открытого моря комплексом баров и барьерных островов, сложенных в основном хорошо отсортированными песками. Барьером может служить остров с песчаными дюнами или просто песчаный бар, обнажающийся только при отливе [944]. Лагуны занимают половину береговой линии к югу от Нью-Йорка, значительную часть побережья США в Мексиканском заливе и около одной трети берега Мексики [225, 833]. Лагуны наряду с эстуариями широко распространены вдоль трансгрессивных побережий. Порой даже трудно провести четкое разграничение между лагунами и эстуариями. Типичный эстуарий—это узкий, глубоко врезанный в сушу залив, тогда как лагуны обычно вытянуты вдоль берега параллельно песчаному барьеру. Соленость в лагуне довольно однородна, и осадочный материал, забрасываемый через бар во время штормов, распределяется более или менее равномерно. Заполняясь осадками, лагуны превращаются в приливные осушки [225].

Осадки лагун в целом тонкозернисты, поскольку они образуются преимущественно за счет осаждения взвеси. Но накапливаются также пески в виде конусов намыва или небольших дельт. В условиях исключительно слабого терригенного осадконакопления образуются карбонатные илы, а в осоленных лагунах могут образоваться эвапориты [944]. Такое разнообразие осадков контролируется климатом региона. Сильное влияние на обстановку в лагунах оказывает также высота приливов. При малой амплитуде приливов из-за ограниченности водообмена соленость вод в лагунах отличается от нормальной морской: лагуны либо опресняются, либо осолоняются [290]. Поскольку приливные каналы в таких лагунах отсутствуют или слабо развиты, штормовые волны перекачиваются через бар, образуя на его тыльной стороне конусы намыва. Соединяясь, конусы намыва превращаются в песчаные отмели (ватты), которые постепенно выдвигаются во внутрь лагуны [290]. В условиях высоких приливов из-за интенсивного водообмена через приливные каналы соленость в лагунах близка к океанской. В каналах формируются при этом приливные дельты, развиваются приливные осушки и соляные марши [290].

Дельты. Некоторые крупные реки выносят такие огромные количества терригенного материала, что, несмотря на голоценовую трансгрессию, их эстуарии быстро заполняются осадками. Остаток материала слишком велик, чтобы рассеяться вдоль берега, поэтому он накапливается в устье реки, образуя дельту. Дельты имеются у устьев таких крупных рек, как Миссисипи, Нил, Ганг с Брахмапутрой, Рейн, Рио-Гранде. Термин *дельта* был впервые применен Геродотом в V в. до н.э. для обозначения участка суши треугольной формы между ветвящимися рукавами устья Нила [756].

Поскольку дельты формируются там, где реки выносят в море больше терригенного материала, чем успевают разносить вдольбереговые течения, береговая линия выдвигается в сторону моря. Если вдольбереговые течения эффективно перераспределяют весь выносимый рекой материал, возникают параллельные берегу бары и пляжи [944]. Силы течения реки хватает для выноса осадочного материала в виде струи на расстоянии до нескольких километров от устья. Перепад скоростей течения наиболее резок на краях такой струи, что приводит к осаждению переносимого ею терригенного материала в виде подводных намывных валов (отмелей). Аккумулятивные валы могут образоваться также под струей в результате торможения нижней поверхности потока за счет сил трения.

Таким образом, формирование дельты контролируется, с одной сто-

роны, интенсивностью поступления осадочного материала, а с другой — энергией волн и приливов в устье реки. Там, где на шельфе происходит аккумуляция осадков, профиль подводного берегового склона выполаживается, а, значит, для размыва осадков требуется большая высота волн. Распространение дельт поэтому зависит в значительной мере от энергии гидродинамических процессов на континентальной окраине. Дельты образуются чаще в полузамкнутых или замкнутых морских бассейнах, где энергия волн ограничена. В качестве примеров могут служить дельты Дуная, Миссисипи, По и Роны [290]. У рек, устья которых находятся в условиях интенсивного волнения или сравнительно высоких приливов, дельты могут отсутствовать, даже несмотря на большой объем выносимого ими терригенного материала. Дельты нет, например, у реки Колумбия на восточном побережье США [396]. Однако твердый сток нескольких крупнейших рек настолько велик, что дельты формируются, несмотря на высокую энергию волн и большую амплитуду приливов. К таким рекам относятся Нигер в Африке и Ганг — Брахмапутра, впадающие в открытый Бенгальский залив. Кроме того, на характер дельт оказывает влияние крупность выносимого терригенного материала [290], которая в какой-то мере контролирует распределение осадков внутри дельты. Грубозернистые осадки отлагаются у самого устья реки, а тонкий материал рассеивается на большей площади. Реки с кратковременными, но обильными паводками выносят в дельты больше грубозернистого материала, чем реки с менее резкими сезонными колебаниями стока. Кроме того, осадконакопление в дельтах может усиливаться, если периоды максимального выноса рекой терригенного материала совпадают со временами слабого волнения в районе устья. Форма дельты в плане также контролируется соотношением поступления осадочного материала и гидродинамической энергии ее переработки. Карри [225] приводит следующую классификацию дельт по форме (в порядке убывания интенсивности терригенного питания и энергии):

1. *Птичья лапа*. Единственный современный пример — дельта Миссисипи.
2. *Лопастная*. Пальцеобразные выступы «птичьей лапы» здесь превращены в широкие лопасти.
3. *Фестончатая* или V-образная.
4. *Дугообразная* или закругленная.
5. *Эстуарная*. Контролируется формой эстуария, в котором дельта образовалась.

Дельта Миссисипи построена из серии формировавшихся в течение последних 5000 лет, взаимно перекрывающихся лопастей, каждая из которых представляет собой видоизмененную дельту типа птичьей лапы (рис. 10-2). Эта дельта уникальна в том отношении, что лопасти ее расстилаются по всему довольно широкому шельфу, и выносимый рекой терригенный материал поступает прямо на континентальный склон [944]. Под нагрузкой огромных масс осадочного материала (около $5 \cdot 10^{11}$ кг/год) земная кора прогибается со скоростью 1–4 см/год. За последние 18 тыс. лет дельта опускалась на целых 150 м, а общая мощность осадочной толщи в ней составляет 10 тыс. м. Из-за своей плоской верхней поверхности дельты весьма чувствительны к погружениям и колебаниям уровня моря. Понижение уровня моря приводит к размыву дельтовых осадков, а подъем уровня — к трансгрессии и затоплению речной долины. После завершения процесса рост дельты возобновляется [756].

У всех дельт имеются разветвляющиеся *рукава*, обрамленные намывными



Рис. 10-3. Основные черты морфологии дельты на поперечном разрезе. Вертикальный масштаб сильно увеличен [697].

дельтовыми фациями тонкозернистых морских осадков. Подошвенные слои тонкозернистых осадков образуются на периферии дельтового комплекса и переходят постепенно в фации соседнего шельфа (рис. 10-3).

Пляжи. Самые динамичные из всех морских обстановок пляжи развиваются на границе моря и суши. Поскольку пляжи формируются в основном под действием волновых процессов, они подвержены постоянным изменениям в зависимости от отдельных волн, приливных циклов, сезонных и многолетних вариаций волнения. В буквальном смысле термин *пляж* (beach) обозначает аккумулятивное тело рыхлых осадков (песка, гравия, гальки) между средним уровнем отлива и границей субазральных форм, таких, как дюны. Но геологи относят к пляжам также подводный береговой склон (до глубин 10–20 м), находящийся в условиях активного волнового воздействия [606]¹.

На пляжах, как и в других фациальных обстановках береговой зоны, доминирующим фактором является ветровое волнение. При выходе волн на мелководье их высота и крутизна возрастают и они разрушаются в виде прибоя. Турбулентные прибойные потоки взмучивают осадки, обеспечивая их транспортировку вдоль берега приливными и волновыми течениями. Таким путем переносятся большие массы наносов. На формирование шельфа влияют количество и крупность поступающего обломочного материала, высота и длина волн, амплитуда приливов [221]. Перенос осадочного материала осуществляется главным образом в зоне между уровнем заплеска волн и глубиной 15 м. Значительную роль при этом могут играть приливы. Постоянно меняя характер волнения и положение линии прибоя, они расширяют диапазон глубин зоны активного транспорта наносов. В целом под действием волн песок, как правило, перемещается в сторону берега и там накапливается.

При подъеме уровня моря и развитии трансгрессии в голоцене пляжевые фации мигрировали в сторону суши. Современное распространение пляжей частично связано с наличием рыхлого осадочного материала, переносимого в процессе трансгрессии. В таких районах, как восточное побережье Северной Америки, где поступление осадочного материала с суши очень слабое, современные пляжи формировались при миграции береговой линии через континентальный шельф за счет перемива реликтовых шельфовых отложений. В некоторых районах такая миграция пляжей оказалась

¹ Пляж — слабо наклонная полоса берега, сложенная песком, гравием, галькой или валунами, отлагающимися под действием прибойного потока (Геологический словарь, т. 2.—М.: Недра, 1973).—Прим. перев.

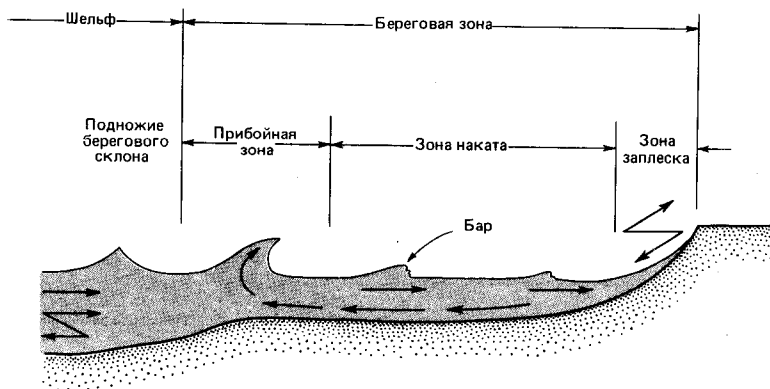


Рис. 10-4. Районирование береговой зоны – терминология [606].

неполной, и тогда на шельфе, иногда на большом расстоянии от современного берега, наблюдаются затопленные древние пляжи, представляющие собой реликтовые формы.

При подходе к берегу волны деформируются в зависимости от рельефа дна (рис. 10-4). На большей глубине орбитальное движение воды в волне создает у дна возвратно-поступательные потоки, которые, столкнувшись с дном, могут привести наносы в движение [290]. Глубина, на которой волна начинает активно воздействовать на дно, равна половине длины волны (т. е. горизонтального расстояния между двумя гребнями волны). Длина волны в глубоком море определяется формулой $L = gT^2/2\pi$, где g – ускорение силы тяжести, T – период волны в секундах [513].

На подходе к берегу гребни волн изгибаются в соответствии с контурами изобат. Это явление, именуемое *преломлением волн*, приводит к перераспределению волновой энергии. Энергия волн сосредотачивается на выступах береговой линии, а в вогнутостях и бухтах уменьшается. В результате происходит абразия мысов и аккумуляция осадков в бухтах и на пляжах. Таким образом, со временем береговая линия выпрямляется. На прямолинейных участках берега с параллельными берегу изобатами угол между поступающей волной и береговой линией уменьшается из-за преломления, что приводит к рассеиванию энергии по длине гребня и к уменьшению высоты прибойной волны. Период океанских волн во время сильных штормов достигает 20 с или даже больше. Рефракция таких волн происходит на глубине до 300 м, еще далеко за пределами континентального шельфа. При уменьшении глубины круговые орбиты частиц в волне превращаются в эллиптические, производя возвратно-поступательное движение в направлении распространения волны. На глубине, где орбитальное движение перестает замыкаться, высота и крутизна волн резко возрастают, и волны опрокидываются, создавая *прибойную зону* (рис. 10-4). Своеобразная зона прибоя создается быстрым продвижением к берегу и накатыванием на пляж деформированной приливной волны, или *бора* [290], производящего интенсивное перемещение и сортировку наносов. Накат может быть сбалансирован с обратным потоком в сторону моря, но на некоторых пляжах обратные потоки сосредоточены в разрывных течениях. *Зона заплеска* (swash zone) представляет собой полосу берега, попеременно заливаемую набегающими волнами и обнажающуюся при их откатывании (рис. 10-4). Накатывающая-

ся волна, растратив всю свою кинетическую энергию, движется вперед исключительно под действием силы инерции. Предельная линия заплеска волн отмечена в осадках знаком заплеска (swash mark). Откатывающаяся волна движется сначала медленно, но потом ускоряется под действием силы тяжести. Часть воды при этом теряется в результате просачивания через осадки. Объем просачивающейся воды зависит от типа осадков. Просачивание влияет на величину отката волн. Тонкозернистые осадки пропускают лишь немного воды, тогда как на галечных пляжах просачивается весь обратный поток. Просачивание через грубообломочные отложения способствует аккумуляции и формированию крутых уклонов пляжей. Если пляжевые отложения насыщены водой, скорость откатывающейся волны возрастает, что может привести к размыву дна. Уклон пляжа, таким образом, уменьшается с сокращением размера частиц осадков и увеличивается с ростом высоты волн. Пляжи отличаются друг от друга по степени развития перечисленных волновых зон. Прибойная зона слабо развита на приглубых берегах, поскольку здесь волны разбиваются непосредственно у береговой линии. На пологонаклонных пляжах, наоборот, возникают широкие прибойные зоны, так как волны опрокидываются на большом расстоянии от береговой линии.

Разнообразие этих процессов находит отражение в поперечном профиле пляжа (рис. 10-5). Комар [606] выделяет в пределах литорали (или прибрежной обстановки) следующие четыре зоны, сменяющие друг друга в направлении от суши к морю (рис. 10-5): тыловую (backshore), нижнего пляжа, или приливо-отливную (foreshore), прибрежную, или ближнюю¹ (inshore), внешнюю, или дальнюю (offshore). Тыловая зона представляет собой верхнюю часть пляжа, которая находится выше нормального уровня прилива и покрывается водой только во время сильных штормов. В тыловой зоне имеется одна или несколько *берм* (узких аккумулятивных террас или уступов на верхнем пляже), образованных откатывающимися волнами. Со стороны моря берма ограничена резким перегибом поверхности или *гребнем* (berm crest), который метит наивысшую точку, доступную волнам при нормальном режиме. Ниже гребня бермы расположен фас пляжа (beach face) — наклонный отрезок профиля пляжа, обычно находящийся в пределах

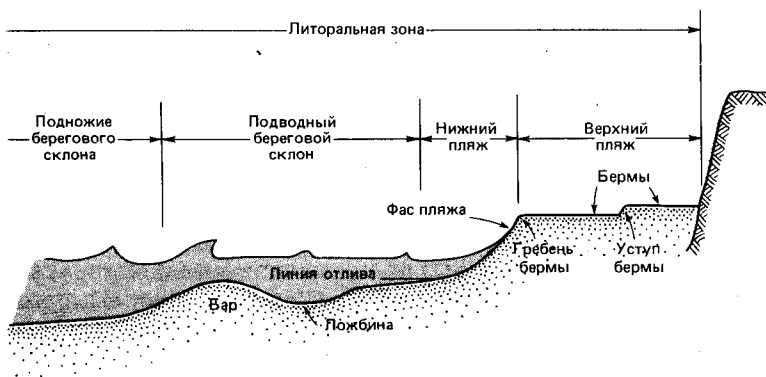


Рис. 10-5. Элементы поперечного профиля пляжа — терминология [606].

¹ Эта зона приблизительно соответствует подводному береговому склону в отечественной терминологии.—Прим. перев.

заплеска волн. В зависимости от характера обломочного материала и процессов его переработки фас пляжа может иметь уклон от 1–3 до 30° [242]. В большинстве случаев фас пляжа сложен плотным тонкозернистым песком, образующим сравнительно пологий склон. С увеличением крупности материала возрастает и уклон пляжа. Пляжи, сложенные тонкозернистым песком, имеют обычно угол наклона около 3°, галечные пляжи (с размером гальки от 4 до 64 мм) – около 15°, а валунные (64–256 мм) – 24°. Фас является частью *нижнего пляжа*. В эту же зону могут входить субгоризонтальные участки профиля пляжа. Нижний пляж представляет собой приливо-отливную зону и характеризуется процессами, связанными с зоной наката. Здесь же могут в некоторых случаях действовать процессы прибойной зоны. *Прибрежная зона* (или подводный береговой склон) представляет собой подводную часть пляжа ниже уровня отлива, простирающуюся вплоть до прибойной полосы (рис. 10-5) или, иначе, до границ распространения баров и трогов. Во внутренней части прибрежной зоны доминирует волновая деятельность, а во внешней части – штормовые волны и приливотливные течения.

Пляжи могут быть построены не только из песка, но и из любого относительно крупнозернистого рыхлого материала: от крупного алеврита до валунов, от раздробленных раковин до биогенного известкового детрита. Наиболее широко распространены кварцевые пески, но на пляжах тропической зоны нередко преобладает известковый биогенный материал. Источниками обломочного материала для построения пляжей служат речные выносы, волновая абразия клифов и мысов, размыв дна и биогенные компоненты, такие, как раковины моллюсков или кораллы. На восточном побережье США современные речные выносы почти не выходят за пределы эстуариев, и пляжи формируются здесь за счет перемыва песков, отложившихся на шельфе во время низкого стояния уровня океана, а отчасти – за счет абразии клифов. При этом песчаные пляжи имеются там, где волны размывают древние пески, а галечные пляжи – в тех районах, где идет размыв галечников или моренных глин. Пляжевые осадки обычно хорошо отсортированы. Особенно это относится к осадкам фаса пляжа. В других зонах пляжа, например в бермах, сортировка заметно ухудшается. Первичные текстуры пляжевых отложений представлены субгоризонтальной слойчатостью на вершинах берм, наклоненной в сторону моря косой слоистостью на фаса пляжа и разнообразными типами косой слоистости в барах и каналах [354].

Прибрежные волновые течения. На фаціальную обстановку пляжей влияют три фактора переноса осадочного материала. Во-первых, как мы уже видели, волны, деформируясь при подходе к берегам, способны сами транспортировать наносы. Во-вторых, волны создают прибрежные течения, играющие также важную роль в переносе осадочного материала. В-третьих, чередование тихой погоды со штормами приводит к изменениям режима транспорта наносов [290]. По отдельности или в сочетании друг с другом действуют три главных типа прибрежных течений. Самыми важными среди них являются параллельные береговой линии *вдольбереговые течения*. *Разрывные течения* транспортируют осадочный материал в сторону от берега. Волновые течения перемещают наносы либо к берегу, либо в обратном направлении в зависимости от существующих в каждый момент времени специфических условий.

Важнейшими параметрами волновых течений являются высота волн и угол, под которым волны подходят к зоне прибоя. Характер этих течений

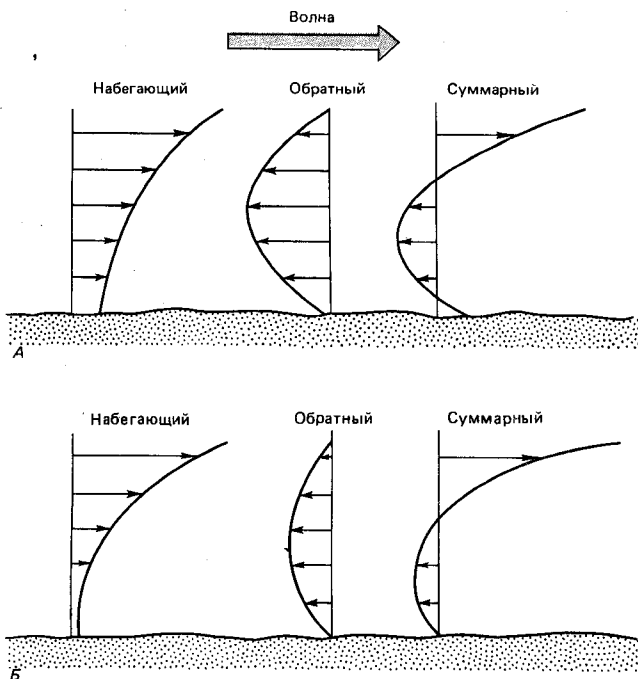


Рис. 10-6. Вертикальные профили водных потоков при накатывании на пляж крупных (А) и средних (Б) волн (длина стрелок пропорциональна скорости потока). Суммарная величина потока определяется как разность прямого и обратного потоков. Видно, что величина обратного потока у дна больше на графике Б [864].

зависит от крутизны волн, как видно на рис. 10-6, где приведены профили (эпюры) скоростей потоков, возбуждаемых умеренными и крупными волнами. Количество воды в накатывающейся волне должно быть сбалансировано с обратным потоком. Более пологие волны умеренной высоты (рис. 10-6, А) переносят песок в сторону берега, так как песок движется в придонном слое, а обратный поток несет взвешенные частицы в сторону моря на промежуточной глубине. Более крутые волны (рис. 10-6, Б) транспортируют песок в придонном слое от берега, производя тем самым размыв пляжа [964].

Разрывные и вдольбереговые течения. Если волны разбиваются, подходя под острым углом к береговой линии, то их кинетическая энергия имеет вдольбереговую составляющую, направленную в сторону распространения волны [513]. При этом возникают *вдольбереговые течения*, проходящие в зоне прибоя параллельно пляжу (рис. 10-7). Скорости вдольбереговых течений максимальны в полосе между зоной прибоя и пляжем (т. е. в пределах приливо-отливной и прибрежной зон) и резко падают до нуля мористее зоны прибоя. Отсюда следует, что эти течения возбуждаются волнением, а не океанской циркуляцией или приливо-отливными явлениями (рис. 10-7) [606]. Каждая волна, подходящая под косым углом к берегу, разбиваясь, вносит свой вклад во вдольбереговую составляющую движения в зоне прибоя. Обусловленный этим нагон воды у береговой линии компенсируется стеканием через зону прибоя в виде сравнительно узких разрывных течений (рис. 10-7). Таким образом, в результате комбинации компонентов массопе-

нищаемости грунта, а следовательно, к более быстрой диссипации кинетической энергии заплеска волн. В менее проницаемых ложбинах между фестономы поддерживается более высокая энергия наката. Это способствует переносу грубого материала из межфестонных участков берега в фестоны. Образование фестонов связано, как выяснилось, с взаимодействием волн, подобным ячеям прибрежной циркуляции [513].

В результате взаимодействия течений и прилива возникают вдольбереговые потоки наносов, о чем свидетельствует аккумуляция осадков на обращенной к течению стороне искусственных молов, именуемых *бунами* и соружаемых с целью защиты от таких потоков [290]. Вдольбереговые потоки наносов стремятся выпрямить береговую линию путем размыва мысов, заполнения бухт, образования кос и баров.

Вдольбереговой перенос осадочного материала происходит также в зоне

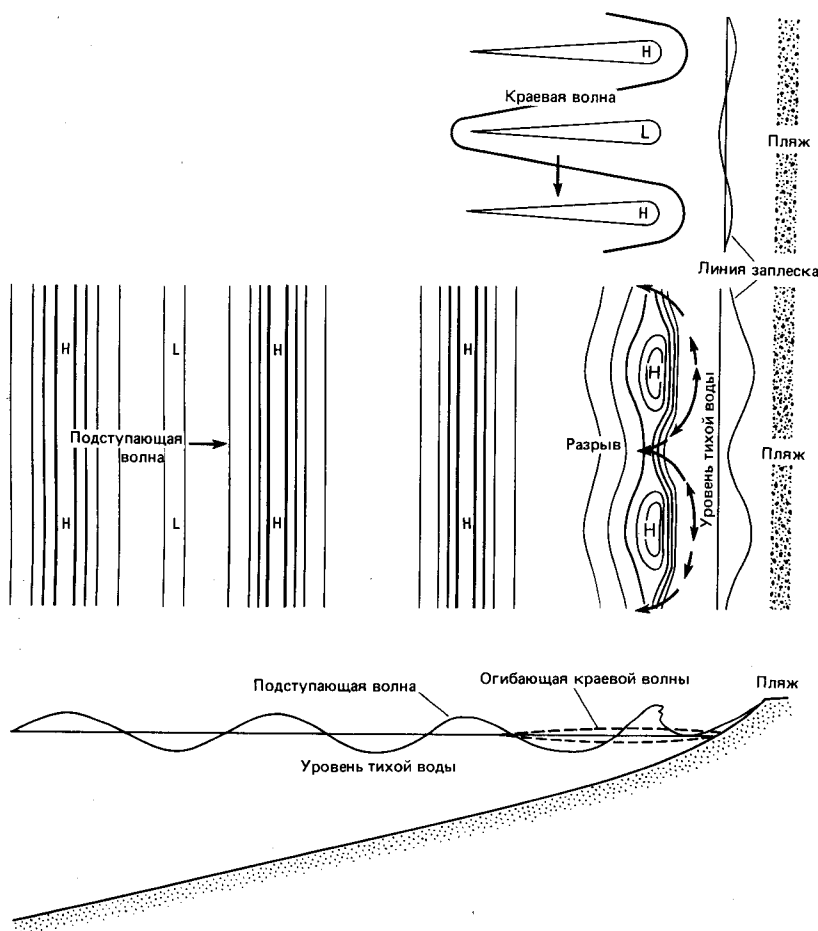


Рис. 10-8. Схема формирования разрывного течения (наверху – в плане, внизу – в разрезе). Взаимодействие между наступающими (падающими) и краевыми волнами, перемещающимися вдоль берега, создает чередующиеся зоны высокого (Н) и низкого (L) прилива. Вдольбереговые течения расходятся от зон высокого прилива, где нагон максимален, и сходятся в точках низкого прилива, где возникают направленные в сторону моря разрывные течения [513].

запеска. Настоящих вдольбереговых течений здесь не возникает. Вместо этого наносы транспортируются по зигзагообразной (пилообразной) траектории. Направленная вверх по склону составляющая движения при этом связана с накатывающейся на берег волной, тогда как нисходящая компонента обусловлена гравитацией и направлена соответственно по нормали к фасу пляжа. Откатывающаяся волна взаимодействует со следующей прибойной волной, в результате чего возникает почти стационарная волна, характеризующаяся высокой турбулентностью и обилием взвеси на нижней границе зоны наката. Это также способствует вдольбереговому транспорту наносов [129, 390].

Изолированные системы транспорта песчаных наносов. На некоторых побережьях широко развиты изолированные «карманные» песчаные пляжи. Лучшим из известных примеров такого рода является побережье южной Калифорнии (рис. 10-9). Вдоль береговой линии здесь расположен ряд самостоятельных «карманных пляжей» (compartment) [514, 515]. Исходный осадочный материал поступает в каждый из таких «карманов» за счет речной эрозии или абразии клифов. Типичная аккумулятивная ячейка начинается от скалистого мыса или от участка берега с ограниченным терригенным питанием, который подвергается размыву. Продукты размыва транспортируются вдольбереговым течением в юго-восточном направлении и сваливаются в подводные каньоны, вершины которых доходят до подножия пляжа; тем самым продукты размыва покидают береговую зону (рис. 10-9). Такая система играет в некоторых районах важную роль как механизм переноса песка с берега в глубоководные бассейны. В других слу-

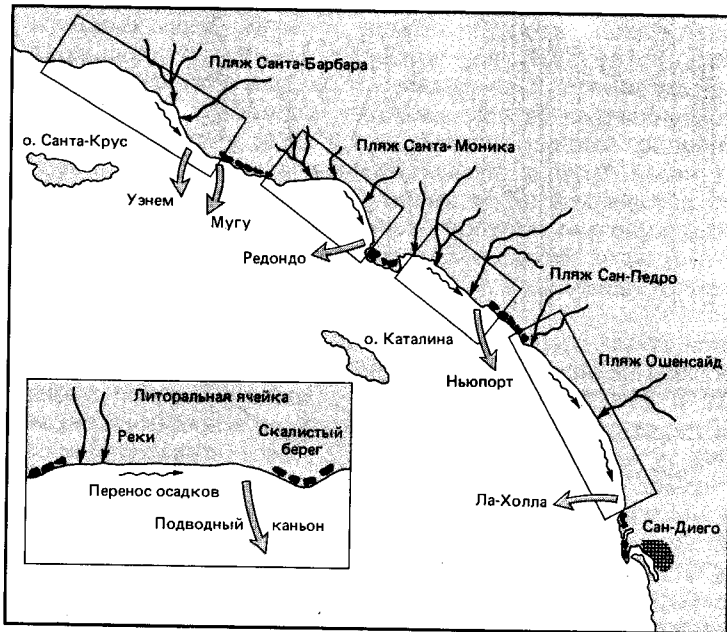


Рис. 10-9. Побережье южной Калифорнии с ячейистым расчленением пляжевой зоны. В каждую из ячеек («карманных пляжей») песок вносится реками. Далее он переносится вдоль берега в южном направлении и перехватывается верховьями подводных каньонов, подходящими близко к берегу. По каньонам мелководные осадки выносятся в океан на большие глубины [515].

чаях песок завершает свой путь в дюнах. В верхних по отношению к течению (северных) концах отдельных карманов пляжи, как правило, сужаются. Вниз по течению (к югу) ширина карманных пляжей постепенно увеличивается. Весьма значительны количества терригенного материала, перехватываемого каньонами [962]. По мнению Карри [225], это единственный механизм выноса песка за пределы береговой зоны. Особенно важную роль играл такой механизм в периоды низкого стояния уровня моря в плейстоцене, когда он обеспечивал вынос огромных количеств песка на большие глубины.

Сезонные циклы. На пляжах наблюдаются типичные сезонные циклы, связанные с периодической сменой сезонов тихой погоды и частых штормов. Наиболее крупные и быстрые изменения происходят на пляжах во время зимних штормов и ураганов. В тихую погоду песок движется на пляже главным образом в сторону берега, тогда как во время штормов пляжи размываются.

В штормовую погоду вдольбереговые бары перемещаются в сторону моря. Прибрежные песчаные бары могут размываться и передвигаться в сторону моря более чем на 15 м за сутки [243]. Сильные вдольбереговые течения прорывают глубокие каналы. Увеличение содержания в песках поровой воды, уменьшая трение между песчаными зернами, способствует размыву фаса пляжа.

В течение большей части года пляжи находятся под воздействием умеренной или низкой энергии волн. Именно в условиях тихой погоды песок движется в сторону берега, и пляжи надстраиваются. Значительная часть этого песка поступает с подводных песчаных отмелей (банок), построенных во время зимних штормов [242]. Сезонно-переменное движение песка в сторону берега и обратно, тесно связанное с высотой и крутизной волн, называют *волновым климатом* (wave climate). Отсюда следует, что во время штормов из береговой зоны удаляется окончательно лишь небольшое количество наносов, так как смены мест аккумуляции носят временный характер.

Барьеры—это длинные прямолинейные аккумулятивные тела, параллельные берегу, отделенные от береговой линии лагунами или бухтами. Длина отдельных барьерных островов варьирует в пределах от нескольких километров до 200 км, ширина их достигает десятков километров. Барьеры широко распространены у большинства низменных побережий мира [253, 493], в том числе у восточного побережья США, где они развиты от Лонг-Айленда до Флориды, а также у берегов Мексиканского залива и Северного моря (побережья Голландии, ФРГ, Дании). Крупнейшим среди барьерных островов является остров Падре во Флориде, длина которого достигает 200 км, а ширина меняется от 1 до 8 км (рис. 10-10) [253].

Размеры барьеров варьируют в широких пределах. Одни из них представляют собой лишь часть пляжа, незначительно возвышающуюся над уровнем высокой воды. Это *береговые бары* (longshore bars). Другие являются крупными формами рельефа высотой до 30 м, покрытыми песчаными дюнами и растительным покровом. Их называют *барьерными островами* (barrier islands). Барьерные острова могут состоять из одной или нескольких дюнных гряд, которые метят последовательные положения береговой линии при продвижении берега в сторону моря. Эти острова рассекаются приливными протоками на части. Если такой остров соединен одним концом с сушей, то его называют *косой* или *пересыпью* (barrier spit). Лагуны имеют ширину от нескольких километров до нескольких сотен километров.

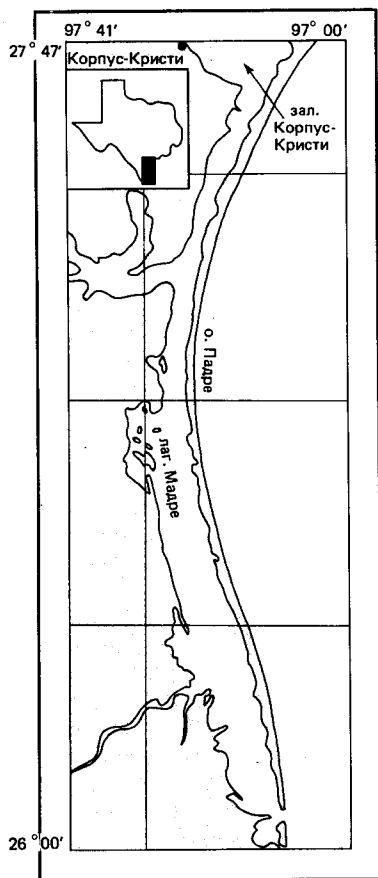


Рис. 10-10. Крупный бар (барьерный остров Падре) и отгороженная им лагуна Мадре у восточного побережья шт. Техас [253].

В барьерах можно, таким образом, различить три типа фациальных обстановок: 1) берегового бара (от осушающейся в отлив до субазральной); 2) субаквальную забарьерной лагуны; 3) приливо-отливную субаквальную дельту и приливных проток [866]. Фации берегового бара, дельты и приливных проток представлены главным образом песками и гравием, а фации лагун — обогащенными органическим веществом илами в сочетании с песками.

Если факторы, контролирующие развитие барьеров, в общих чертах известны, то конкретные механизмы их образования изучены пока еще недостаточно [493]. Противоречивость точек зрения на этот счет вызвана, вероятно, тем, что барьеры формируются разными способами. Согласно старым, высказанным еще в прошлом веке представлениям, барьеры строятся либо из песка, принесенного со стороны открытого моря [244, 534], либо за счет вдольберегового переноса [373]. Предложены и другие механизмы образования барьеров: за счет подводных баров (подводных береговых валов), путем надстраивания вдольбереговых кос, в результате погружения и сегментации береговых валов приливными протоками [866]. Ясно, однако, что современные барьерные острова образовались в голоцене начиная с 5000–6000 лет назад (рис. 10-11) [268]. В ходе подъема уровня моря во время голоценовой трансгрессии вслед за мигрирующей через кон-

тинентальный шельф береговой линией перемещались массы прибрежных пляжевых песков, которые перекрыли слои лагунных отложений (рис. 10-11). При стабилизации уровня моря 4000–6000 лет назад началось формирование из этих песков барьерных островов в их современном виде. Основания большинства барьеров во всем мире находятся на глубинах от 5 до 10 м, соответствующих положению береговой линии около 6000 лет назад, в момент резкого замедления подъема уровня океана. Продолжавшийся в течение последнего тысячелетия медленный подъем уровня океана привел к дальнейшему продвижению барьерных островов в сторону материкового побережья (рис. 10-11), главным образом за счет перекачивания волн и образования протоков во время сильных штормов [268]. В ходе трансгрессии отдельные косы и барьерные острова то появляются, то исчезают, лагуны меняют свою ширину, но вся система барьера, раз возникнув, будет функционировать как стационарное явление до тех пор, пока параметры, контролирующие ее поведение, останутся неизменными [1020].

Таким образом, эволюция барьеров тесно связана с поставкой песка, с колебаниями уровня моря (в том числе с вертикальными тектоническими движениями) и с интенсивностью действия волн и течений на внутреннем шельфе. В условиях продолжающегося поступления терригенного материала, стабильности уровня моря и медленных или умеренных темпов тектонического погружения барьеры мигрируют в сторону моря (рис. 10-12). Наоборот, сокращение поступления осадочного материала, подъем уровня моря или высокая скорость прогибания вызывают миграцию барьеров в сторону берега (рис. 10-12) [290, 493].

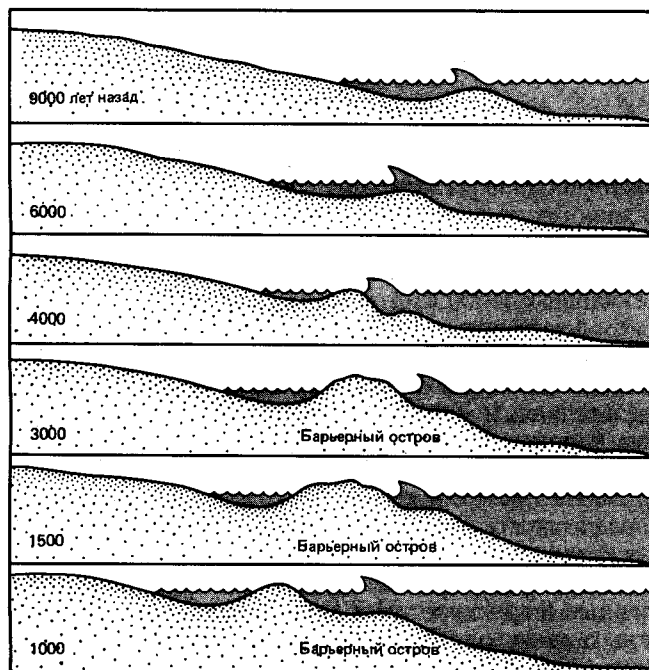


Рис. 10-11. Развитие барьерного острова в ходе голоценового подъема уровня океана. Около 3000 лет назад путем переработки больших масс прибрежных осадков береговые процессы стали формировать современные барьерные острова [268].

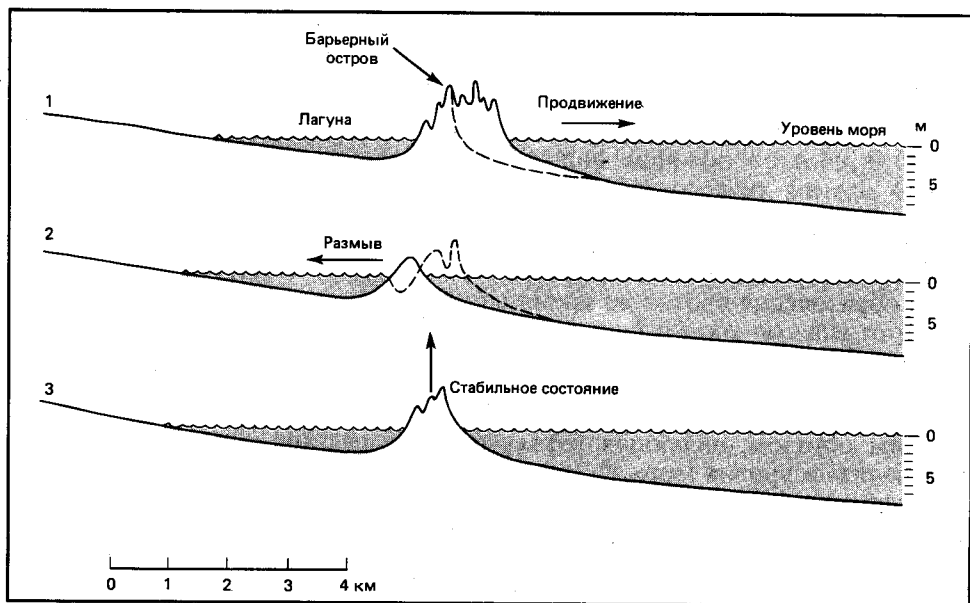


Рис. 10-12. Схематические поперечные разрезы барьерных островов на разных стадиях: 1 - выдвигания в сторону моря, 2 - размыва, 3 - стабильного состояния. Эти стадии зависят от интенсивности поступления терригенного материала, от скорости прогибания дна и от гидродинамических факторов. Превышение вертикального масштаба над горизонтальным равно 100 [493].

Континентальные шельфы

Характер современных фаций континентальных шельфов зависит от множества независимых факторов [535], главными среди которых являются: ширина шельфа, интенсивность поставки осадочного материала и его тип, гидродинамическая энергия, колебания уровня моря, климатический режим как современный, так и прошлый, деятельность живых организмов и химические процессы. Не удивительно, что действие стольких факторов приводит к большому морфологическому и фациальному разнообразию шельфов.

Рельеф шельфов. На шельфах имеются отрицательные формы рельефа - поводные каньоны, краевые впадины и линейные депрессии. Среди последних выделяются U-образные каналы, межваловые низины, долины, ледниковые выемки и рифовые каналы. У каждой из этих депрессий по крайней мере один конец открытый, так что все они являются транспортными артериями континентального осадочного материала [390]. Положительные формы рельефа шельфа, как структурные, так и аккумулятивные (седиментационные), представлены почти изометричными банками и линейными грядами. Банки бывают крупные (структурные) и мелкие вроде рифов, диапиров и прибрежных песчаных отмелей. Среди линейных поднятий встречаются также разные по происхождению и размерам формы от крупных гряд, образованных структурными выступами фундамента, до небольших песчаных валов. Последние особенно широко распространены на атлантических шельфах США, Аргентины и Великобритании. Кроме того, на шель-

фах встречаются террасы, бровки, сбросовые уступы [390]. Террасы лучше всего выражены на шельфах с неровным рельефом, подходящим для срезания береговых форм. Как уже говорилось выше, рельеф современной поверхности континентального шельфа формировался в основном в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности при колебаниях уровня моря в четвертичное время. Реликтовый рельеф характерен для шельфов любых широт, но особенно явно он выражен в районах плейстоценовых материковых оледенений, таких, как шельфы Шотландии или Новой Англии. Амплитуда расчленения рельефа достигает в таких районах 200 м, как на банках Джордженс-Банк или острова Сейбл. На внешней части этих шельфов встречаются банки, поднимающиеся выше уровня внутреннего шельфа. Они представляют собой моренные гряды, образовавшиеся в результате накопления моренных отложений на краю плейстоценовых ледниковых щитов. По краям таких банок протягиваются зандровые равнины.

Шельфы, расположенные южнее областей прямого воздействия материковых ледников, но находящиеся достаточно далеко на севере, чтобы сказывалась эрозионная деятельность талых вод, характеризуются широким распространением реликтовых затопленных речных долин¹. Примерами могут служить реликтовые долины против устья реки Гудзон и подводный каньон Блок [1019]. За пределами областей распространения материковых ледников рельеф поверхности шельфов пологоволнистый, представлен невысокими аккумулятивными валами и разделяющими их ложбинами. Возможно, что это реликтовый рельеф береговой зоны с береговыми валами, сохранившийся среди голоценовых трансгрессивных песчаных покровов [362]. Учупи [1055] дает таким линейным формам рельефа иную интерпретацию, считая их крупными продольными подводными валами, созданными штормовым волнением [1019].

На удаленных от ледниковых областей шельфах вроде западноафриканского при низком стоянии уровня океана во время последнего оледенения образовались разнообразные формы рельефа (рис. 10-13) [727]. В это время реки врезались глубоко в более древние шельфовые отложения и переносили массы осадочного материала к краю шельфа, где формировались дельты. Некоторые реки прорезали глубокие долины через весь шельф и стали поставщиками осадочного материала в глубоководные каньоны. Вдольбереговые потоки наносов создавали на краю шельфа барьерные острова, ныне представляющие собой песчаные отмели вроде мели Санта-Анна (рис. 10-13). В ходе голоценовой трансгрессии морфология шельфа претерпевала дальнейшие преобразования в эпизоды стабильного стояния уровня океана, свидетельством чему являются реликты комплексов барьерных островов с лагунами и затопленные клифы на глубинах 90, 80, 55, 45, 35 и 25 м. Некоторые из них покрыты шапками известковых водорослевых отложений [727].

Осадки шельфов. Современные континентальные шельфы покрыты тонким слоем современных прибрежных отложений, находящихся в состоянии равновесия с ныне существующими условиями среды, и неравновесными реликтовыми осадками. К реликтовым относится около 70% осадков континентальных шельфов [295]. Бытовавшие прежде представления о постепенном уменьшении крупности современных осадков на шельфах по мере удаления от берега, как выяснилось, применимы лишь к определенному ти-

¹ Реликтовые речные долины обнаружены также в полярных районах (например, на арктических шельфах СССР) и в тропических широтах.—Прим. перев.

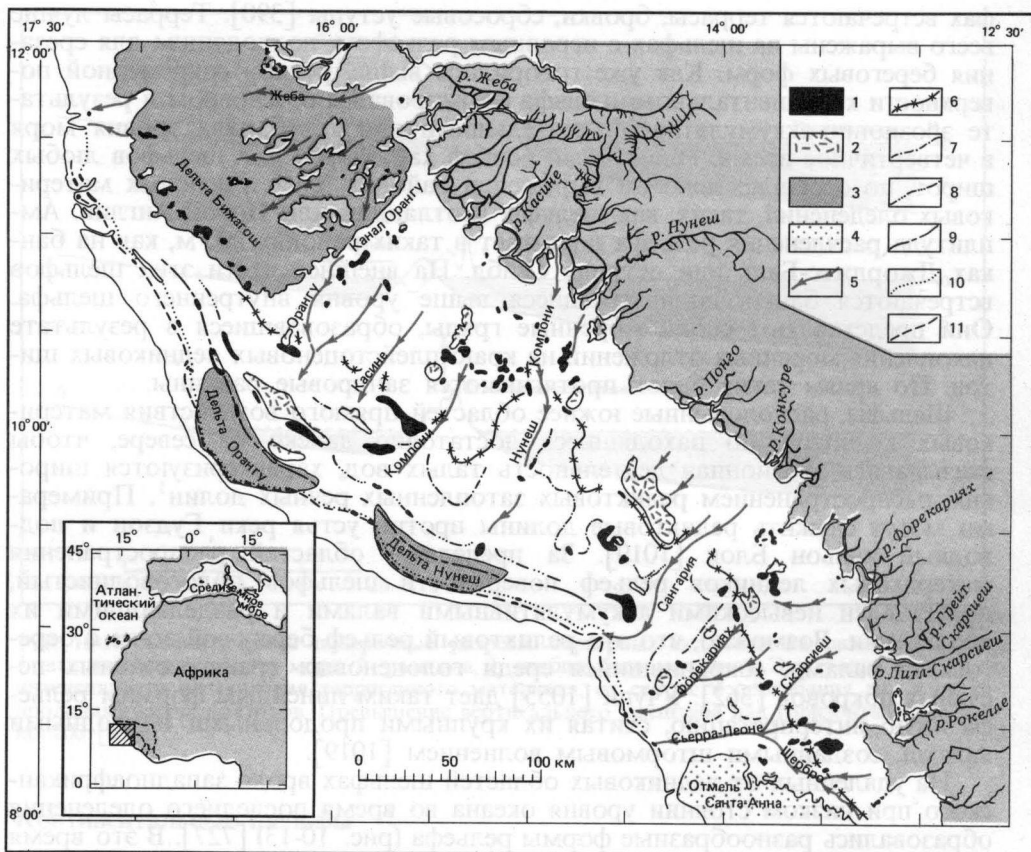


Рис. 10-13. Геоморфологические элементы континентального шельфа Западной Африки у побережья Гвинеи-Бисау и Сьерра-Леоне [727]. 1—прибрежные гряды; 2—прибрежные депрессии; 3—дельты; 4—отмели; 5—протоки; 6—11—древние затопленные береговые линии (в метрах ниже уровня моря); 6—25 м, 7—35 м, 8—45 м, 9—55 м, 10—80 м, 11—90 м.

пу прибрежных осадочных призм (рис. 10-14). Современные пески накапливаются обычно вблизи берега, не дальше 6 км от береговой линии, где они разносятся вдольбереговыми течениями и другими водными потоками (рис. 10-14) [225]. За пределами этой зоны, на среднем и внешнем шельфе, распространены реликтовые осадки (рис. 10-14), которые отличаются от современных своей грубозернистостью, наличием железистых пленок и карверн субазрального выщелачивания на песчаных зернах, а также присутствием пресноводных торфяников, моллюсков и остатков наземных животных. Современные илстые осадки встречаются только вблизи устьев рек, в депрессиях и в береговой зоне, представляя собой, скорее всего, подвижные аккумулятивные образования. Хотя на средний и внешний шельф может выноситься большое количество тонкозернистого материала, дальше 30 км от береговой линии терригенные илы встречаются редко. В ряде районов современные шельфовые пески имеют преимущественно биогенное происхождение. Таким образом, на шельфах можно выделить фации *реликтовых песков* [221, 222, 1017, 1018], образующих прерывистый покров на поверхности третичных или более древних коренных пород, и современные

фации, представленные, во-первых, прибрежной *песчаной призмой*, состоящей из пляжевых песков и утоняющегося в сторону моря клина песков подводного берегового склона, во-вторых, залегающим мористее покровом ила (рис. 10-14). Современный покров ила образовался в результате прохождения тонкозернистого терригенного материала транзитом через береговую зону [1019] и его последующего осаждения в разных частях шельфа.

Важную роль в перераспределении осадочного материала на шельфах, особенно в прибрежной зоне некоторых полузамкнутых морей и заливов (морей Северо-Западной Европы, Персидского залива и подобных им), играют приливо-отливные течения. Приливы, как известно, связаны главным образом с гравитационным притяжением океанских вод Луной. Приливо-отливные колебания уровня океана обусловлены действием многих сил, как космических, так и земных. Приливы могут происходить дважды в сутки (*полусуточные приливы*) или один раз в сутки (*суточные приливы*). Сила приливо-отливных течений зависит от амплитуды прилива. Скорость их может достигать 100 см/с [535]. Такие течения оказывают сильное воздействие на осадконакопление, образуя параллельные течению линейные песчаные гряды высотой до 30 м и так называемые песчаные волны (*sand waves*), представляющие собой крупные знаки ряби, ориентированные перпендикулярно направлению течения [793].

Донные осадки восточного побережья Северной Америки. В районе восточного побережья Северной Америки выделяется ряд фациальных обстановок, отличающихся по морфологическим, седиментологическим и океанологическим характеристикам: береговая зона; внутренний шельф с крупными активными аккумулятивными формами и подвижными наносами от грубозернистых до тонкозернистых; зона среднего шельфа, более стабильная по сравнению как с внутренним, так и с внешним шельфом, покрытая реликтовыми осадками; внешний шельф, находящийся под воздействием динамических процессов фронтальной зоны — пограничных течений и внутренних волн, омывающих край шельфа и создающих здесь гидродинамически более активную обстановку, чем обычно считают [390].

Эта картина поперечной зональности шельфа накладывается на гораздо более крупномасштабную широтную зональность *шельфовых провинций*.

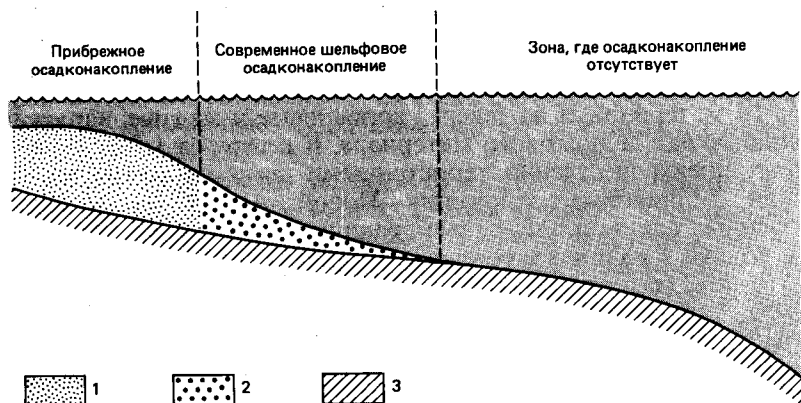


Рис. 10-14. Типичный фациальный разрез современного континентального шельфа: 1 — призма современных прибрежных песков; 2 — современный слой илов; 3 — покров реликтовых песков.

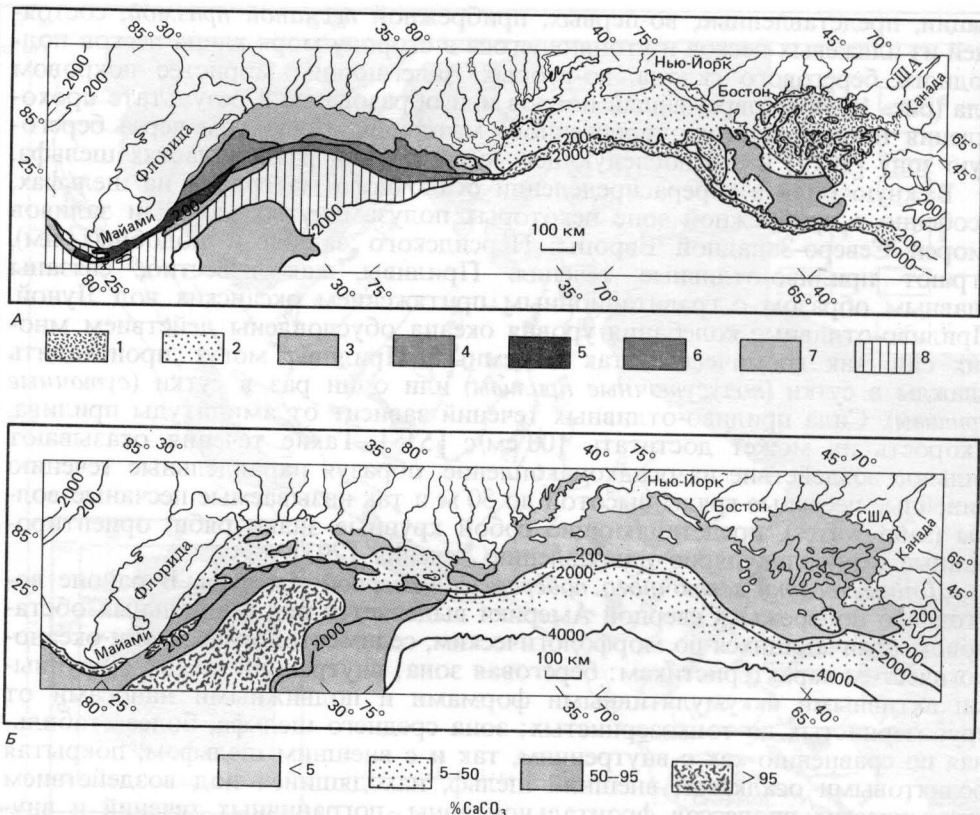


Рис. 10-15. Характеристики осадков на континентальном шельфе восточного побережья Северной Америки. А – типы осадков; Б – содержание в них CaCO_3 [747]. 1 – тонкозернистые осадки от субаркозовых до аркозовых; 2 – пески от субаркозовых до аркозовых; 3 – пески от кварцевых до субаркозовых; 4 – известковые кварцевые пески; 5 – сильно известковые кварцевые пески; 6 – глауконитовые пески; 7 – известковые илы; 8 – сильно известковые илы.

Мыс Гаттерас делит шельф на северный регион, где преобладают терригенные осадки, и южный регион преимущественно известковых осадков (рис. 10-15). Шельфовые осадки этих двух регионов отличаются и по цвету: на юге доминируют оливковые тона, обусловленные более высоким содержанием биогенного материала, а на севере – коричневые и желтые, характеризующие большой вклад ледникового материала. К северу от мыса Гаттерас шельф покрыт преимущественно терригенными песками, источниками которых служили ледниковые отложения Новой Англии и Канады (рис. 10-15). Моренные глины и зандровые гравийные отложения преобладают на шельфе только в районах к северо-востоку от Нью-Йорка, где проходила южная граница материкового ледника. Центральный район атлантического шельфа характеризуется кроме переотложенных прибрежных отложений флювиальными осадками. На внутреннем шельфе между мысом Гаттерас и бухтой Джорджия также развит рельеф песчаных гряд, отражающий интенсивность течений.

Южнее мыса Гаттерас распространены биогенно-обломочные (детритовые) известковые и чистые кварцевые пески. Карбонатность осадков возрастает к югу от мыса Канаверал к Багамским банкам (рис. 10-15). При

этом в прибрежной полосе развиты мелкозернистые алевритистые низкокарбонатные пески, а в сторону открытого океана карбонатность осадков возрастает (рис. 10-15). Осадки обогащены кварцем и обеднены полевыми шпатами потому, что реки эродируют районы прибрежной равнины, где развиты процессы интенсивного химического выветривания. Севернее мыса Гаттерас (рис. 10-15) относительное содержание полевых шпатов в осадках возрастает, так как здесь основным источником терригенного материала являются продукты ледниковой денудации, а химическое выветривание подавлено.

Карбонатные шельфы. Хотя на большинстве континентальных шельфов мира доминируют терригенные осадки, имеются шельфовые районы с преобладанием биогенных карбонатных осадков. Биогенное карбонатонакопление развивается в условиях слабого поступления терригенного материала. Такие условия создаются, как правило, на широких мелководных шельфах тропических морей, соседствующих с низменными прибрежными равнинами, откуда почти не выносятся терригенный материал. Образование определенных типов шельфовых карбонатных осадков ограничено глубинами менее 25 м, поскольку на больших глубинах почти или совсем отсутствуют две важные группы бентосных организмов, продуцирующих мелководный карбонатный материал: рифостроящие кораллы и известковые водоросли. Карбонатные шельфы со свойственным им преобладанием биогенных процессов отличаются по многим своим характеристикам от терригенных шельфов. Аккумуляции и преобразование карбонатных отложений находятся под влиянием ряда уникальных процессов, не похожих на те, которые обуславливают образование клиноформных тел обломочных отложений [390]. Продукция биогенных карбонатов и их накопление зависят от климатических и океанологических факторов, а особенно от интенсивности терригенного осадконакопления [745]. Резкое увеличение к югу карбонатности осадков шельфа восточного побережья Северной Америки (рис. 10-15) отражает уменьшение терригенного выноса с континента и повышение температуры вод. Последнее обуславливает возрастание разнообразия и продуктивности карбонатсегрегирующих бентосных организмов. В современных условиях терригенное осадконакопление сосредоточено в прибрежной зоне, а поэтому содержание биогенного карбоната в осадках растет в сторону океана, достигая максимума на внешнем шельфе. Возрастание карбонатности вдали от берега связано не с увеличением продуктивности осадкообразующих организмов, которая, как правило, выше в прибрежной зоне, а с уменьшением разбавления биогенного карбонатного материала терригенным. Карбонатные осадки доминируют там, куда поступает мало терригенного материала.

Карбонатные осадки шельфов относятся по гранулометрическому составу в большинстве своем к пескам, хотя крупные обломки раковин и фрагменты биогенных известняков составляют в некоторых районах значительную долю грубообломочных фракций [745]. В мелководных условиях формируются несkeletalные карбонатные частицы — пеллеты и оолиты. *Оолиты* представляют собой округлые состоящие из арагонита агрегатные зерна размером 0,5–1 мм, образованные в результате неорганического осаждения CaCO_3 из вод. Тип отложений зависит как от условий среды осаждения так и от возраста. Сходство ассоциаций карбонатных осадков на тропических шельфах мира свидетельствует о близости условий их накопления. Рифы, которые нередко считаются чуть ли не единственной формой карбонатонакопления на тропических шельфах, на самом деле со-

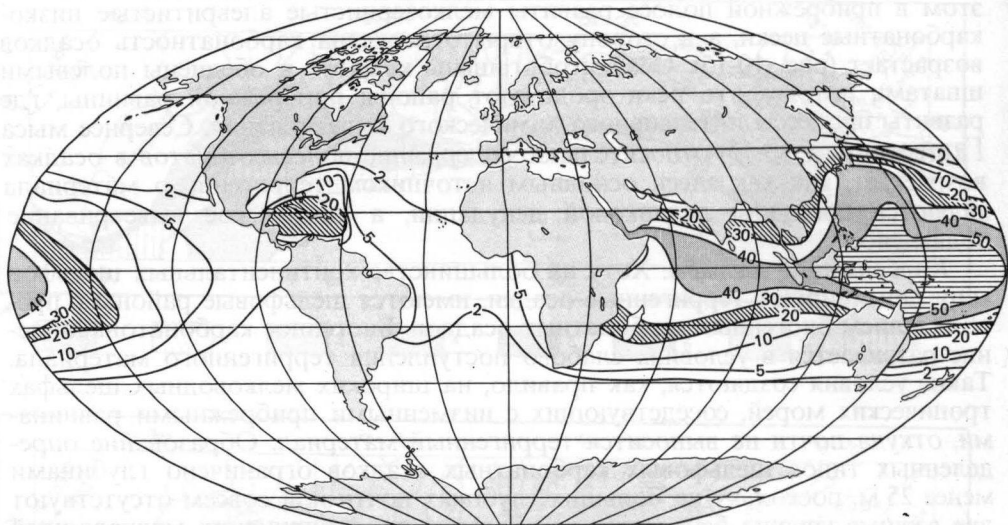


Рис. 10-16. Количество родов герматипных кораллов в Мировом океане (по данным Стоддарта [998]). Крупнейшие современные рифы находятся на западной окраине экваториальной Атлантики, в Индийском и Тихом океанах [745].

ставляют обычно лишь небольшую долю в этих ассоциациях, если вообще присутствуют. На внутреннем шельфе карбонатность осадков меньше из-за терригенного разбавления, а также потому, что преобладание мягкого субстрата не благоприятствует развитию биоценозов прикрепленных бентосных организмов (эпифауны). Наоборот, на внешнем шельфе шире распространены жесткие грунты, необходимые для развития коралловых водорослей и прикрепленных сестонофагов-фильтраторов.

Тепловодные карбонатные шельфы характеризуются развитием герматипных кораллов и других теплолюбивых организмов. Кораллы в прижизненном положении составляют только около 10% тела рифа, но они служат его каркасом. Остальная масса карбонатов в рифе представлена организмами, обитающими внутри этого каркаса, обломками кораллов и рыхлыми осадками [945]. Существенную роль в составе рифа играют известковые бентосные водоросли, которые инкрустируют и цементируют коралловый каркас. Поэтому такие рифы правильнее называть *кораллово-водорослевыми*. Наряду с мшанками и баянусами кораллово-водорослевые комплексы образуют характерную фазию внешнего шельфа. Рифообразующие кораллы субтропических и тропических морей относятся к герматипным. В их эпидерме содержатся фотосинтезирующие водоросли-симбионты зооксантеллы (*Zooxanthellae*), в основном динофлагелляты, поэтому рост рифов возможен только в фотической зоне. Главную группу постпалеозойских рифостроящих кораллов составляет склерактинии (отряд *Scleractinia*), представленные в Тихом и Индийском океанах 700 ныне живущими видами, а в Карибском регионе—50 видами. Согласно Гинзбургу [375] и Селлвуду [945], распространение герматипных кораллов лимитируется следующими основными условиями:

- 1) малой глубиной (не более 100 м);
- 2) высокой температурой вод (18–36°C);
- 3) нормальной соленостью (27–40‰);

- 4) хорошей освещенностью;
- 5) достаточной продуктивностью служащего им пищей зоопланктона;
- 6) жестким устойчивым субстратом для прикрепления.

Число родов и видов растет с повышением температуры (рис. 10-16) до оптимальных величин около 23–27°C. При более высоких температурах рост коралловых рифов замедляется. Поэтому оптимальные условия для роста рифов существуют в субтропических и тропических зонах до 20° с. ш. и 30° ю. ш. Коралловые рифы развиты более широко на западных окраинах океанов по сравнению с восточными, находящимися под влиянием относительно холодных ветвей субтропических круговоротов течений и апвеллингов (рис. 10-16). Если герматипные кораллы живут только в теплых водах, то многие другие карбонатсегрегирующие организмы, такие, как кораллиновые водоросли, баянусы, мшанки, моллюски и полихеты, обитают в большом широтном диапазоне. На самом деле на субтропических шельфах у юго-восточного побережья США доминируют карбонатные осадки некораллового происхождения. Важно отметить, что *агерматипные кораллы*, не содержащие симбиотных водорослей, из-за более низкого предела толерантности к температуре (до –1°C) могут образовать рифы в более высоких широтах и на больших глубинах. Такие рифы, подобно коралловодородослевым, также способны задерживать осадки на шельфе, препятствуя их переносу на континентальный склон. Они широко развиты на континентальном шельфе Норвегии.

Хотя растворимость CaCO_3 увеличивается с понижением температуры, а герматипные кораллы живут только при температурах выше 18°C, мелководные карбонатные шельфы встречаются при отсутствии интенсивного терригенного разбавления и в более холодноводных районах. Несмотря на общее усиление терригенного выноса в средних и высоких широтах, здесь имеются примеры настоящих карбонатных шельфов. Главными представителями карбонатсегрегирующей эпифауны фильтраторов в таких районах часто бывают мшанки. Мшанковые осадки характерны для шельфа Южной Австралии, отдельных участков шельфа Аляски, многих районов Средиземного моря и некоторых других¹ [745]. В других районах, например на шельфах восточного побережья Северной Америки, в том числе на банках Большая Ньюфаундлендская и Джорджес-Банк, доминирующую роль в карбонатакоплении играют баянусы. Причины преобладания на одних шельфах мшанок, а на других баянусов не выяснены [745].

В тропических и субтропических районах выделяются два главных типа карбонатных шельфов [945]:

1. *Отгороженные шельфовые лагуны*, подобные лагунам Большого Барьерного рифа и Багамских банок, окаймлены биогенным известняковым барьером краевого рифа. Шельфовые лагуны представляют собой обстановки низкой гидродинамической активности и накопления тонких илистых осадков.

2. *Открытые шельфы*, такие, как Юкатанский или западного побережья Флориды, по глубинам и строению близки к большинству других континентальных шельфов. Из-за отсутствия окаймляющего барьерного рифа они открыты действию гидродинамических процессов высокой энергии, что обуславливает вынос тонкого материала и преобладание на таких шельфах более грубозернистого известкового детрита. Важную роль в формировании

¹ Еще в 1953 г. известковые, преимущественно мшанковые, осадки были описаны А. П. Лисицыным и В. П. Петелиным на шельфе Охотского моря.—Прим. перев.

нии осадочного покрова карбонатных шельфов играли четвертичные колебания уровня моря. Особенно ясно это видно на открытых шельфах, где голоценовая трансгрессия привела к миграции фаций осадков поперек шельфа, подобной описанной выше для терригенных шельфов. Современные карбонатные осадки шельфов представляют собой обычно смесь современных и реликтовых плейстоценовых компонентов [745]. Определить возраст таких компонентов часто трудно, так как большинство осадкообразующих организмов обитают в широком диапазоне глубин. На карбонатных шельфах действуют такие же процессы захвата терригенного материала эстуариями, как и на терригенных шельфах, что защищает их от заноса терригенными осадками.

Термином *карбонатные постройки* (buildups) обозначают крупные аккумулятивные тела биогенного карбонатного материала. Они называются *рифами*, если у них имеются признаки роста в зоне волнения [945]. Слои и линзы известняков объединены в мозаичный комплекс краевых фаций рифов, песков и илов. Со стороны суши к ним примыкают фации лагунных илов, изолированных внутрелагунных рифов, приливных и штормовых отмелей, со стороны открытого океана — сцементированный и несцементированный грубообломочный материал, ил и песок. На склоне ниже края шельфа осадконакопление ослабевает, поскольку по мере продвижения карбонатной постройки глубина у ее подножия становится слишком большой. В результате в бассейне за краевыми рифами возникают условия дефицита осадочного материала.

Возникновение каждой карбонатной постройки связано с жизнедеятельностью определенного комплекса организмов. Современный коралловый риф представляет собой устойчивую экологическую систему исключительно высокой биологической продуктивности, интенсивного освоения карбонатов и сложных пищевых цепей [945, 998]. В прошлые геологические эпохи рифостроящими были не всегда те же организмы, что сейчас. В течение фанерозоя в сооружении карбонатных построек принимали участие разные, ныне вымершие группы организмов. Вместе с эволюционным появлением и вымиранием менялись экологические взаимоотношения между организмами. Отсюда следует, что современные аналоги неприменимы к древним карбонатным шельфам, особенно докайнозойским. Второе важное отличие современных обстановок мелководного карбонатонакопления от древних заключается в ширине шельфов. Современные карбонатные шельфы уже, чем шельфовые области ряда других этапов фанерозойской истории, например мелового периода, когда мелководные эпиконтинентальные морские бассейны покрывали огромные пространства материков. В этих бассейнах накопились сравнительно маломощные (менее 700 м) толщи известняков. В современном Мировом океане нет аналогов подобных фациальных обстановок, что объясняется низким стоянием уровня моря в позднем кайнозое. В-третьих, до середины мезозоя относительная роль мелководного карбонатонакопления в глобальном балансе карбонатов была гораздо больше, чем сейчас, так как к этому времени две главные группы карбонатсегрегирующих организмов, участвующих в современном глубоководном карбонатонакоплении, — планктонные фораминиферы и кокколитофориды — еще не появились в ходе эволюционного развития. Потом значение мелководных карбонатных осадков уменьшилось, и в современном океане они составляют около 22% от суммы карбонатов. Карбонатные постройки имеются как на пассивных, так и на активных континентальных окраинах, поскольку для их развития необходимы только подходящий субстрат, благоприятные

климатические условия и изоляция от притока терригенного материала. Карбонатные постройки встречаются на молодых окраинах недавно расколловшихся континентов, подобных побережью Красного моря, а также на краях шельфов пассивных континентальных окраин на стадии их зрелости. В этих регионах они растут вверх, компенсируя прогибание континентальной окраины или подъем уровня моря, и могут в конечном счете покрыть континентальную террасу, если привнос терригенного материала еще уменьшится [390]. Переходя в ископаемое состояние, такие краевые массивы подвергаются воздействию ряда последовательных биологических, физических и химических процессов. Например, деятельность роющих организмов нарушает первичные биоморфные текстуры рифов. Образующиеся пустоты инкрустируются карбонатсегрегирующими организмами или заполняются илом [745]. Сингенетическая цементация приводит к консолидации карбонатного материала, создавая породы, отличающиеся по текстуре от первичных рифовых известняков. Для цементации вовсе не обязательно захоронение известковых осадков [374]. Подводная литификация карбонатных осадков до сих пор слабо изучена, но она, безусловно, имеет важное значение, поскольку в результате этого процесса карбонатные осадки превращаются уже на ранних стадиях своего формирования в твердые породы, что способствует дальнейшему росту карбонатных построек и препятствует их разрушению подводными оползнями.

Коралловые рифы

Коралловые рифы делятся по морфологии на три главных типа (рис. 10-17). *Береговые рифы* (fringing reefs) расположены вблизи берега. Лагун между рифом и берегом, по существу, нет. Такие рифы развиты в районах, подобных Красному морю, где приток пресных вод, влияющий на рост кораллов, минимален. *Барьерные рифы* (barrier reefs) находятся дальше от берега и отделены от него лагуной. Наиболее красочным примером является Большой Барьерный риф у восточного побережья Австралии, за которым находится лагуна шириной в несколько сотен километров. *Атоллы* представляют собой рифы округлой в плане формы, окружающие лагуну глубиной около 40 м, в которой нет островов, но имеются лишь частично обнажающиеся в отлив низкие карбонатные отмели — *изолированные рифы* (patch reefs). Атоллов особенно много в Тихом океане.

С тех пор как Чарлз Дарвин на основании наблюдений, сделанных во время путешествия на судне «Бигл» в 1842 г., высказал свою гипотезу происхождения атоллов, эта проблема привлекала внимание многих исследователей. Дарвин считал, что рифы трех главных морфологических типов — береговые, барьерные и атоллы — представляют три стадии единого процесса развития. Коралловые рифы вокруг вулканического или невулканического острова растут вверх достаточно быстро, чтобы компенсировать медленное тектоническое погружение основания. После опускания острова ниже уровня моря они образуют кольцевой риф — атолл с незаполненной лагуной посередине. Гипотеза Дарвина исходит из двух главных допущений. Во-первых, погружение океанских островов должно быть достаточно широко распространенным явлением, чтобы объяснить многочисленность атоллов, во-вторых, скорость роста кораллов должна быть достаточной, чтобы компенсировать это погружение. Последующие исследования показали, что оба допущения вполне обоснованны. Бурение на атоллах подтвердило, что вулканическое сооружение под ними на самом деле погружается и продолже-

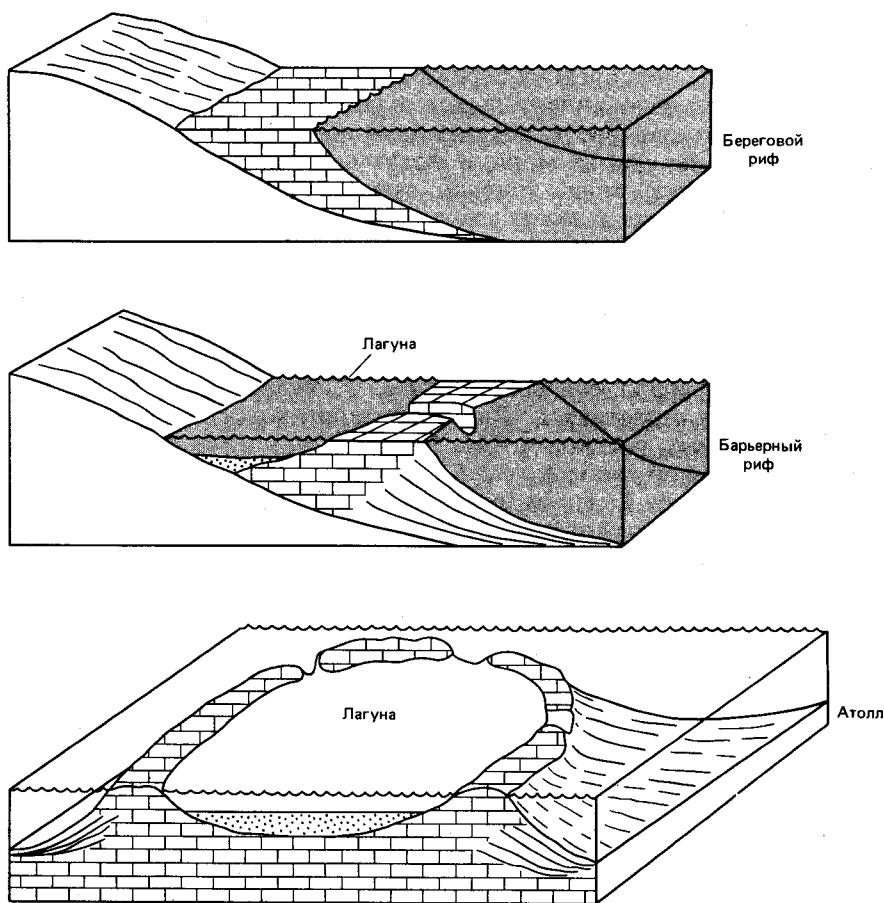


Рис. 10-17. Блок-диаграммы трех главных типов современных рифов [944].

ние такого погружения в течение миллионов лет приводит к накоплению над вершиной вулкана мощных толщ рифовых отложений. По данным бурения, мощность коралловых осадков на атолле Эниветок больше 1500 м, а на атолле Бикини — около 800 м. Более того, получены веские доказательства в пользу накопления этих отложений вблизи уровня океана или даже в субаэральных условиях. Типичные рифы Карибского моря наращиваются со скоростью от 0,5 до 1 м в 1000 лет, что вполне достаточно, чтобы компенсировать любое погружение. Опускание океанской коры, связанное со спредингом, продолжается непрерывно с момента образования коры на срединно-океанских хребтах и вплоть до ее уничтожения в зонах субдукции. В определенный момент геологического времени погружение вулканического острова обгоняет наращивание вверх коралловой постройки и атолл тогда опускается ниже уровня океана, превращаясь в гайот (см. гл. 5).

Уэллс [1126] выделяет в атоллах Тихого и Индийского океанов следующие геоморфологические элементы:

1. *Внешний склон, или фронт рифа* — подводный клиф, сложенный главным образом рифогенными биогенно-обломочными отложениями, чет-

кий, но постепенный, с рифовой платформой на мелководном краю. У подножия клифа имеется обычно рифовая осыпь.

2. *Край рифа*; на нем находится водорослевая гряда и происходит рост кораллов.

3. *Рифовая платформа* — плоская верхняя поверхность рифа, образующаяся в условиях волновой деятельности потому, что рифостроящие организмы не выдерживают длительного осушения. Рифовая платформа находится под воздействием полусуточного приливо-отливного цикла и характеризуется резкими колебаниями рН, солености, содержания кислорода.

4. *Тыловой риф* — преимущественно затишная мелководная зона, где биота гораздо беднее из-за большого разнообразия фациальных обстановок и недостатка питательных веществ.

5. *Лагуна* — сколько-нибудь значительный рост кораллов отсутствует; дно покрыто обычно тонкодисперсным карбонатным илом в глубокой части и известковым песком в участках с более подвижной водой.

Осадки лагун состоят также из фекальных пеллет, бентосных фораминифер (фораминиферовые пески) с небольшой долей рифостроящих кораллов и связанных с ними известковых водорослей [944]. Настоящие внутренние лагуны у рифов Атлантического океана, как правило, отсутствуют.

Усиленный рост рифов происходит на наветренной (или обращенной в сторону океана) стороне островов, где деятельность волн более интенсивна и вода по своим свойствам ближе к океанской. В глобальном масштабе развитие коралловых рифов на восточных окраинах всех океанов ограничено. Это связано с проходящими здесь более холодными течениями и с интенсивными зонами апвеллинга (см. гл. 8). Барьерные рифы развиты только на западных окраинах океанских бассейнов.

11. ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН; ДИВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ

Стараниями многочисленных комментаторов наведено уже столько тумана на этот предмет, что если они будут продолжать в том же духе, то мы скоро перестанем в нем что-либо понимать.

Типы континентальных окраин

Марк Твен

Введение. *Континентальные* (или океанские) *окраины* представляют собой переходные зоны между тонкой плотной океанской земной корой и более мощной менее плотной, отличающейся по химическому составу корой континентального или переходного типа. Установление изостатического равновесия между двумя типами земной коры (нарушенного последующими процессами осадконакопления и эрозии) создает на их границе резкий перепад гипсометрических уровней, выраженный в виде континентального склона [636]. Тектоника литосферных плит рассматривает эволюцию континентальной окраины как процесс формирования континентальной коры и разрастания материков. Истинный край континента проходит не по береговой линии, положение которой эфемерно и зависит от уровня океана, а выражен в виде подводной террасы и склона на некотором расстоянии от берега.

Осадочные толщи континентальных окраин составляют около половины всей массы океанских осадков [456]. Значительная доля современной тектонической активности Земли сосредоточена вдоль континентальных окраин, которые могут служить ключом к раскрытию ранней истории складчатых горных хребтов, расположенных внутри материков. Многие древние геосинклинали, ныне превращенные в складчатые системы, формировались первоначально на окраинах континентов. Современные концепции происхождения континентов и океанских бассейнов исходят из представления о высокой тектонической активности на их границах. В настоящее время стимулом бурного развития исследований континентальных окраин стала большая экономическая ценность заключенных в их недрах ресурсов углеводородов.

Континентальные окраины представляют собой широкую переходную зону между континентами и океанами. В нее входят шельф, континентальный склон и его подножие, а также прибрежные равнины. Континентальные шельфы занимают около 7% площади дна Мирового океана (27×10^6 км²). Глубина их не превышает обычно 130 м, но местами достигает 550 м. Площадь, занятая континентальными склонами, составляет около 9% дна океана (28×10^6 км²). Они простираются от бровки шельфа до глубины 4000–5000 м. Основанием склона считают точку на поперечном профиле, за которой уклон дна становится меньше 1:40 и склон переходит в более полого наклоненное в сторону океана континентальное подножие (continental rise) на глубинах от 4000 до 6000 м. Континентальные подножия представляют собой огромные аккумулятивные тела, сложенные терригенными турбидитами и отложениями других типов гравитационных потоков с подчиненным количеством гемипелагических осадков. Их пологий рельеф осложнен в результате действия различных придонных течений.

Континентальные подножия, занимающие площадь 19×10^6 км², развиты только на тех континентальных окраинах, которые расположены внутри литосферных плит, т.е. на пассивных окраинах. На конвергентных границах разных плит, отмеченных глубоководными желобами, континентальные подножия отсутствуют. В личной беседе К. О. Эмери сообщил результаты своих подсчетов объема осадков, накопившихся в пределах разных структурных элементов Земли за послепалеозойское время (табл. 11-1). Эти данные свидетельствуют о том, что на континентальных склонах и подножиях, занимающих всего около 10% площади Земли, накопилось около 60% всех осадков.

Таблица 11-1. Объемы осадков, накопившихся в разных геологических провинциях за послепалеозойское время (по К. О. Эмери, личное сообщение)

Провинция	Объем ($\times 10^6$ км ³)
Континенты	45
Шельфы	75
Континентальные склоны	200
Окраинные бассейны	35
Континентальные подножия	150
Глубоководные бассейны	25
Всего	530

Классификация континентальных окраин. Еще в 1885 г. Эдвард Зюсс [1007] обратил внимание на принципиальное различие между континентальными окраинами вокруг Тихого и Атлантического океанов. Он отметил, что Тихий океан окаймлен параллельными берегу складчатыми горными хребтами, островными дугами и вулканическими цепями, тогда как вокруг Атлантического океана окраины континентов выражены в виде обширных прибрежных равнин, являющихся прямым продолжением континентальных шельфов. На основании таких наблюдений Зюсс разделил континентальные окраины на два типа — *тихоокеанский* и *атлантический*. Таким образом, первая классификация континентальных окраин основывалась не столько на структурных, сколько на геоморфологических признаках. Большие успехи в области изучения строения континентальных окраин были достигнуты в 60–70-х годах благодаря бурному развитию морских геофизических методов. Метод непрерывного сейсмопрофилирования, разработанный примерно к 1960 г. (см. гл. 1 и 2), дал возможность геофизикам проникать в детали внутреннего строения континентальных окраин. Это позволило усовершенствовать их классификацию. Из-за огромных мощностей глубоководное бурение смогло вскрыть верхние горизонты осадочных толщ континентальных окраин в немногих районах. Более того, без специального оборудования против нефтегазовых выбросов нельзя было бурить в тех многих районах континентальных окраин, где существовала опасность попадания в скопления углеводородов. Тем не менее глубоководное бурение внесло много нового в понимание внутреннего строения и процессов развития континентальных окраин. Разделение континентальных окраин на два основных типа — тихоокеанский и атлантический — остается в силе. Атлантические, или пассивные, окраины характеризуются наличием стабильных континентальных блоков, не испытавших существенных дефор-

маций с конца палеозоя. Здесь почти отсутствуют землетрясения и вулканизм. Континентальная окраина в типичном своем выражении представлена шельфом, склоном и подножием. Окраины Индийского океана относятся в основном к атлантическому (дивергентному) типу, за исключением северо-восточной, где находятся Яванский желоб и Зондская дуга (рис. 11-1). *Активные окраины*, окаймляющие Тихий океан (рис. 11-1), наоборот, характеризуются наличием желобов, вулканизмом, активным орогенезом и сейсмичностью, распространяющейся по зонам Беньоффа до глубин 700 км. С активными окраинами часто связаны окраинные моря и междугубовые бассейны [636].

Тектоника плит позволила более глубоко понять процессы развития континентальных окраин и выразить суть их индивидуальных особенностей в динамических терминах. Была разработана новая классификация и номенклатура окраин, в основу которой легли глобальные тектонические идеи соиздания и разрушения океанской коры. Разрушение коры связано с субдукцией – первопричиной формирования глубоководных желобов, горообразования, сейсмичности, вулканизма, деформаций коры, метаморфизма и раскрытия задуговых бассейнов. Для обозначения разных типов континентальных окраин применяют несколько вариантов номенклатуры, которые рассмотрены ниже:

- 1) дивергентные – пассивные – асейсмичные – атлантические,
- 2) конвергентные – активные – сейсмичные – тихоокеанские,
- 3) трансформные – транслятивные (активные или пассивные; встречаются как в Атлантическом, так и в Тихом океане).

Дивергентные, или пассивные, окраины. Дивергентные окраины отражают переход от океана к континенту внутри жесткой литосферной плиты. Иначе говоря, такие окраины не являются границами плит. Они образуются в результате раскола континентов и зарождения нового океана. Континентальные

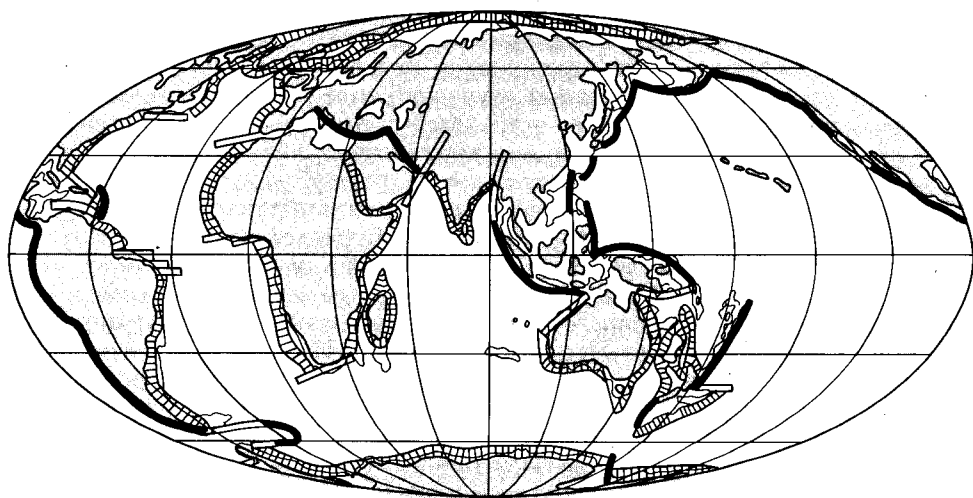


Рис. 11-1. Распространение конвергентных (1), дивергентных (2) и трансформных (3) континентальных окраин Земли [298].

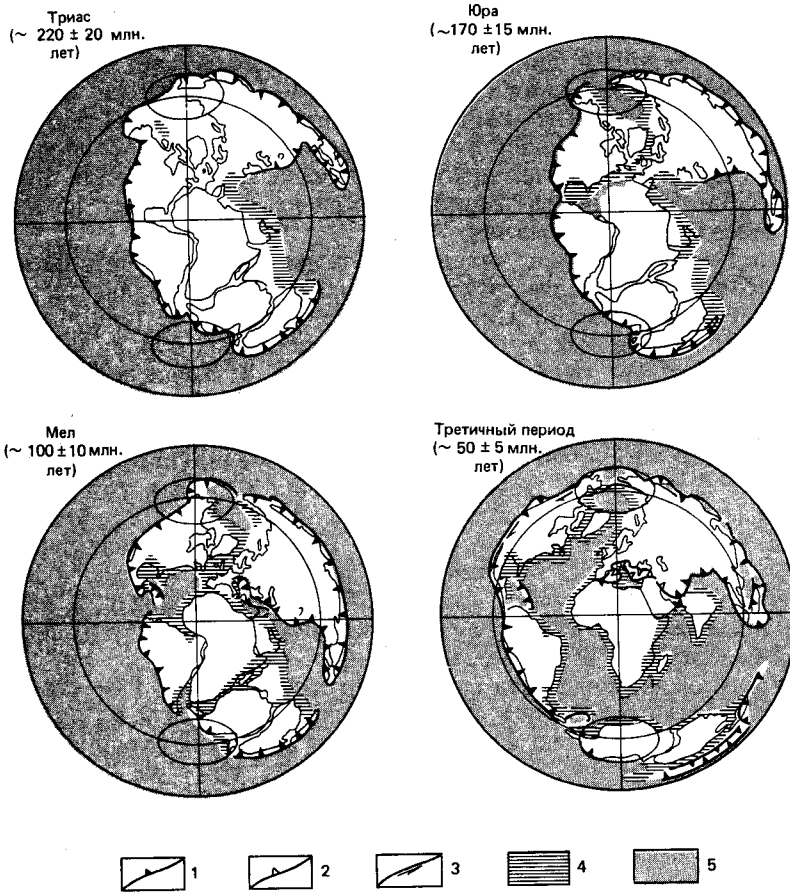


Рис. 11-2. Стадии раскола Пангеи. Реконструкция по Брайдену и др. [132] с упрощениями Балли [31]. Равноплощадная проекция Ламберта. 1 – зона раскола (на мезозойских реконструкциях); 2 – зона субдукции (на третичной реконструкции); 3 – трансформный разлом (на третичной реконструкции); 4 – пассивная окраина; 5 – океанская кора.

нент вместе со спаянным с ним участком океанской коры составляет при этом единую плиту. Такие окраины формируются на дивергентных границах плит в ходе первичного континентального рифтогенеза, а затем отодвигаются от этих границ в противоположные стороны, постепенно охлаждаясь и погружаясь. Со временем они становятся районами сильного прогибания и накопления мощных осадочных толщ. Дивергентные границы характеризуются тектоническими деформациями растяжения, которые привели к расколу суперконтинентов Гондваны и Лавразии в мезозое и раннем кайнозое (рис. 11-2). Структура таких границ довольно проста, хотя и осложнена утонением или растяжением континентальной коры перед ее расколом. Кроме того, изменения положения рифта или оси спрединга приводили к откалыванию фрагментов континентальной коры, которые, отставая от отодвигающихся континентов, превращались в микроконтиненты, окруженные океанской корой.

Морфология пассивных окраин predetermined направлением первично-

го рифта, хотя более древние окраины могут быть существенно видоизменены прогибанием, эрозией и осадконакоплением, создающими классический профиль шельф—склон—подножие. Такой профиль отражает преобладание тектонического прогибания (под нагрузкой осадочных толщ) в отличие от активных окраин, где доминируют напряжения сжатия. Характер тектонических движений создает условия развития осадочных призм континентального подножия за счет накопления осадков у основания континентального склона. Континентальные подножия имеются только на дивергентных континентальных окраинах.

Конвергентные, или активные, окраины. Активные континентальные окраины развиваются на границах двух сходящихся плит в результате деформации или деструкции земной коры, часто связанной с ее пододвиганием (субдукцией) в глубины Земли. В отличие от пассивных окраин континент и соседствующее с ним океанское дно принадлежат разным плитам. На большинстве конвергентных границ океанская кора пододвигается под континентальную (например, западная окраина Южной Америки). В других случаях океанская кора пододвигается под преобразованную океанскую (Малые Антильские и Южные Сандвичевы острова), а иногда континентальная кора уходит под континентальную (как в случае Тибета, где континентальная кора имеет сдвоенную мощность). Такие границы называют также *сейсмичными окраинами*, так как они характеризуются мелкофокусными, среднеглубинными и глубокофокусными землетрясениями. К ним приурочены океанские желоба и либо вулканические островные дуги, либо прибрежные горные цепи в зависимости от того, сталкиваются ли две океанские плиты или океанская плита с континентальной. Наиболее характерно все же образование островных дуг с окраинными морями на их вогнутой стороне. Переход от океана к континенту на активных окраинах гораздо сложнее и разнообразнее, чем на пассивных. К тому же здесь не накапливаются столь мощные осадочные толщ. Типичная активная окраина Тихого океана состоит из континентального шельфа и склона, окаймленного глубоководными желобами. Последние служат эффективными ловушками терригенного материала, выносимого с континентов, чем и объясняется отсутствие на периферии Тихого океана континентальных подножий¹. История тектонических структур, осадконакопления и вулканизма окраин с зонами субдукции заключена в сложных геологических взаимоотношениях, с трудом поддающихся изучению. В данной книге активные окраины понимаются в широком смысле этого термина: к ним отнесены задуговые бассейны и межокеанские дуги.

Трансформные, или транслятивные, окраины. Системы трансформных разломов могут пересекать как активные, так и пассивные окраины (рис. 11-1). Трансформные окраины образуются в результате сдвиговых смещений плит относительно друг друга и характеризуются мелкофокусными землетрясениями. Трансформные окраины в ходе рифтинга могут становиться тектонически пассивными. Фрагменты континентальной коры могут иногда смещаться относительно соседних областей океанской коры, осложняя реконструкцию первичных континентальных массивов [297].

¹ Континентальные подножия развиты в южной части Тихого океана вокруг Антарктиды.—Прим. ред.

Дивергентные, или пассивные, окраины

Дивергентные окраины окаймляют Северный Ледовитый океан и Норвежское море (рис. 11-1), Северную и Южную Атлантику, Индийский океан (за исключением Зондской дуги) и Антарктиду (за исключением дуги Скоша). К дивергентному типу следует отнести частично и окраины Средиземного моря. Особенно интенсивные исследования пассивных континентальных окраин были проведены в Северной Атлантике, но много важных сведений о них получено и в других районах мира, например в Южной Атлантике.

Дивергентные окраины отличаются довольно пологим рельефом, что связано как с относительно слабой тектонической активностью, так и с интенсивной аккумуляцией осадков. Осадки накапливались здесь в условиях медленной, но непрерывного тектонического прогибания без существенных деформаций. По данным метода преломленных волн, мощности осадочных толщ достигают 15 км, но в большинстве случаев сейсмическая аппаратура не позволяет «просветить» всю мощность осадочных тел континентальных подножий. Граница между океанской и континентальной земной корой скрыта под этими огромными осадочными толщами, что затрудняет точное определение ее положения и характера. Она захоронена под терригенными осадками в результате выдвигания континентального подножия в сторону океана. Еще больше эту границу маскируют такие формы рельефа континентального склона, как подводные каньоны и оползни, а также разного рода «дамбы» — биогенные рифы, диапиры или приподнятые сброшенные блоки [301].

Положение границы между океанским и континентальным фундаментом осадочной толщи необходимо знать в целях точных палеореконструкций предрифтовой ситуации, однако удовлетворительные критерии для определения этой границы до сих пор не разработаны [855]. Буллард с соавторами [146] выбрали путем математического анализа определение изобаты, дающие наилучшее совмещение контуров континентальных массивов. Хотя такое совмещение казалось на первый взгляд удовлетворительным, при ближайшем рассмотрении в нем обнаружилось много зияний и перекрытий [855]. Тальвани и Элдхолм [1025] показали, что граница между океанским и континентальным фундаментом не обязательно связана с определенными изобатами, поскольку картина может осложняться в результате погружения континентальной коры вдоль окраин.

Так, например, на континентальной окраине северо-западной части Атлантического океана имеется несколько окаймляющих ее субпараллельных геологических и геофизических структур (рис. 11-3). Сейсмические данные метода преломленных волн выявили на континентальном склоне в районе побережья Новой Шотландии переходную зону шириной около 50 км вблизи отчетливой магнитной аномалии. Полагают, что аномалия образована контрастом намагничивания между континентальной и океанской земной корой — явление, известное под названием *пограничного эффекта*. Рабинович [855] выделил здесь следующую группу субпараллельных линейментов:

1. Поверхностная гряда у внешнего края континентального шельфа, выявленная по скоростям продольных сейсмических волн [276].
2. Положительная аномалия силы тяжести в свободном воздухе, расположенная у бровки шельфа [302, 855].
3. Почти непрерывная магнитная аномалия с большой амплитудой, именуемая *аномалией Восточного побережья* (ЕСМА), обычно распо-

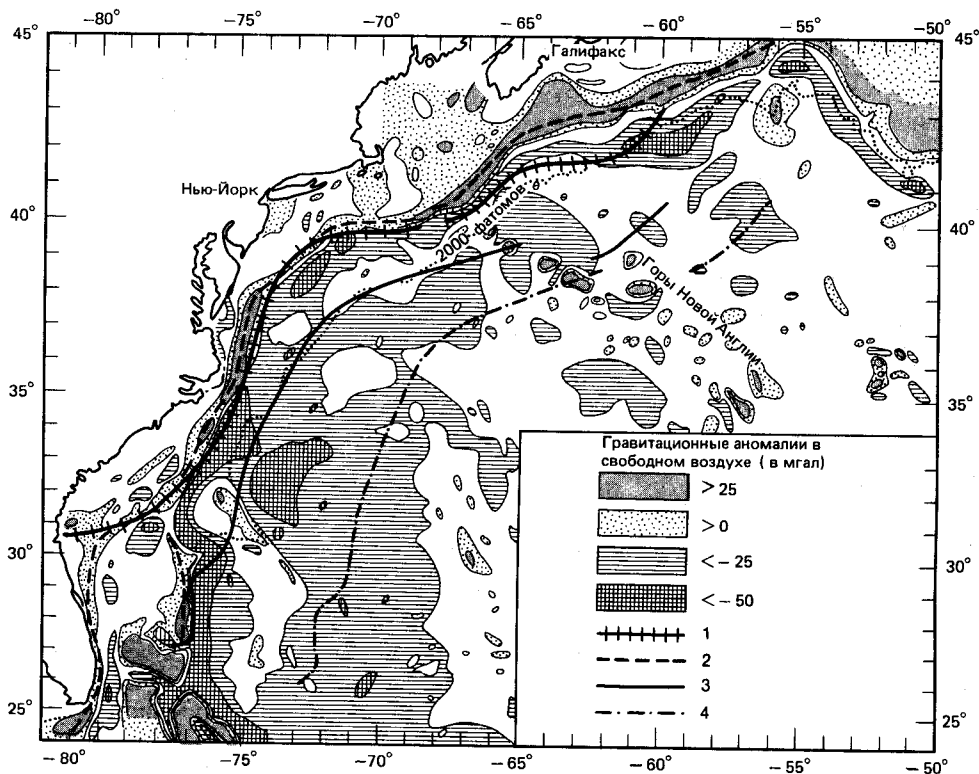


Рис. 11-3. Расположение основных геофизических линейментов вдоль атлантической континентальной окраины Северной Америки (из докторской диссертации П. Д. Рабиновича «Северо-западная континентальная окраина Атлантического океана», 1973). 1 – магнитная аномалия Восточного побережья; 2 – гравитационный максимум на краю шельфа; 3 – граница между внутренней и внешней зонами спокойного магнитного поля; 4 – граница между зонами сглаженного и резко аномального магнитного поля.

ложенная над склоном, но местами спускающаяся на континентальное подножие или смещающаяся к береговой линии [1035].

4. Зона спокойного магнитного поля мористее ЕСМА [461].

Зона спокойного магнитного поля и аномалия Восточного побережья представляют собой два главных элемента структуры магнитного поля данной континентальной окраины. Непрерывная положительная аномалия силы тяжести у бровки шельфа связана с подповерхностной грядой, называемой *окраинным поднятием фундамента*. Как показывает расчет локальной изостазии Эри, эту аномалию нельзя отнести только за счет краевого эффекта, обусловленного утонением континентальной коры. Она обусловлена избытком масс под дном. Ее нельзя объяснить и просто накоплением осадков и наличием подповерхностной гряды [855]. Магнитная аномалия Восточного побережья приурочена обычно к окраинному поднятию фундамента. Магнитная аномалия Е (рис. 11-3) расположена внутри зоны спокойного магнитного поля, разделяя последнюю на внутренний и внешний секторы. Рабинович [855] считает, что внутренний сектор зоны, отличающийся очень малыми величинами напряженности магнитного поля, находится над погруженным континентальным фундаментом. Наоборот, внешний сектор

зоны спокойного магнитного поля, характеризующийся аномалиями небольшой амплитуды по сравнению с областями редких линейных аномалий, Рабинович [855] относит к океанской коре, образовавшейся в ньюаркский интервал (триасовый период) преимущественно нормальной полярности геомагнитного поля [154].

Эволюция дивергентных окраин. Тектоника плит дает основу для понимания эволюции континентальных окраин. Обычно предполагают, что в течение всего геологического времени как на пассивных, так и на активных окраинах происходила *аккреция* (или разрастание) континентов за счет осадконакопления, приводящая к расширению континентальной коры. Неясно, оставался ли объем океанских бассейнов неизменным в течение геологической истории или нет, но в любом случае кора должна была утолщаться, чтобы компенсировать это латеральное разрастание континентов. Отсюда следует, что геологические и геофизические характеристики континентальных окраин должны меняться в ходе их тектонической эволюции [275].

Дивергентные континентальные окраины испытывают преимущественно вертикальные тектонические движения. Они влияют на морфологию шельфа и склона. Кроме того, имеет место последовательное расширение площади коры переходного типа, которая удерживается в состоянии, близком к изостатическому равновесию.

Большинство современных дивергентных окраин образовались в течение последних 200 млн. лет (рис. 11-2). Примерно 200 млн. лет назад, когда современные континенты были слиты в единый суперконтинент Пангею, существовала только одна небольшая по протяженности дивергентная окраина, протягивавшаяся от северо-западного побережья Африки до северной части Австралии (рис. 11-2). Все остальное побережье огромного суперконтинента занимали активные окраины с субдукцией океанской коры (рис. 11-2). С того времени Пангея раскалывалась и возникали рифтовые окраины. 60% всей массы осадков на Земле накопилось на континентальных окраинах, причем преобладающая их часть — на дивергентных окраинах, которые увековечили 200 млн. лет медленного погружения и аккумуляции осадков в зонах, возникших внутри Пангеи [356].

Эволюцию континентальных окраин можно разделить на следующие стадии, схематически показанные на рис. 11-4.

1. *Рифтогенез.* Стадия континентальных рифтовых долин, которая может и выпадать, выражена в форме первичных грабенов (рис. 11-4; табл. 11-2). Современным аналогом этой стадии являются Восточно-Африканские рифты. Рифтогенез может быть связан со сводовым поднятием, обусловленным подъемом разогретого вещества верхней мантии, но неясно, свойственны ли такие сводовые поднятия всем пассивным окраинам или они имеют место только в районах горячих точек.

2. *Начало спрединга (юность).* На этой стадии происходит разъединение континентальной коры и разрастание океанской коры в промежутке между континентальными блоками (рис. 11-4; табл. 11-2). Юная стадия, представленная в современную эпоху Красным морем, длится около 50 млн. лет после начала спрединга. Она характеризуется быстрым региональным погружением внешнего шельфа и континентального склона. Местами могут образоваться грабены, но доминируют вулканические и термические эффекты развития.

3. *Зрелость.* После окончания первоначального термического события начинается медленное региональное погружение (рис. 11-4). Большинство

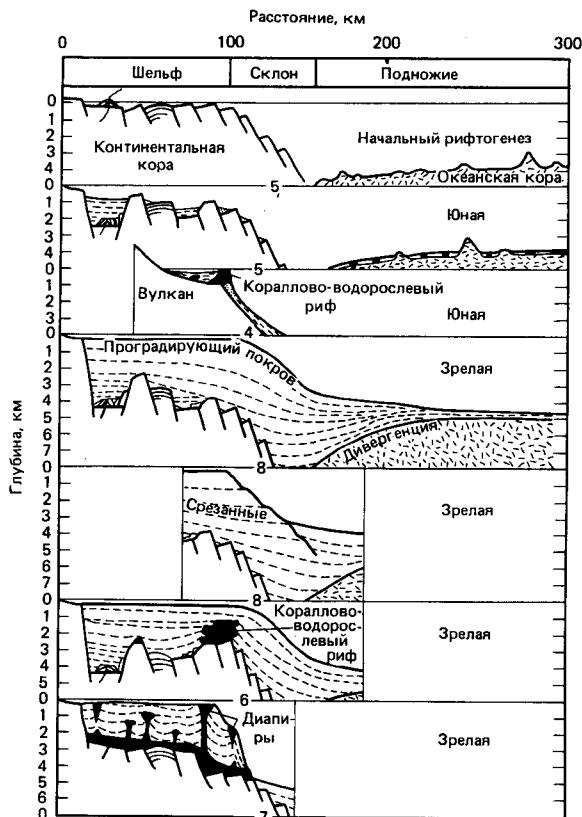


Рис. 11-4. Стадии эволюции континентальной окраины. Вертикальный масштаб увеличен примерно в 10 раз [298].

современных континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов находятся на этой стадии. Мощности накапливающихся осадков громадны, осадочные разрезы сильно нарушены оползнями, образованием подводных каньонов, эрозией и переотложением осадков придонными течениями.

Рифтогенез. Океанские бассейны, образовавшиеся в результате раскола Пангеи, сохраняют свидетельства своего развития и бывших фациальных обстановок, но геологические данные об их рождении спрятаны глубоко под мощной толщей осадков. Информацию о зарождении океанов можно получить только на дивергентных окраинах, и только эти окраины сохраняют летопись истории границы между континентами и океанами.

Форма контуров дивергентных окраин связана с простиранием первичного рифта, хотя последующие погружение, эрозия и осадконакопление могут изменить ее. Великие Восточно-Африканские рифты, грабен долины Рейна и рифт Риу-Гранди считаются примерами процесса рифтогенеза [31], который иногда приводит к образованию океанов. Поскольку разрезы предрифтовых отложений в океанах вскрываются редко, представления об этой фазе эволюции основываются на характере современных континентальных рифтовых систем.

Рифтогенезу может предшествовать период региональных сводовых поднятий и, возможно, одновременного с ними вулканизма. Предполагают, что сводовые поднятия имеют термальную природу. Последующая эрозия

Таблица 11-2. Стадии развития континентальных окраин, устанавливаемые по данным непрерывного сейсмопрофилирования

Стадии	Континентальный шельф	Континентальный склон	Континентальное подножие
Зачаточная	Предтектонические, тектонические, вулканические или ледниковые породы, обнаженные или покрытые тонким слоем осадков	Предтектонические, тектонические или вулканические породы, обнаженные или покрытые тонким слоем осадков	Отсутствует
Юная	Мощное заполнение осадками бассейнов и трогов	Предтектонические, тектонические или вулканические породы, обнаженные или покрытые тонким слоем осадков	Отсутствует или слабо развито
Зрелая	Мощный осадочный чехол 1. Обширный покров 2. Кораллово-водорослевая рифовая дамба 3. Послерифтовые диапиры	Мощные толщи осадков 1. Проградация 2. Срезание слоев 3. Послерифтовые диапиры	1. Мощное на дивергентных окраинах 2. Маломощное на транслятивных (трансформных) окраинах

поднятых районов и термальный метаморфизм нижней части коры приводят к ее утонению. По мере расширения поднятия часть коры разламывается и распадается на субпараллельные или Y-образные (тройные) системы сбросов [156]. Структурный каркас будущей континентальной окраины может испытывать влияние также более древних структур континента.

Первичный рифтогенез может и не проявляться на континенте выше уровня моря. В северо-восточной части Атлантики рифтообразование, по видимому, шло в подводных условиях и не сопровождалось интенсивным вулканизмом. Причиной может быть то обстоятельство, что в случае плато Рокколл рифты образовались на докембрийском кратоне, а в случае Бискайского залива — в эпиконтинентальном бассейне. На рис. 11-5 сведены данные о структурах фундамента, возникающих при различных вариантах стадии раннего рифтогенеза в истории океанов. Эта стадия отличается либо вулканизмом в узкой рифтовой зоне, либо развитием широкой зоны внедрения даек.

Начало спрединга. Вслед за образованием рифта магма прорывается через континентальную кору, и между краями расходящихся блоков начинает расрастаться океанская кора. О характере изменений на рубеже фаз рифтогенеза и спрединга мы знаем очень мало. При реконструкциях на границах континентов получают обычно перекрытия и зияния, указывающие на изменение ширины пограничной зоны между континентом и океаном. Однако во многих районах магнитные аномалии и характерные изостатические гравитационные аномалии образуют на этой границе зону, протягивающуюся на сотни километров. Предполагают, что на этой ранней стадии спрединга в континентальную кору внедряются дайки, а осадки переслаиваются с лавами.

Переход от рифтовой стадии к разрастанию океанской коры характеризуется коренными изменениями теплового режима окраин. В континенталь-

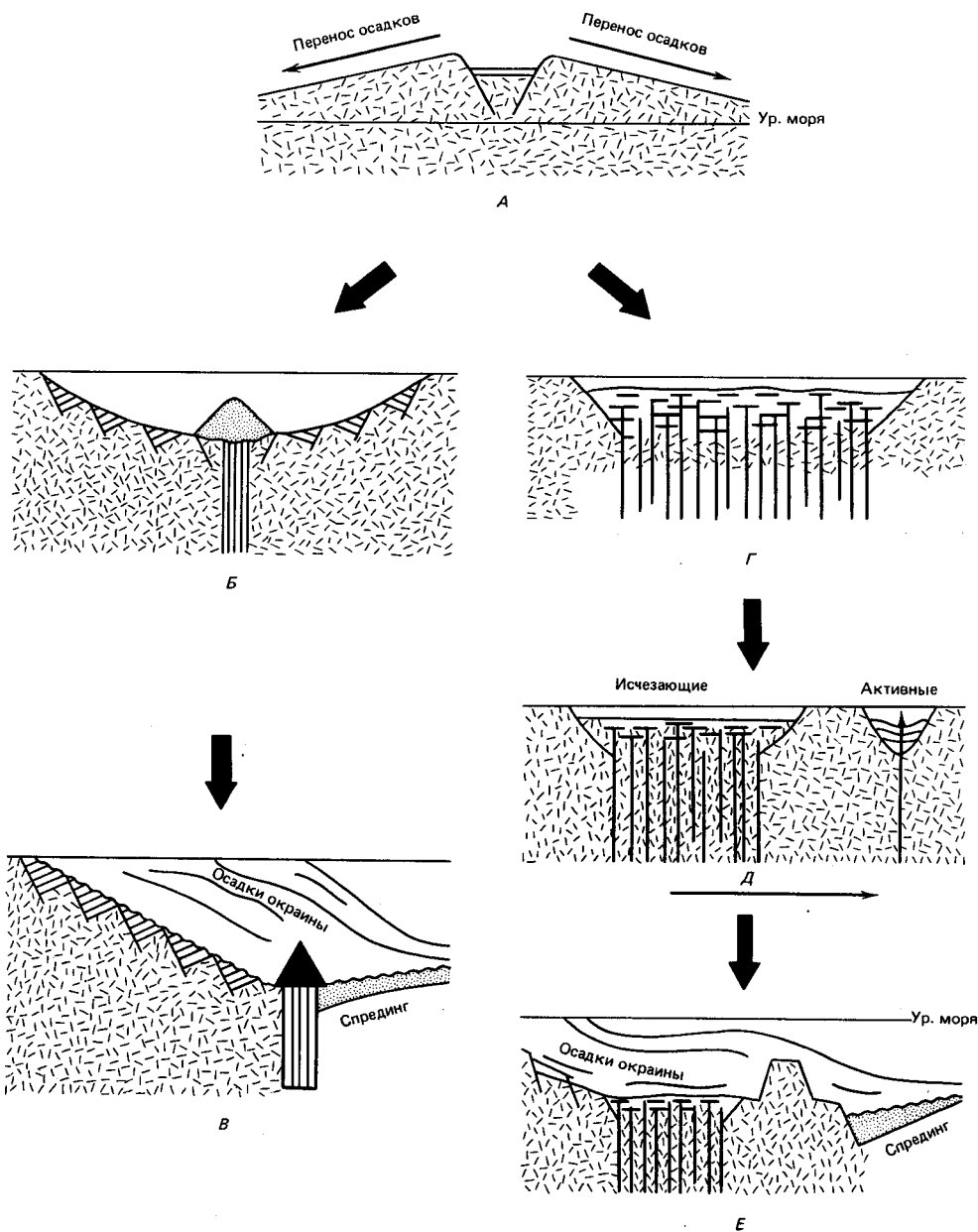


Рис. 11-5. Эволюция пассивных окраин. Слева (А–В): за вулканической активностью в относительно узкой зоне последовало сооружение хребта, а затем послерифтового погружение и спрединг. Справа (Г–Е): после рассредоточенного внедрения первичных вулканических пород произошел перескок центра вулканизма, а затем начался спрединг. А – подъем кристаллического фундамента континента, рифтогенез, эрозия; Б – вулканизм в узкой зоне, возникновение вулканического хребта; В – погружение после раскола континента с мощной толщиной осадков, под которой погребен вулканический хребет – возможный источник склоновой магнитной аномалии (?); Г – дайки и силлы в рифтовых отложениях; земная кора переходного, «рифтового», типа; зона спокойного магнитного поля; Д – перескок центра вулканизма; Е – краевое плато, внешний гребень с континентальной корой.

ном рифте источник тепла находится под его осью, а с началом спрединга континентальные окраины постепенно удаляются от этого источника, что приводит к их охлаждению и погружению (см. гл. 5). Первоначальная линия спрединга не обязательно совпадает с положением континентального рифта (рис. 11-5). Например, первоначальная ось спрединга между Африкой и Северной Америкой была сдвинута в одну сторону [855]. После завершения рифтовой фазы часто происходит общее погружение пассивной окраины вследствие охлаждения или иных процессов, не связанных с нагрузкой осадочных масс. Об этом свидетельствует значительное прогибание континентальных окраин с малым количеством осадков. Более того, кривые прогибания конкретных окраин близки к эмпирическим кривым охлаждения, построенным для океанской коры.

Хотя уже на ранних стадиях рифтогенеза имеют место эпизодические ингрессии моря, настоящие океанские условия не устанавливаются вплоть до начала спрединга. Даже на ранних стадиях спрединга трансгрессия океана может на непродолжительное время задерживаться из-за наличия на ее пути преград в виде континентальных блоков. Современным примером такой ситуации является впадина Афар в Эфиопии. Континентальные склоны на молодых окраинах, недавно прошедших рифтовую фазу, бывают круче нормальных, так как углы их наклона унаследованы от бортов первичного рифта. Пример — Калифорнийский залив, представляющий собой континентальную окраину, образованную в значительной мере смещениями по трансформным разломам; начал раскрываться всего около 5 млн. лет назад. Местами его склоны, не успевшие измениться за счет осадконакопления и эрозии, имеют крутизну более 20°.

Некоторые современные модели развития дивергентных континентальных окраин предполагают *утонение* или растягивание континентальной коры при раннем рифтогенезе. Согласно другим моделям, такое растягивание продолжается в течение гораздо более длительного времени и связано с общим погружением континентальной окраины. Предложено и несколько других вариантов механизма сокращения мощности коры: тепловое расширение; воздымание и размыв; растекание нижних слоев коры, сопровождающееся погружением; пластичное утонение; метаморфизм нижней части коры в ходе любого из названных процессов.

Время раскола континентов и формирования дивергентных окраин может последовательно меняться вдоль простирания рифта, как это произошло в Южной Атлантике [956]. Данные о времени зарождения некоторых дивергентных окраин приведены в табл. 11-3 [31].

Протоокеаны: Красное море. Очевидное совмещение контуров береговых линий Аравии и Африки наряду с геофизическими и геологическими признаками свидетельствует о том, что Красное море представляет собой

Таблица 11-3. Возраст начальной фазы раскрытия разных океанских бассейнов [31]

1. Восточно-Африканская рифтовая система (возможно, все еще находится на стадии рифтогенеза)
2. Красное море и Аденский залив — около 10 млн. лет [637]
3. Калифорнийский залив — около 5 млн. лет [632, 760]
4. Окраина Южной Австралии — около 50 млн. лет [1122]
5. Море Лабрадор, Европа/Северная Америка — около 80 млн. лет [609]
6. Норвежское море — около 60 млн. лет [1027]
7. Южная Америка/Африка — около 130 млн. лет [631]
8. Северная Америка/Африка — около 180 млн. лет [844]

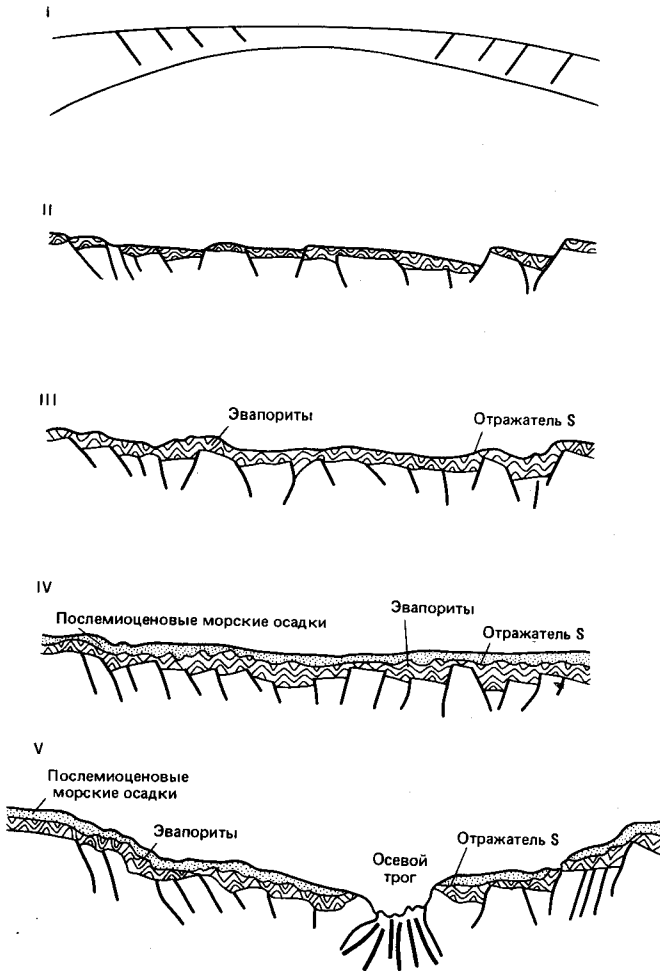


Рис. 11-6. Эволюция Красного моря со среднего миоцена (примерно 15 млн. лет назад) [879]. I—ранний миоцен или домиоценовое время: воздымание и утонение континентальной коры; II—средний миоцен: оседание флангов, рифтогенез, вулканизм, отложение эвапоритов; III—поздний миоцен: прекращение эвапоритонакопления; IV—плиоцен: эрозия, поднятие, соляные деформации, морское осадконакопление; V—поздний плиоцен—голоцен: рифтогенез, спрединг, внедрение базальтов, формирование осевого трога.

зарождающийся в ходе спрединга океанский бассейн. Следовательно, изучая геологические особенности Красного моря, мы сможем получить представление о ранних стадиях спрединга и океанского рифтообразования.

В Красном море узкие плоские прибрежные шельфы глубиной до 370 м и шириной от 30 до 120 км окаймляют осевой трог с максимальными глубинами вдоль его простирания от 1000 до 2500 м (рис. 11-6). В этом трогге шириной всего 30 км выделяются относительно простые по строению краевые зоны, между которыми расположена осевая зона с более сложной структурой [879]. Основной трог похож на рифтовые долины срединно-океанских хребтов. Он представляет собой комплекс линейно вытянутых долин или депрессий. В некоторых районах осевой трог на протяжении не-

скольких десятков километров имеет вид срединной долины с плоским дном шириной 5–14 км. В долине выявлены симметричные магнитные аномалии с высокой амплитудой, наиболее заметная из которых приурочена к осевой зоне. Судя по магнитным аномалиям, скорость спрединга равна 1 см/год. С главным трогом ассоциируются положительные гравитационные аномалии Буге величиной до 100 мгал, вызванные внедрением масс плотных основных пород. Высокие значения теплового потока, измеренные в осевом трого, указывают на наличие расплавленного вещества неглубоко под дном моря. По данным сейсмопрофилирования, мощности осадков в осевой зоне рифта небольшие, но возрастают к периферии трого до 500 м (рис. 11-6).

Красное море формировалось, по-видимому, в два этапа. Сначала предмиоценовое воздымание и растяжение вызвало утонение континентальной коры, вулканизм, а в конечном счете привело к образованию основной впадины Красного моря. За этим последовал спрединг, в результате чего в плиоцене формировалась осевая зона рифта [879]. К раннему или среднему миоцену море достигло почти современной ширины, за исключением узкой полосы, образовавшейся в результате спрединга в плиоценовое и четвертичное время, с которой связаны параллельные магнитные аномалии. Последние развиты только на небольшом расстоянии от осевой зоны, свидетельствуя о сохранении континентальной коры на обоих бортах главного трого. Магнитные, сейсмические, тектонические и петрографические данные показывают, что океанская кора существует только в пределах главного осевого трого шириной 300 км, который, таким образом, представляет собой начальную фазу спрединга океанского дна. Атлантический океан, по-видимому, начался с такого же узкого трого¹.

Послерифтовое развитие. Последующая эволюция дивергентных континентальных окраин зависит от их возраста и сложных взаимоотношений между погружением, осадконакоплением, климатом и океанской циркуляцией. Состав и количество осадков, слагающих послерифтовые толщи, контролируются океанологическими и климатическими факторами, уровнем океана, размерами и геологическим строением водосборных площадей на обрамляющих континентах. Континентальные окраины разрывают глобальную широтную систему поверхностных ветровых течений, приводя к образованию восточных и западных пограничных течений. Последние играют важную роль в истории осадконакопления на континентальных окраинах и создают заметные несогласия в осадочных разрезах. Глобальные изменения уровня океана также оказывают существенное влияние на состав и объем осадочных толщ, накапливающихся на континентальных окраинах. Эти и другие факторы осадкообразования обуславливают существенные региональные различия осадочных толщ континентальных окраин. Непрерывное общее погружение создает закономерный вертикальный ряд, начинающийся с предрифтовых эпиконтинентальных осадков, образованных до развития сводового поднятия, последовательно перекрываемых континентальными осадками рифтов и сбросовых блоков, отложениями береговой зоны, толщами чередующихся мелководных и более глубоко-водных морских фаций, связанными с многократной сменой трансгрессий

¹ Обширные геолого-геофизические исследования Красного моря с применением обитаемых подводных аппаратов (30 погружений) проведены недавно советской экспедицией ПИКАР под руководством А.С. Монина. Другой пример – Аденский залив, в котором в 1983–1984 гг. советские ученые провели детальные геолого-геофизические исследования. -- Прим. ред.

и регрессий. На ранней стадии спрединга осадконакопление может испытывать сильное влияние барьеров в виде зон разломов или вулканических хребтов. Например, в Южной Атлантике в мелу такими барьерами служили Китовый хребет и возвышенность Риу-Гранди.

Терригенные обломочные осадки ранней рифтовой стадии встречаются только в наземных разрезах. К ним относятся, например, триасовые континентальные красные песчаники на востоке Северной Америки. Осадки изолированных бассейнов ранней океанской стадии, непосредственно перекрывающие рифтовые комплексы, теперь хорошо изучены в разрезах океанского дна. В результате интенсивного испарения в замкнутых бассейнах вроде мезозойской Южной Атлантики или позднекайнозойского Красного моря накопились мощные толщи эвапоритов. Соляные толщи в таких бассейнах нередко сопровождаются осадками с высоким содержанием органического вещества, накопившимся в условиях стагнации. Детальное описание процессов формирования таких отложений приведено в гл. 14. В ходе последующего расширения океана и осадконакопления эвапориты захороняются под мощными толщами терригенных осадков. В дальнейшем они могут мигрировать вверх, протыкая вышележащие отложения в виде соляных диапиров, которые встречаются на окраинах Южной Атлантики.

Дальнейшая эволюция пассивных континентальных окраин зависит в значительной мере от истории погружения (рис. 11-4). Наблюдения на зрелых окраинах, таких, как атлантическая окраина Северной Америки, выявили величину прогибания около 3 км за 150 млн. лет [155]. Скорость погружения, связанного в основном с охлаждением окраин по мере их удаления от срединно-океанских хребтов, замедляется со временем. Важнейшим результатом этого погружения является накопление на континентальной окраине больших объемов осадков, которые в свою очередь усиливают прогибание (рис. 11-4). Таким образом, по мере продвижения осадочных толщ в сторону океана послерифтовые отложения глубоко захороняются под ними. Так, на атлантической окраине Северной Америки нижние (меловые и более древние) слои осадочной толщи замаскированы почти согласно перекрывающими их третичными отложениями.

Уолкотт [1106] рассчитал количественный вклад нагрузки осадочных толщ континентального склона и подножия в погружение пассивной окраины. Он использовал простую модель флексуры, в которой литосфера представляется как тонкая упругая пластина, перекрывающая неустойчивый жидкий слой. При этом допускается однородность упругих свойств как океанской, так и континентальной коры. Согласно такой модели, может накопиться осадочная толща мощностью до 18 км, прежде чем начнется существенное прогибание флексуры. При помощи флексурных моделей можно легко объяснить формирование широких континентальных окраин, связанных с дельтами, но они не подходят для узких окраин вроде восточного побережья Северной Америки [31]. Флексурная модель не объясняет также преобладания в разрезах восточного побережья мелководных отложений.

Между колебаниями уровня моря и погружением дивергентных континентальных окраин разыгрываются сложные взаимоотношения. Погружение происходит как за счет охлаждения, так и за счет нагрузки осадков, а колебания уровня моря вызывают относительное перемещение окраин вверх (при понижении уровня) или вниз (при его подъеме). Развитие дивергентных континентальных окраин под действием трансгрессий и регрессий может быть предсказано, если известны история колебаний уровня моря,

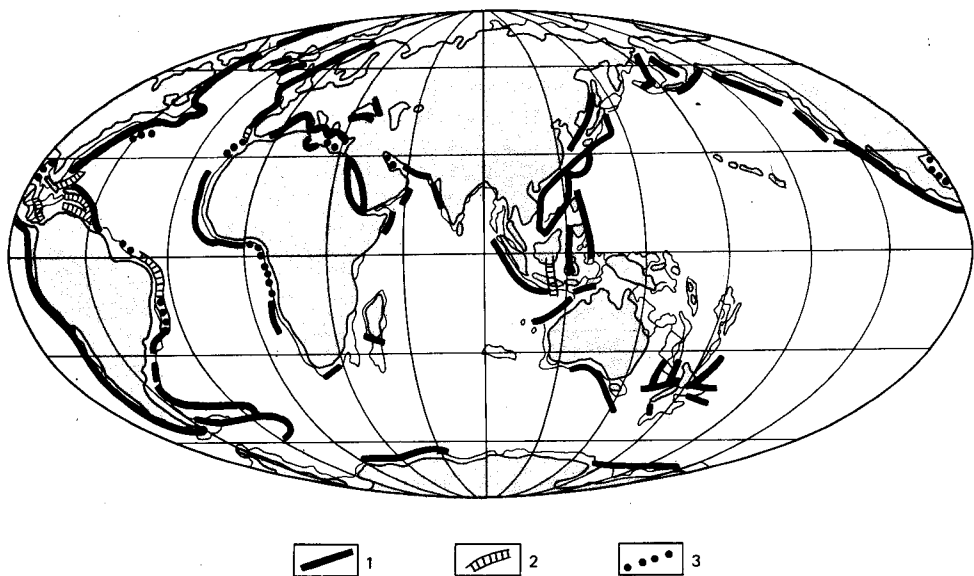


Рис. 11-7. Распространение трех видов дамб (барьеров) для осадков, связанных с разными типами континентальных окраин [298]. 1 – тектонические; 2 – кораллово-водорослевые; 3 – диапировые.

скорости погружения за счет охлаждения (рассчитанные по возрасту) и скорости прогибания под нагрузкой осадков [155].

В результате продолжающегося осадконакопления первичные тектонические впадины и трогои заполняются частично или полностью. В то же время на краю шельфа могут возникать новые хребты, служащие барьерами на пути разноса терригенного материала, в результате чего осадконакопление сосредоточивается в узких трогах и желобах. Погружение шельфа создает условия для непрерывной аккумуляции осадков в таких бассейнах. Значение этих процессов заключается в том, что они обеспечивают продолжительное наращивание осадочных компонентов континентальных шельфов вместо более глубоководного осадконакопления на континентальных подножиях и абиссальных равнинах. На конвергентных окраинах барьеры имеют в основном тектоническое происхождение (рис. 11-7). На дивергентных окраинах встречаются гряды трех главных типов: *краевые поднятия фундамента*, вероятно, тектонического происхождения, *кораллово-водорослевые рифы* (рис. 11-8) и *диапирсы* (рис. 11-8). Происхождение краевых поднятий фундамента пока не выяснено, поскольку они погребены под мощными толщами осадков и до сих пор не разбуривались. Возможно, что они являются поднятыми бортами первичного грабена-рифта. В таком случае они представляют собой континентальные структуры. В конце концов осадки, накапливающиеся на шельфе, могут перекрыть краевую гряду и перевалить через нее (рис. 11-4) [298].

Современные краевые гряды, сложенные кораллово-водорослевыми рифами, широко распространены в тепловодных условиях тропического пояса на западных окраинах океанов, особенно в Карибском море. Там, где рост рифтов поспевает за погружением, как в зонах разломов или на краевых поднятиях фундамента, например на краю плато Блейк, возможно накопле-

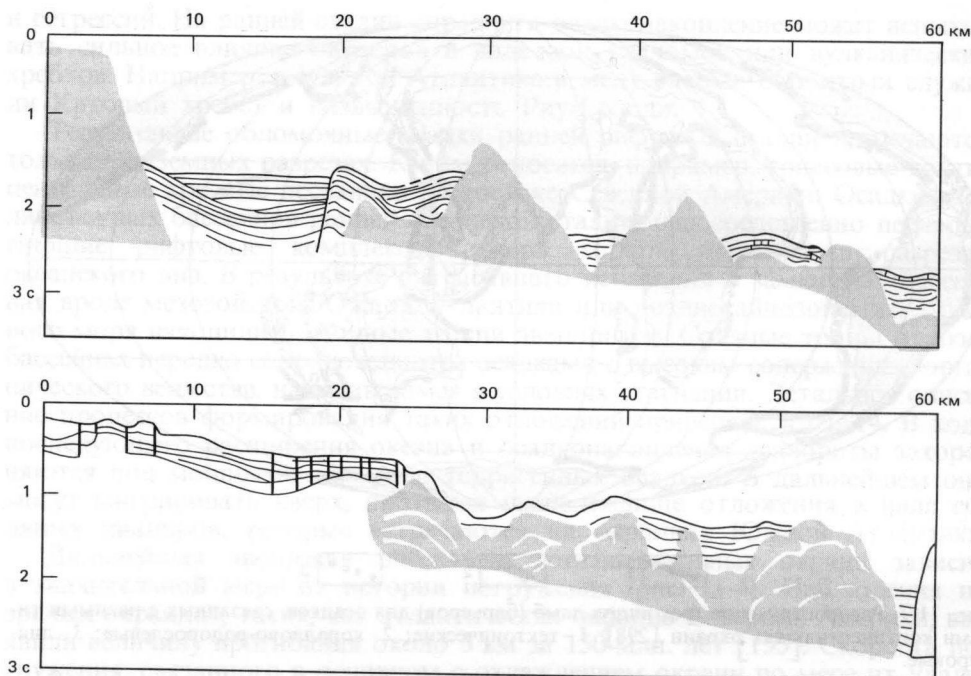


Рис. 11-8. Барьеры (дамбы) для осадков, выявленные непрерывным сейсмопрофилированием. На верхнем профиле видны запруженные сбросовыми блоками вулканических пород (черное) послемiocеновые осадки у северо-западного побережья Мексики. На нижнем профиле — третичные осадки, запруженные диапировыми массивами юрских солей (черное) в Мексиканском заливе, у побережья США [298].

ние мощных толщ мелководных карбонатных отложений, не связанных с глубоководными осадками непосредственными фациальными переходами. Погребенные кораллово-водорослевые рифы (рис. 11-4) известны на континентальных окраинах Мексиканского залива и Западной Атлантики. Основанием рифов здесь могут быть тектонические гряды, но сейсмопрофилирование не позволяет пока отличить их от рифов [297]. Рифы Мексиканского залива являются барьерами для осадочного материала. Они находятся за краем карбонатных платформ полуостровов Флорида и Юкатан. Континентальный склон имеет в обоих районах выпуклый кверху поперечный профиль, который круче на больших глубинах, где риф лучше всего развит (рис. 11-9), становясь более пологим кверху, где осадки задерживаются за более мелкими рифами. До среднего мела риф, в основном водорослевый по происхождению, окаймлял Мексиканский залив почти сплошным кольцом. Но огромные количества терригенного материала, вынесенного из внутренних районов континентов, глубоко захоронили северный, западный и юго-западный секторы этого рифа. Единственными выходящими на поверхность остатками барьерного рифа являются карбонатные платформы (банки), которые дают гораздо меньше осадочного материала, чем внутренние районы континентов. В конечном счете осадки перекрыли рифовые барьеры и, устремляясь дальше, образовали континентальное подножие к западу от двух карбонатных платформ. До среднего мела за барьерными рифами, окаймлявшими Мексиканский залив со всех сторон, а впослед-

ствии вокруг карбонатных платформ накопилось около $0,5 \times 10^6$ км³ осадков.

Диapiroвые дамбы (рис. 11-8) сложены солью малой плотности или илом, которые пришли в движение уже после захоронения под толщей осадков. Они протыкают вышележащие более плотные отложения в виде расширяющихся кверху куполов. Классическими примерами служат диапиры континентальных окраин Техаса, Мексики и Анголы (рис. 11-10, А) [47]. Крутой уступ нижней части склона Техаса образован комплексом соляных «интрузий» и «экструзий». Он служит барьером для мощной толщи осадков, впоследствии деформированных продолжавшимися процессами соляной тектоники. Под верхней частью континентального склона и под шельфом имеется много меньших по размерам соляных куполов, которые также деформируют осадки, а группируясь, образуют барьеры. Диапиры, сложенные илом, встречаются у устьев крупных рек вроде Миссисипи или Нигера [302]. В качестве причин возникновения соляных куполов предлагались разные механизмы. Считается, что соляная тектоника может начаться из-за неровности подошвы залежей соли, вариаций мощности и плотности перекрывающих соль отложений, сбросовых деформаций слоистой соленосной толщи или внешних напряжений сжатия [501].

Для того чтобы мог начаться рост соляных куполов, необходимы существенные вариации мощностей надсолевых третичных и более молодых отложений. Каротаж плотности пород в прибрежных скважинах Мексиканского залива выявил, что требуемое для начала роста куполов превышение плотности осадков над плотностью соли достигается только при разнице мощностей вышележащих третичных и более молодых отложений от 1220 до 1525 м. Разность плотностей соли и более тяжелых осадков достаточна, чтобы поддерживать дальнейший рост возникшего купола [501]. Причиной роста структуры является, вероятно, латеральное течение соли, вызванное нагрузкой осадков, как это обрисовал Хэмфрис [501] (рис. 11-10, Б). Течение

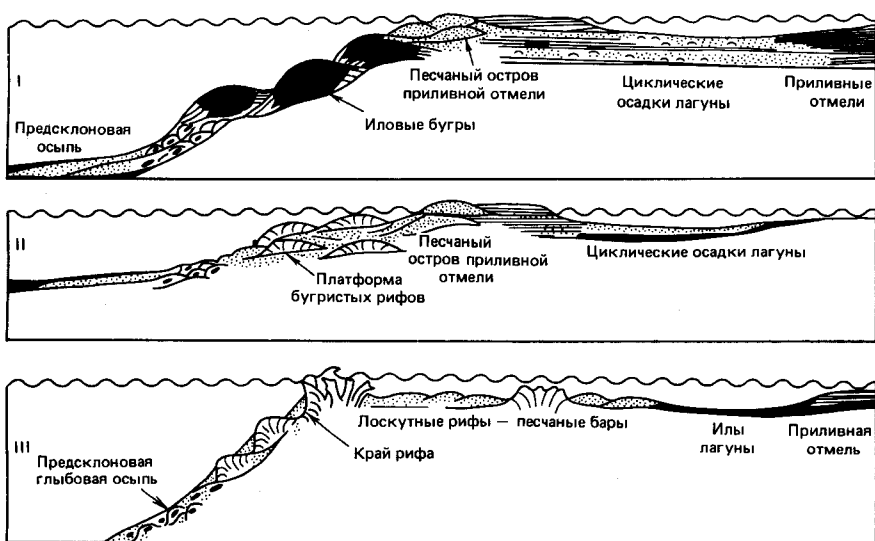
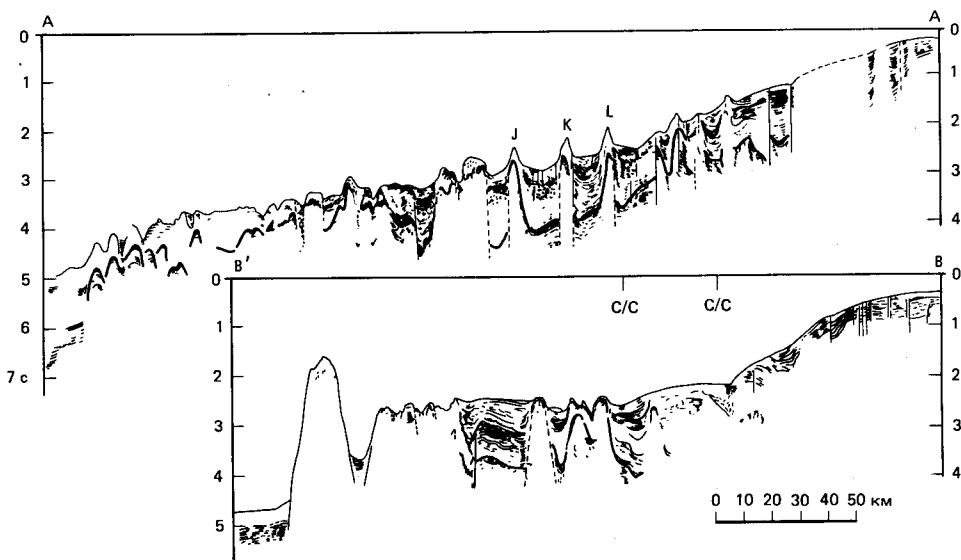
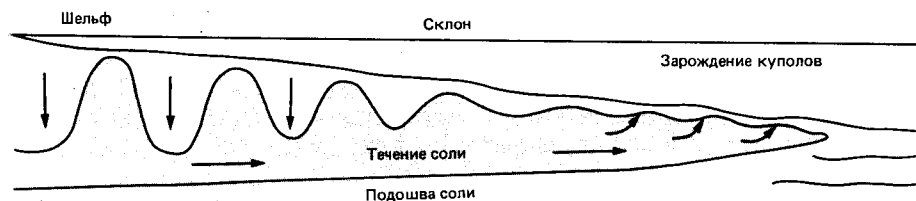


Рис. 11-9. Три типа континентальных окраин с карбонатными шельфами [1135]. I—условия слабого волнения, уклон от 2 до 25°; II—условия от слабого до умеренного волнения, уклон более пологий; III—условия сильного волнения, наиболее крутой уклон—45° и более.



А

Нагрузка осадков



Б

Рис. 11-10. Рост соляных куполов. А — интерпретация сейсмических профилей отраженных волн континентальной окраины Западной Африки у побережья Анголы, демонстрирующая ярко выраженные диапиры. Прямыми вертикальными линиями показаны предполагаемые сбросы. Вертикальный масштаб увеличен примерно в 20 раз [47]. Б — схема зарождения и роста соляного купола на континентальном склоне в результате нагрузки масс осадков шельфа и верхней части склона [501].

соли за счет веса осадочных толщ шельфа (рис. 11-10, В) является, возможно, главным механизмом, приводящим к образованию соляных куполов на континентальном склоне.

Характеристики послерифтовых осадочных толщ на дивергентных континентальных окраинах зависят от возраста и от пока еще слабо изученных взаимоотношений между прогибанием, осадконакоплением, океанской циркуляцией и климатом. Однако часто противопоставляются два типа пассивных окраин: истощенные (starved) и зрелые (mature).

Истощенные окраины имеют маломощный выдвигающийся в сторону океана осадочный покров (рис. 11-11, 11-12). Они бывают молодые (неогеновые) и древние (палеозойские). Типичными примерами могут служить западные окраины плато Роколл, Бискайского залива и Австралии (рис. 11-11). Из-за ограниченных возможностей «Гломара Челленджера» пока разбурены только истощенные окраины.

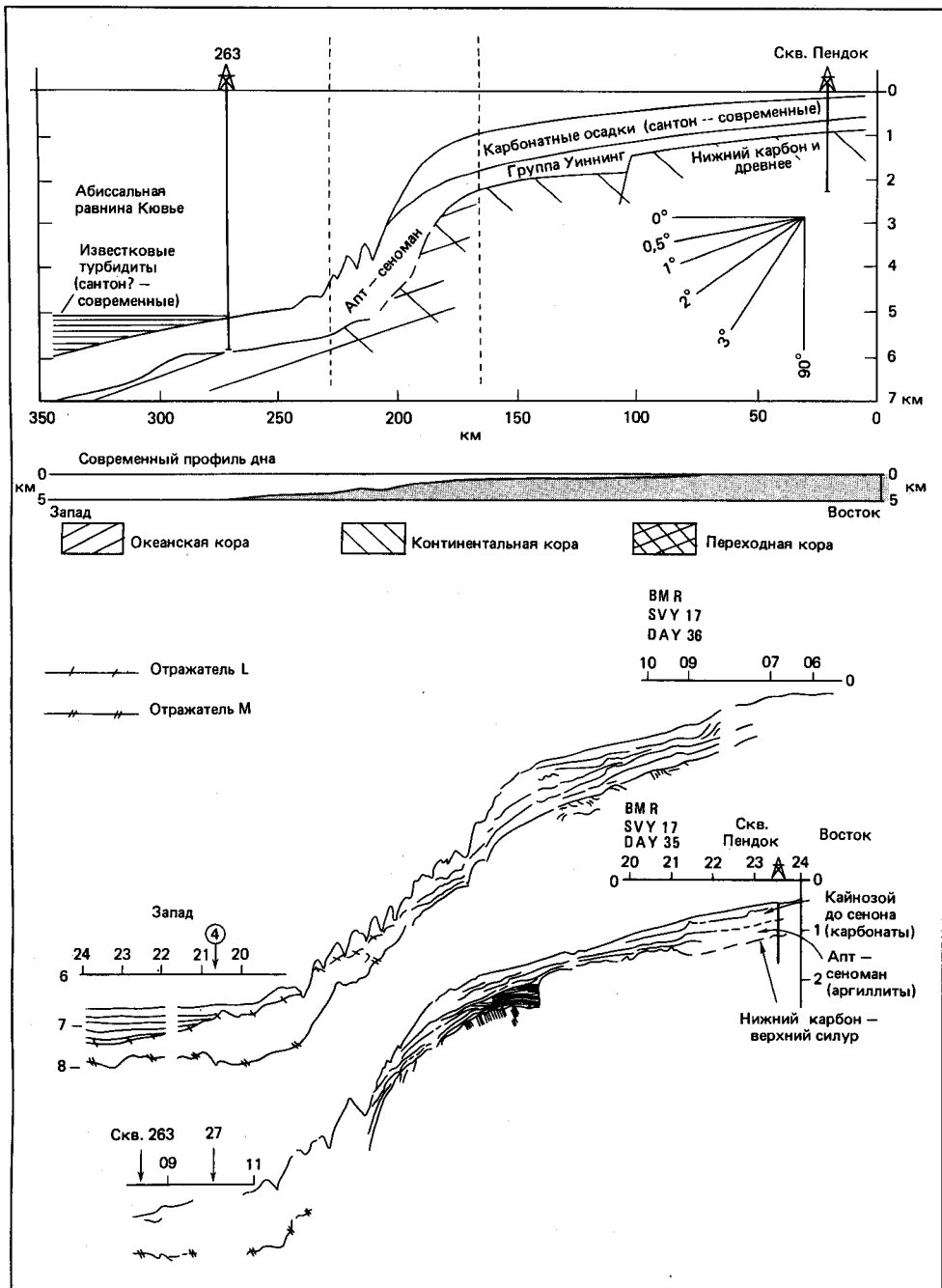


Рис. 11-11. Поперечный разрез через дивергентную континентальную окраину Северо-Западной Австралии (с дефицитом осадочного материала), показывающий характер залегания осадочного чехла. Верхний рисунок - схематизированный разрез. Показано положение скважин. Вертикальный масштаб увеличен в 20 раз. Средний рисунок - предполагаемое распространение земной коры континентального, переходного и океанского типов. Вертикальный масштаб увеличен в 2 раза. Нижний рисунок - сейсмические профили через этот же район [1086].

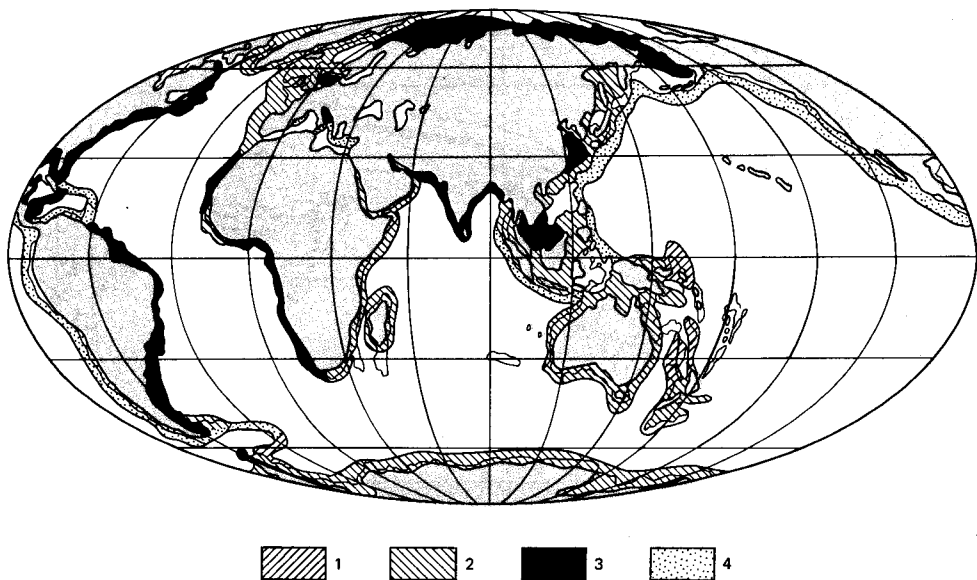


Рис. 11-12. Распространение четырех типов континентальных окраин по классификации К. О. Эмери [298]. 1—зачаточные; 2—юные или с дефицитом осадочного материала; 3—зрелые или с высокими скоростями осадконакопления; 4—конвергентные.

Зрелые окраины характеризуются мощным (около 10 км) выдвигающимся в океан клиноформным телом шельфовых отложений, как это наблюдается на атлантической окраине США и на сопряженной с ней окраине Северо-Западной Африки (рис. 11-12). На этих окраинах развиты одни из самых мощных и протяженных осадочных тел Мирового океана, хотя и здесь имеются несогласия, свидетельствующие об эпизодах эрозии и неотложения за счет деятельности придонных течений и изменений уровня океана. На зрелых окраинах первичный рельеф шельфов и большинство кораллово-водорослевых рифовых построек погребены под мощным покровом осадков. Эти мощные осадочные толщи могут привести в движение подстилающие их соли с образованием диапиров. По крайней мере часть осадочного материала, вынесенного за пределы шельфа, отлагается на континентальном склоне, где в результате этого накапливаются мощные толщи осадков. Это приводит к выдвигению склона в сторону океана на стадии зрелости окраин. На других окраинах в кайнозойе произошло отступление склона, так что кромка шельфа находится сейчас ближе к континенту, чем в меловое время [914]. В эпохи низкого стояния уровня моря склоны становятся неустойчивыми, развиваются подводные оползни, гравитационные потоки — турбидные и грязекаменные. Подводные каньоны служат при этом каналами, по которым терригенный материал выносится на континентальные подножия и абиссальные равнины. Континентальные подножия формируются за счет аккумуляции осадочного материала, либо пронесившегося транзитом через склоны, либо перемытого. На записях непрерывного сейсмопрофилирования видны специфические структуры осадочных тел: формы аккумулятивного выдвигания (проградации), заполнения каналов и гравитационного перемещения осадочных масс, несогласия, внутриформационные складки и сбросы.

Континентальные подножия. Континентальные подножия представляют собой широкие (100–1000 км) мощные (до 2 км), выклинивающиеся в сторону моря клиноформные шлейфы осадков, прислоненные к основанию континентального склона (рис. 11-13; см. гл. 2). Верхняя поверхность их полого наклонена в сторону океана и постепенно переходит в плоские абиссальные равнины. По сравнению с турбидитными конусами (фенами), формирование которых идет только за счет поставки осадочного материала турбидными потоками, в процессах осадконакопления на континентальных подножиях участвуют кроме турбидных потоков еще и контурные течения, которые переносят и перерабатывают осадки. Процессы осадкообразования на континентальных подножиях контролируются главным образом этими двумя факторами. Осадочные тела континентальных подножий сложены отчетливо слоистой толщей илов и песков. Пески распространены обычно в их нижней части, особенно вблизи устьев подводных каньонов, являющихся каналами турбидных потоков.

Континентальные подножия занимают площадь около 50×10^6 км² или 14% дна Мирового океана [297]. В Атлантическом океане они покрывают 21×10^6 км² или 25% площади дна. Континентальные подножия распространены в основном на дивергентных окраинах (рис. 11-13), где океанская кора спаяна с континентальной. Они практически отсутствуют на конвергентных континентальных окраинах, где накопление осадочных толщ в форме аккумулятивных тел подножий сочетается с пододвиганием плит, тектонические барьеры преграждают путь осадочному материалу в океан и глубоководные желоба перехватывают весь поступающий с соседних континентов терригенный материал. На тех дивергентных окраинах, где барьеры создают условия для наращивания шельфов, континентальные подножия имеют ограниченные размеры. Континентальные подножия развиты на протяжении двух третей атлантического побережья Северной Америки, от

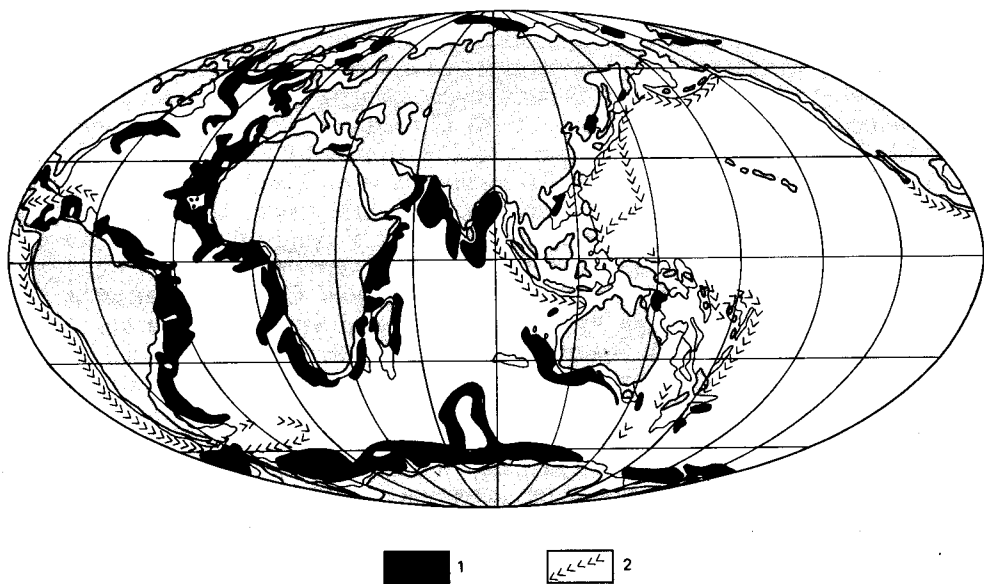


Рис. 11-13. Расположение континентальных подножий (1) и океанских глубоководных желобов (2) [298].

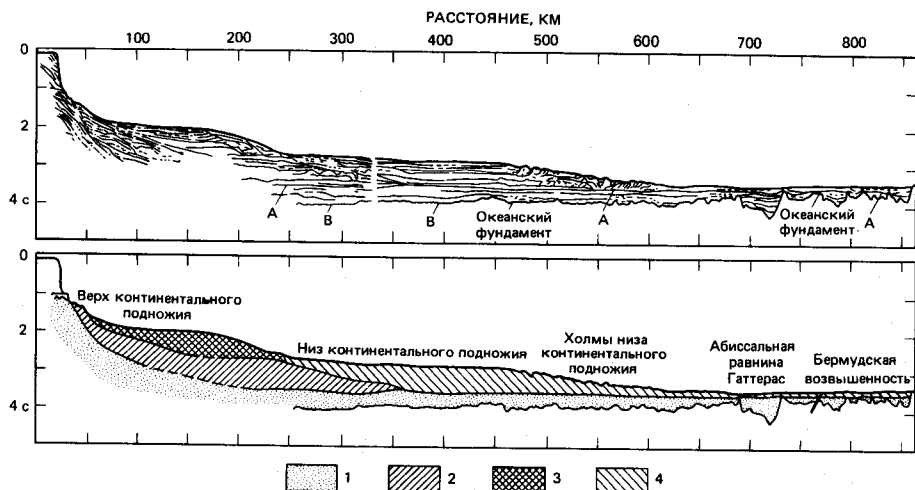


Рис. 11-14. Разрез континентальной окраины в районе Нью-Йорка, показывающий последовательную миграцию прислоненных к основанию континентального склона аккумулятивных тел континентального подножия. Вверху — сейсмический профиль с отчетливыми отражающими горизонтами А и В. Внизу — интерпретация осадочного разреза на этом профиле [479]. 1 — мезозой (ниже отражателя А); 2—4 — кайнозой (три последовательных эпизода формирования аккумулятивных тел континентального подножия).

юга США до Гренландии, прерываясь только на месте Юго-Восточного внешнего хребта Ньюфаундленда (рис. 11-13) [301]. Эмери [296] назвал эту структуру *Северо-Американским континентальным подножием*. Оно начало формироваться в позднем мелу, значительно позже разъединения североатлантических континентов в триасе. В районе Нью-Йорка это континентальное подножие построено из серии последовательно наращивавшихся в сторону океана осадочных тел, прислоненных к основанию континентального склона (рис. 11-14) [479]. Это позволяет различить здесь *верхние и нижние континентальные подножия* (рис. 11-14). С океанской стороны нижнее континентальное подножие обрамлено полосой холмистого рельефа, известного под названием *холмов основания континентального подножия*. Континентальное подножие Сигсби в Мексиканском заливе имеет гораздо меньшие размеры (площадь его составляет 371 тыс. км²). У основания уступа Кампече оно резко суживается или отсутствует вообще.

Континентальная окраина восточного побережья Северной Америки. Из всех пассивных окраин мира лучше всего изучена атлантическая континентальная окраина Северной Америки. Исследование ее строения и истории формирования играло важную роль в развитии современных представлений об эволюции пассивных окраин. Эта окраина граничит со стороны континента с параллельной ей горной системой Аппалачей и протягивается вдоль всего восточного побережья США и Канады. Атлантическая окраина представляет собой клиноформное осадочное тело мезозойско-кайнозойского возраста мощностью до 15 км, перекрывающее предрифтовый гранитно-метаморфический фундамент континентальной коры более сложного геологического строения (рис. 11-15). С юрского времени произошло сильное прогибание континентальной окраины, в результате чего мелководные отложения под континентальным шельфом, склоном, плато Блейк и Багам-

ской банкой оказались погруженными в виде ограниченных сбросами бассейнов на многокилометровую глубину.

Образцы самых древних пород (триасовых и юрских) до сих пор не удалось получить. Об их характере мы можем судить только по сейсмическим данным отраженных и преломленных волн или путем экстраполяции материалов глубоких скважин. Полагают, что древнейшие слои в разрезе континентальной окраины представлены континентальными красноцветными отложениями триасового возраста, которые залегают на поверхности опущенных в ходе разъединения Северной Америки и Африки блоков континентальной коры (рис. 11-15). В ранней юре во время поднятия Багамской структуры во всех осадочных бассейнах атлантической окраины США, вероятно, накапливались эвапориты с солями. Позднеюрские и меловые отложения внутренних частей современных шельфов представлены в основном мощными толщами континентальных песков и алевроитистых глин, тогда как в более удаленных от берега частях этих бассейнов накапливались, вероятно, морские карбонатные осадки (рис. 11-15).

В плане форма окраины (по контурам изобаты 1000 м) имеет мало общего с главными структурами фундамента, скрывая под собой бассейны

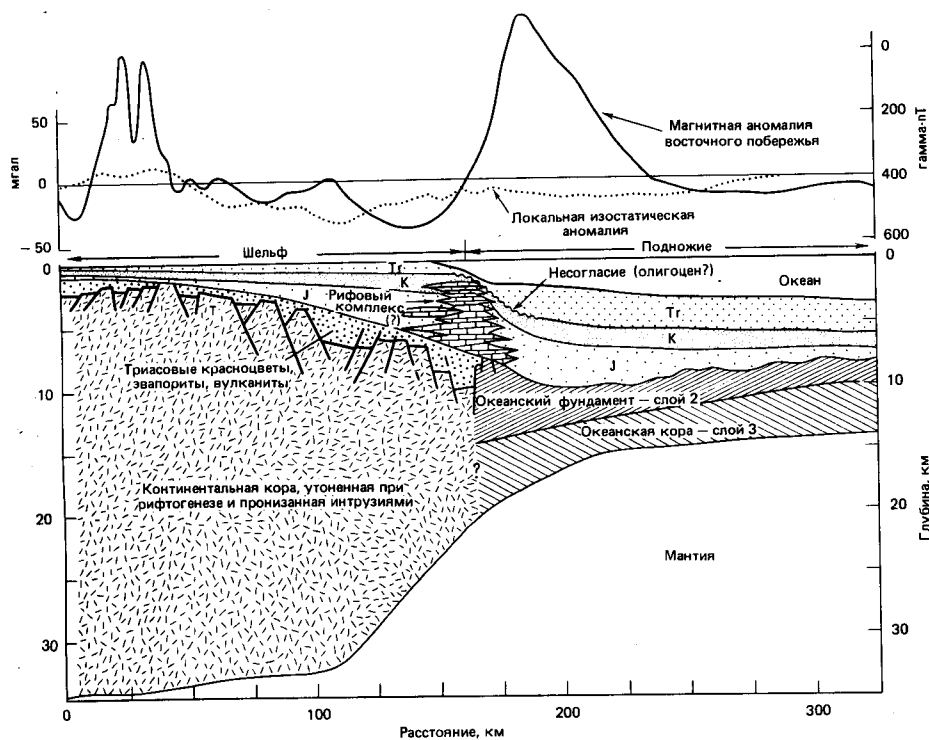


Рис. 11-15. Интерпретированный стратиграфический разрез по профилю СДР-5 на юго-восток от мыса Код. Профиль проходит через северо-восточную часть платформы Лонг-Айленд (0-75 км на профиле) и юго-восточную оконечность бассейна банки Джорджес-Банк (75-175 км). На этом профиле удастся проследить кровлю океанского фундамента до глубины 10 км на оси магнитной аномалии Восточного побережья (ЕСМА) [399]. Тг - третичные породы, К - мел, I - юра, Т - триас. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

ломленных волн, а также протяженные линейные магнитные аномалии указывают на типичную океанскую кору (рис. 11-15). По сейсмическим данным, от ЕСМА в сторону суши фундамент залегает глубже, чем с океанской стороны. Картина обширных нелинейных среднеамплитудных магнитных аномалий, характеризующая осадочные бассейны между ЕСМА и суши, создана, скорее всего, вулканическими и метаморфическими породами фундамента. По геофизическим данным установлена связь ЕСМА с краевым поднятием фундамента, залегающим на глубине около 12 км. Природа этого поднятия не выяснена: оно может представлять собой карбонатные банки или рифы, диапиры, вулканические гряды или поднятия фундамента.

Форма и расположение основных окраинных осадочных бассейнов восточного побережья контролируется интенсивной блоковой тектоникой. Отдельные блоки разделены бывшими трансформными разломами (зонами разломов), поперечными к простиранию континентальной окраины и продолжающимися на океанской коре (рис. 11-16). Они выражены в виде системы океанских зон разломов (рис. 11-16), ориентировка которых устанавливается по смещениям линейных магнитных аномалий ложа океана. Зоны разломов пересекают также юрскую зону спокойного магнитного поля, где они четко выражены в рельефе фундамента (рис. 11-16). Простирания разломов совпадают с линиями смещения края континентальной коры, которые частично определяют форму четырех крупных тектонических впадин, расположенных под континентальной окраиной между ЕСМА и берегом [341]. Это следующие послерифтовые впадины, заполненные мезозойскими отложениями (с севера на юг) (рис. 11-16): бассейн банки Джорджес-Банк, трог Балтиморского каньона, Каролинский трог и бассейн плато Блейк. Границы между бассейнами отмечены разрывами гравитационных и магнитных аномалий, параллельных их простиранию. Такие взаимоотношения между первичными трансформными разломами и зонами разломов океанского дна указывают на то, что первоначальные стадии рифтогенеза распространяются и на более позднюю спрединговую стадию раздвижения континентов.

Главные структурные элементы осадочных бассейнов, платформ и зон разломов на континентальной окраине восточного побережья Северной Америки показаны на рис. 11-16 [341]. Видно, что сингенетические и послерифтовые бассейны обрамлены вытянутыми вдоль простирания окраины поднятыми платформами доюрской континентальной коры.

Континентальную окраину восточного побережья Северной Америки сравнивают с реконструкцией палеозойской геосинклинали Аппалачей [276, 449]. Аппалачская миогеосинклиналь сложена в основном комплексом мелководных шельфовых песчаников, аргиллитов и известняков [555]. Граувакковые флишевые толщи эвгеосинклинали представляют собой отложения континентального подножия, преимущественно контуриты и турбидиты.

Различия палеоклиматических и палеоокеанологических условий вдоль континентальной окраины Северной Америки обусловили разнообразие структурных и стратиграфических характеристик этой окраины в мелу и кайнозое. Например, северная часть окраины находилась в течение позднего кайнозоя под сильным влиянием ледниковых седиментационных процессов, тогда как в более теплых климатических условиях на южном отрезке окраины формировались в течение всей ее геологической истории кораллово-водорослевые рифы. Кин [555] разделил континентальную окраину на три морфологических региона: южный (от Флориды до мыса

Гаттерас), центральный (от мыса Гаттерас до северной оконечности острова Лонг-Айленд) и северный (от острова Лонг-Айленд до Большой Ньюфаундлендской банки). Два северных региона (к северу от мыса Гаттерас) имеют сложный расчлененный рельеф, связанный с расщеплением склона подводными каньонами и глубокими меридиональными трогами, которые отделены друг от друга мелководными банками вроде банки Джорджес-Банк. В центральном регионе континентальная окраина ближе всего к классической схеме с шельфом, склоном и подножием, хотя склон расщеплен многочисленными подводными каньонами. Формирование континентальной окраины центрального региона определялось поступлением огромных масс терригенного материала со стороны североамериканских ледниковых щитов. Окраина к югу от мыса Гаттерас осложнена выступом плато Блейк. В Мексиканском заливе склоны образованы древними рифами, соляными диапирами и громадным конусом Миссисипи [297]. Поэтому простая система шельфов, склонов и подножий здесь отсутствует.

На отрезке от Флориды до залива Мэн в строении континентальной окраины доминируют осадочные бассейны и платформы (рис. 11-16) [341]. Платформы отличаются малыми мощностями осадочного покрова, наличием многочисленных горстов и грабенных, вероятно, триасового возраста. Океанские края платформ обычно ограничивают со стороны суши главные осадочные бассейны. Такие платформы представляют собой, видимо, края континентальной коры, не охваченной блоковыми расколами на ранней стадии. Сводные геофизические данные приведены для поперечного разреза через юго-западную часть платформы Лонг-Айленд и юго-западную оконечность бассейна банки Джорджес-Банк (рис. 11-15) [341]. Возраст слоев установлен на основании корреляции сейсмических отражающих горизонтов с материалами бурения. В этой части окраины шельфовый трог широкий, а с предполагаемой границей между океанской и континентальной корой, вероятно, связан мезозойский рифовый комплекс. Этот район по-своему уникален, поскольку здесь, на оси ЕСМА, удалось проследить океанскую кору до глубины 10 км (рис. 11-15). В шельфовом трогом данного района преобладают терригенные осадки.

Южнее, у побережья штата Нью-Джерси, под трогом Балтиморского каньона конфигурация континентального фундамента проще, чем под банкой Джорджес-Банк. Ось трогом протягивается по шельфу от района Лонг-Айленд почти до Чесапикского залива. Средняя мощность осадков на оси 10–12 км. Над фундаментом возвышается гряда; вероятно, это карбонатная банка или риф. Гребень поднятия фундамента, ограничивающего осадочные бассейны шельфа со стороны океана, расположен на глубине 8 км, а местами поднимается до 6 км [341].

Доминирующими формами рельефа континентальной окраины к югу от мыса Гаттерас являются расположенные между этим мысом и желобом Пуэрто-Рико карбонатные платформы. Самая северная среди них — плато Блейк, которое представляет собой субгоризонтальную ступень на глубине 850 м на континентальном склоне между мысом Гаттерас и Флоридой (рис. 11-17). К югу от него расположены Багамские банки — мелководные возвышенности, отделенные от Флоридского плато и Больших Антильских островов Флоридским проливом [301]. С востока плато Блейк ограничено очень крутым *окраинным уступом* (*marginal escarpment*) Блейк, спускающимся до глубины 5000 м при ширине в плане менее 100 км (рис. 11-17). Уступ Блейк представляет собой океанский склон мелового рифа, который служил барьером для толщи преимущественно карбонатных осадков мело-

вого и более древнего возраста мощностью более 10 км, накопившейся в период быстрого погружения. Стратиграфическая эволюция плато Блейк контролировалась главным образом региональным погружением континентальной окраины, влиявшим на устойчивость карбонатных отмелей, предохраняющих карбонатные платформы; задерживанием осадочного материала в дельтах и эстуариях; эрозией дна Гольфстримом; сдвигами зон карбонатонакопления за счет эвстатических колебаний уровня моря [968]. Рост рифов обеспечивал существование барьера для накопления осадков вплоть до середины мелового периода [915]. В юре после раскола континентов произошло наибольшее погружение и накопилось 6–8 км осадков (рис. 11-17). В течение раннего мела образовалась менее мощная толща известняков. Барьерный риф прекратил свой рост в среднем мелу (рис. 11-17). Большая глубина плато Блейк по сравнению с остальными окраинами Атлантики, по-видимому, связана не с блоковой тектоникой, а с флексуроподобным прогибанием под весом огромных толщ осадков. В прогибание вовлекалась вместе с плато и соседняя океанская кора. В южной части плато абиссальное дно опускалось значительно меньше, чем само плато, а сбросы почти отделили фундамент океанского ложа от основания плато [265].

Вершинная поверхность плато Блейк подверглась сильной эрозии Гольфстримом (рис. 11-17). Эрозия началась здесь в раннем кайнозое, когда Гольфстрим устремился через Флоридский пролив [301, 1054]. Из-за эрозионной деятельности течения кайнозойские отложения очень мало мощны и в них наблюдаются многочисленные несогласия. Известковые илы фосфатизировались, и в некоторых местах образовались остаточные скопления фосфоритовых конкреций. Фосфоритовые конкреции покрыты в свою очередь сплошной марганцевой коркой, возможно занимающей площадь около 5000 км². На юге эта корка переходит в залежи железомарганцевых конкреций, а на западе — в поле фосфоритовых конкреций [863].

Сейсмопрофилированием выявлено уменьшение мощности кайнозойских отложений во Флоридском проливе [914, 1056], отличное от наблюдаемого на плато Блейк. Современный облик дна северной части пролива обусловлен условиями неотложения под стрежнем Гольфстрима и карбонатонакоплением на его периферии. Чен [179] предполагает, что вплоть до раннетретичного (эоценового) времени Гольфстрим не проходил через Флоридский пролив, а огибал со стороны океана Багамскую платформу и следовал далее через центральную и северную часть плато Блейк [914].

Окраина Мексиканского залива. Многие бассейны связаны с пассивными окраинами даже в том случае, если последние не обращены в сторону срединно-океанского хребта. К таким бассейнам относятся Мексиканский залив и залив Святого Лаврентия, которые прошли те же этапы эволюции, что и континентальная окраина Атлантики, и формировались примерно в то же время — от позднего палеозоя до раннего мезозоя. На ранней стадии развития здесь были также периоды накопления эвапоритов (рис. 11-18), которые указывают на изоляцию бассейнов от Мирового океана. Последующая история этих окраин отмечена крупными погружениями и накоплением мощных толщ терригенных и карбонатных отложений. Толщи осадков деформированы главным образом гравитационной тектоникой — соляными и иловыми диапирами (рис. 11-18), а также нормальными конседиментационными сбросами. Отличие этих бассейнов от впадин атлантической пассивной континентальной окраины связано с нахождением их внутри палеозойских складчатых поясов. На этом основании Балли [29, 30] сделал

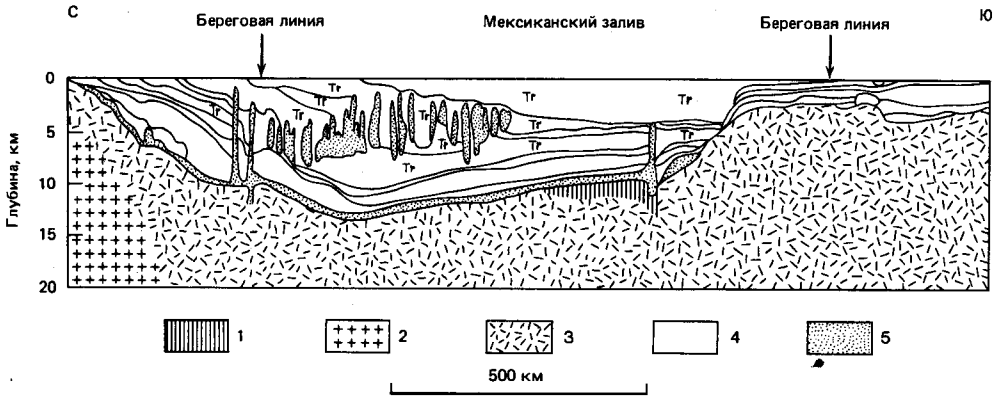


Рис. 11-18. Геологический разрез через Мексиканский залив. Вертикальный масштаб увеличен в 20 раз [31]. 1 – палеозойские осадочные породы (нерасчлененные); 2 – докембрий; 3 – палеозойский континентальный силикастый фундамент; 4 – мезозой; 5 – эвапориты, Тр – третичные породы.

вывод, что они формировались первоначально как задуговые бассейны в связи со столкновением континентов.

Западная часть Мексиканского залива представляет собой уникальную пассивную окраину. В районе южнее восточной Мексики, вплоть до 19° с. ш., она характеризуется наличием внешнего склона, представленного серией параллельных берегу пологих складок. Они выражены в рельефе дна в виде длинных линейных субпараллельных валов со средней высотой около 400 м и известны под названием *Мексиканских гряд*. Эти складки служили барьерами на пути разноса терригенного материала со стороны континента, в результате чего ближайшие к берегу валы погребены под терригенными толщами, а внешние незахороненные складки облекаются пелагическими осадками.

Для объяснения происхождения этих складок предложено несколько гипотез [316]: 1) складчатость срыва (деформированный слой лежит на недеформированной поверхности), возникающая в результате гравитационного сползания осадков; 2) складчатость, связанная с тектоническими силами сжатия; 3) вертикальное движение масс глин или солей под действием статической нагрузки; 4) складкообразование в связи со сбросами. В ранних работах [302] было высказано предположение об образовании складок в результате сжатия толщи эвапоритов под нагрузкой маломощных вышележащих осадков. Однако Баффлер с соавторами [145] обнаружили, что кровля сейсмического слоя, отождествляемого с предположительно юрскими солями, под складчатой толщей почти не деформирована, а, значит, субпараллельные складки не связаны с соляной тектоникой. Вместо этого в складки смяты компетентные пласты выше вероятной поверхности срыва. Граница раздела с нижележащими породами отмечена зоной деформаций внутри мощной толщи меловых и нижнетретичных отложений. Однообразное смятие большей части верхнего слоя, а также многочисленные, связанные со складками чешуйчатые надвиги указывают на региональное сжатие, направленное с востока на запад [145]. Вовлечение в складкообразование самых молодых плиоценовых и плейстоценовых слоев указывает на то, что деформации очень молодые и, возможно, продолжаются в настоящее время. Уменьшение амплитуды складок в сторону моря и запруживание

осадков в синклиналиях свидетельствуют о миграции со временем зоны максимальных деформаций в этом направлении. Согласно Баффлеру и др. [145], стиль тектонических движений, приведших к образованию наблюдаемых на сейсмопрофилях складок, можно объяснить по меньшей мере двумя различными механизмами: 1) гравитационным сползанием масс осадков, возможно возбужденным региональными поднятиями и добавочной нагрузкой осадков на головной части оползня; 2) тектоническим сжатием в глубинных слоях коры под Мексикой, которое передается к области складкообразования через глубокие надвиговые зоны. В обоих случаях отрыв и складкообразование происходят выше поверхности срыва или зоны деформаций внутри движущегося слоя.

Общие черты эволюции атлантических окраин. Сейсмостратиграфическая съемка континентальных окраин Северной Атлантики и корреляция отражающих горизонтов со стратиграфией пробуренных разрезов позволяют восстановить историю окраин от континентальных рифтов до современного состояния. Для дальнейшего развития этих представлений необходим комплексный подход.

Как североамериканская, так и африканская окраины построены из серии прибрежных осадочных бассейнов, окаймляющих более древние палеозойские (222–600 млн. лет) складчатые пояса, представленные Аппалачами и Мавританидами. Разъединение континентов привело к одинаковым результатам на окраинах Северной Америки и Африки, и развитие обеих окраин шло сходным путем вплоть до раннего кайнозоя, когда палеоокеанологические условия этих районов стали развиваться по-разному. Возникшие крупные климатические различия между Северной Африкой и Северной Америкой, особенно усилившиеся в неогене, привели к различиям в источниках осадочного материала, а следовательно, и в развитии прилегающих окраин. На рис. 11–19 приведена обобщенная схема взаимоотношений между континентальной корой, океанской корой и процессами осадконакопления в северо-западной части Атлантического океана от континентальной окраины до срединно-океанского хребта [252].

В конце палеозойской эры в результате столкновения и соединения нескольких континентальных плит на месте современной Северной Атлантики формировался суперконтинент Пангея. Соединение континентов сопровождалось правосторонним сдвигом по косому контакту между Северо-Американской и Евразийской плитами. В результате возникла обособленная шовная зона, вдоль которой в дальнейшем произошло рифтообразование [26, 1057]. Рифтогенез между Северной Америкой, Африкой и Европой начался в позднем триасе и ранней юре (около 200–180 млн. лет назад). Некоторые пермские структуры растяжения в Северной Африке свидетельствуют о более раннем начале рифтогенеза на Африканском континенте [1057]. Окончательному разъединению континентов предшествовал длительный период растягивания континентальной коры. Большая часть этой растянутой коры попала при расколе континентов на североамериканскую сторону, где она представлена многочисленными триасовыми рифтовыми впадинами [915].

После разъединения континентов рифтовые окраины начали быстро погружаться, образуя крупные впадины на месте современных шельфов. В этих бассейнах, первоначально находившихся выше уровня моря, накопились с большой скоростью терригенные осадки, материал для которых поступал с соседних приподнятых блоков и из внутренних частей континентов. Ранняя (юрская) стадия отличалась высокими скоростями терригенного осадконакопления. Дальнейшее погружение ниже уровня моря привело

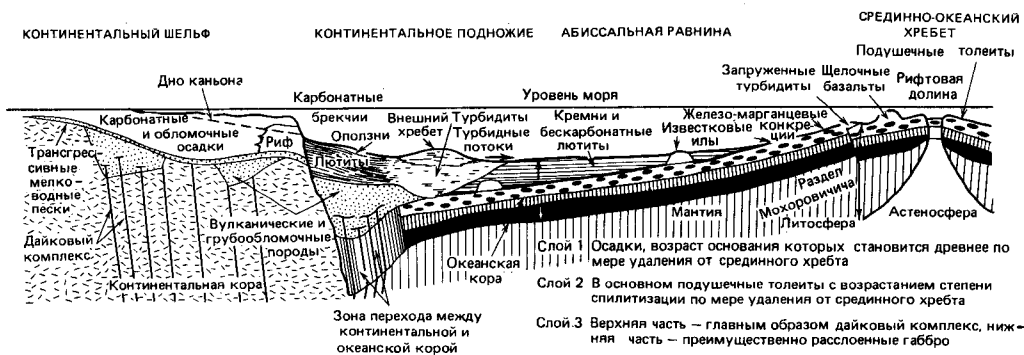


Рис. 11-19. Геологический разрез северо-западной части Атлантического океана, показывающий взаимоотношения между континентальной корой, океанской корой и осадочными фациями [252].

к проникновению морских вод в эти замкнутые бассейны. В условиях ограниченной циркуляции вод и интенсивного испарения в некоторых из них накопились мощные толщи эвапоритов. Началось также осадконакопление в лагунах, на аллювиальных равнинах и в дельтах. У побережья Северной Африки накопление эвапоритов продолжалось до ранней юры. На большинстве континентальных окраин к средней юре установились нормально-морские условия осадконакопления. В период со средней до поздней юры над континентальным склоном Марокко вырос крупный барьерный риф [1057]. В поздней юре и раннем мелу континентальные окраины были покрыты обширным мелководным морем. Целая серия рифов и карбонатных платформ протянулась вдоль всего побережья Северной Америки — от плато Блейк (рис. 11-19) до Ньюфаундленда [141, 918]. Эти рифовые комплексы были построены почти на всем протяжении на поднятии океанского фундамента, возникшем на ранних этапах рифтогенеза [341]. К середине мелового периода рост рифов прекратился и рифы перестали служить барьером на пути распространения терригенных осадков. Карбонатные банки были перекрыты дельтовыми и шельфовыми отложениями, которые почти заполнили депрессии за рифовыми комплексами. По мере того как в мелу терригенные осадки стали распространяться дальше в океан через бывший край карбонатного шельфа, началось интенсивное накопление осадков на континентальном подножии, которое приняло близкую к современной форму (рис. 11-19). К началу кайнозоя бровка шельфа у карбонатной платформы Флориды сместилась на 300 км к западу, очевидно за счет начавшегося в раннем кайнозое понижения уровня моря. На плато Блейк установились условия относительно более глубоководной седиментации [918]. Положение Гольфстрима изменилось, и он переместился во Флоридский пролив, вызывая эрозию дна на большей части плато Блейк.

В течение позднего мела и кайнозоя погружение континентальной окраины постепенно замедлялось. Главными факторами, контролирующими осадконакопление, стали теперь региональное прогибание, небольшие подвижки по разломам, эвстатические колебания уровня моря и воздействие Гольфстрима. Вплоть до миоцена Гольфстрим оказывал сильное влияние на всю восточную континентальную окраину Северной Америки, способствуя образованию на шельфе карбонатных осадков. С миоцена в северной части окраины его влияние постепенно ослабевало, в результате чего возросла роль терригенных осадков. Кроме того, позднекайнозойские

ледниковые щиты Северной Америки стали мощными источниками терригенного материала, обеспечивающими формирование огромной аккумулятивной призмы континентального подножия. При низком стоянии уровня моря в ледниковые эпохи терригенный материал к тому же проносился транзитом через береговую линию и шельф и сбрасывался через современную бровку шельфа непосредственно на склон. Этот материал, накопившийся на континентальном подножии Северной Америки, подвергался интенсивной переработке контурными течениями.

12. КОНВЕРГЕНТНЫЕ, ИЛИ АКТИВНЫЕ, КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

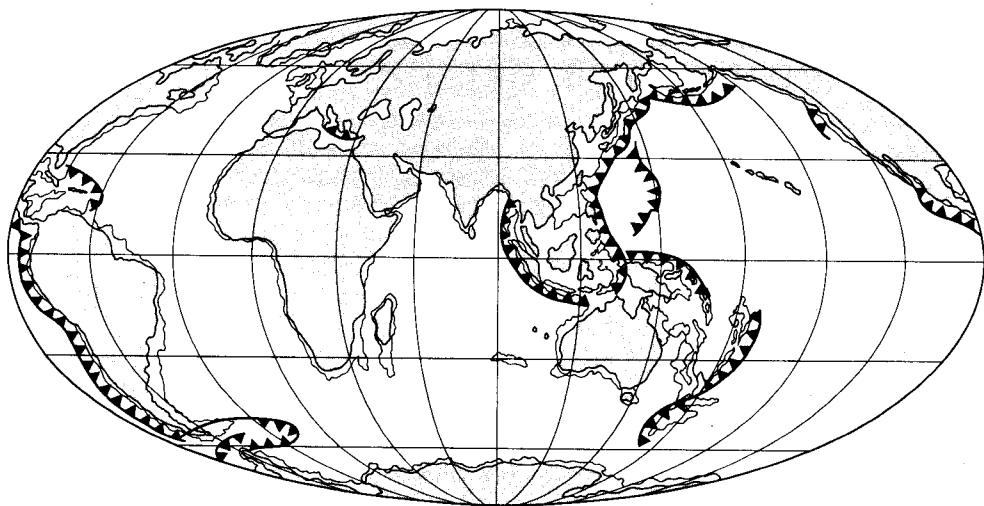
*Воображение важнее знания.
Альберт Эйнштейн*

Коралловые рифы

Введение. Конвергентные, или активные, окраины давно привлекают внимание геологов и геофизиков прежде всего потому, что в этих районах происходят самые мощные геодинамические процессы. Однако только в последние годы благодаря теории тектоники плит удалось провести комплексный анализ структурной эволюции таких окраин, а все значение их геодинамических особенностей было понято лишь совсем недавно. Общеизвестно, что конвергентные окраины и срединно-океанские хребты — это два основных элемента системы глобальной тектоники и что активные окраины служат обратным по знаку движением, дополнением к спредингу океанского дна. Активные окраины совпадают с конвергентными границами плит, а в некоторых районах — с системами трансформных разломов.

Понятию «конвергентные окраины» даны различные определения. Ранее их описывали как узкие зоны, характеризующиеся активной глубоководной сейсмичностью. Однако из такого сейсмологического определения выпадают задуговые бассейны и океанские районы, являющиеся частями системы конвергентных окраин. Большинство исследователей теперь определяют конвергентную окраину как область перехода между активной зоной субдукции и континентом [31]. В более широком смысле в это понятие включаются также древние зоны субдукции, ныне находящиеся внутри континентов. Для обозначения всего комплекса структур, связанных с мезозойскими и кайнозойскими процессами субдукции, предложен термин *мегасу-тура* (мегашов) [31].

Начиная примерно с 1966 г., когда вопрос об окраинах стал органической составной частью теории тектоники плит и была разработана основная модель конвергентной окраины, главные усилия исследователей направлены на выявление морфоструктурных вариаций в рамках этой модели. Но глубоководное бурение на конвергентных окраинах поставило ряд принципиальных вопросов о состоятельности существующих моделей и привело к разработке новых подходов к интерпретации таких окраин. К сожалению, многие процессы деформации протекают здесь на глубинах, недоступных прямым наблюдениям с помощью существующих технических средств. Немногие глубокие разрезы, которые удалось изучить путем бурения в сочетании с геофизическими наблюдениями, привели лишь к новым осложнениям. Чтобы лучше понять процессы, протекающие в земной коре на конвергентных системах, необходимо более тщательно изучить обнажающиеся на суше древние зоны субдукции. Интерпретация строения прибрежных орогенных поясов с помощью моделей конвергентных окраин представляет собой важнейшую проблему, объединяющую интересы морских и континентальных геологов и геофизиков.



▲▲▲▲▲▲▲▲ Зоны субдукции

Рис. 12-1. Распространение зон субдукции (вершины треугольников указывают направление поддвига).

Одним из типов конвергентных окраин являются дуговые системы (рис. 12-1). Наиболее просто построены внутриокеанские дуги вроде Марианской, где сопряженная с желобом вулканическая дуга отделяет задуговой бассейн от основной океанской впадины. Дуговые системы типа северо- и южноамериканских кордильер (серий параллельных горных цепей) представляют собой сложные аккреционные сооружения на более древних складчатых поясах. Дуги, подобные Японии или Новой Зеландии, представляют собой сочетание отделенных от крупных континентов континентальных фрагментов и сложно построенных зон аккреции земной коры.

Активные океанские окраины могут быть связаны также с трансформными разломами (табл. 12-1). Некоторые трансформные границы (протяженные сдвиги или поперечные разломы) на суше были хорошо изучены, но в океане подобных исследований проведено пока очень мало. Иногда по таким разломам происходит латеральное смещение одного блока океанской коры относительно другого. Подобная ситуация имеет место в зоне разломов Хантер на южной окраине плато Фиджи. Другие разломы, например зона разломов Королевы Шарлотты, отделяют континентальную кору от океанской (табл. 12-1).

Одним из наиболее широко известных примеров является *Калифорнийский бордерленд*, представляющий собой комплекс подводных и наземных бассейнов, связанных с системой трансформных разломов Сан-Андреас. В этой провинции доминирует северо-западное простираение тектонических блоков, которые обрезаются на севере субширотными Поперечными хребтами и их подводными продолжениями.

Конвергентные окраины делятся на два основных типа в зависимости от природы сталкивающихся плит: субдукционный и коллизионный (табл. 12-1). Гималаи и район к северу от Австралии—Новой Гвинеи являются типичными зонами столкновения (коллизии): в первом случае двух континентов, а во втором континента с океаном. Однако наиболее ши-

Таблица 12-1. Классификация активных окраин [31]

Типы окраин	Примеры
1. Конвергентные активные окраины	
Субдукция океанской литосферы	
Субдукция океанской коры под континент	Перу – Чили, Гватемала, Гондурас, восточная часть Алеутской дуги, Ява – Суматра
Субдукция океанской коры под островную дугу	Новые Гебриды, Рюкю, Япония, Курилы, дуги: Андаманская, Бонинская, Марианская, Тонга; Карибский район, дуга Скоша
Субдукция океанского плато под островную дугу	Плато Онтонг-Джава под Соломоновы острова
Субдукция континентальной литосферы	
Субдукция континентальной коры под островную дугу	Тимор – Серам
Субдукция континента под континент (столкновение континентов):	
– без окраинных бассейнов океанского типа	Аравийское море
– с образованием окраинного бассейна	Восточное и Западное Средиземноморье
2. Трансформные активные окраины	
Скольжение континента относительно океана	Окраина зоны разломов Королевы Шарлотты
Пересечение континента системой рифтов и трансформных разломов	Калифорнийский залив
Скольжение океанской плиты относительно другой океанской плиты	Зона разломов Хантер
Скольжение континента относительно континента	Разлом Сан-Андреас

роко распространен субдукционный тип конвергентных окраин. Поскольку столкновение континентов – неизбежное следствие конвергенции океана (см. гл. 5), между субдукционным и коллизионным типами окраин существует эволюционная последовательность.

Процессы субдукции на конвергентных окраинах. Субдукция представляет собой тектонический процесс, в ходе которого один сегмент литосферы пододвигается частично или полностью под другой, соседний. В определенных условиях слои осадков, покрывающие пододвигающуюся океанскую кору, могут погружаться в зону субдукции вместе с подстилающими их породами литосферы [922]. Такой механизм допускает нисходящее движение глубоководных осадков под конвергентную окраину на глубину до нескольких километров. Тектоническое погружение нисходящей пластины океанской коры вместе с осадками в зону субдукции называется *поглощением* (consumption). Глубоководные скважины, пробуренные в Японском, Марианском и Центральноамериканском желобах, показывают, что интенсивная деформация, связанная с субдукцией, сосредоточена в очень узкой зоне. Узость этой зоны может быть связана с расщеплением основного поддвига на чешуи под действием высокого порового давления воды или с каким-нибудь иным механизмом, приводящим к уменьшению трения между плитами.

В ходе субдукции происходит *соскребание* (offscraping) или тектоническое срезание осадочных и изверженных пород верхних слоев пододвигающейся

океанской литосферы [922]. Аккреция представляет собой процесс, при котором вещество, содрванное с поверхности океанской плиты и со дна желоба, причленяется к внешней части континентальной окраины или островной дуги. Аккреция может происходить путем образования чешуйчатых надвигов или путем сочетания складчатости с надвигами [616]. Иногда при этом наблюдается подъем внешнего края континентальной окраины с образованием гряды и впадины между ней и дугой.

Основная модель конвергентной окраины. История разработки принципиальной модели строения конвергентных окраин описана в докладе Комиссии активных окраин JOIDES [356], на котором базируется приводимая ниже характеристика. Первой была предложена модель тектогена Венинга-Мейнеса [1089], которая объяснила крупные отрицательные гравитационные аномалии, связанные с глубоководными желобами западной части Тихого океана, симметричным выпячиванием океанской коры. Вскоре после этого в модель были внесены изменения, учитывающие отчетливую асимметрию рельефа желобов и островных дуг, а в качестве движущего механизма была предложена мантийная конвекция. Затем к модели добавилась высокая сейсмическая активность в зоне Беньоффа под желобами, а также известково-щелочной вулканизм, связанные с пододвиганием океанской коры под континентальную. При этом осадки и породы океанской коры должны были либо скучиваться на внутреннем борту желоба в ходе надвиговых тектонических деформаций, либо уходить под континент вместе с пододвигающейся океанской корой. Разработка идей спрединга океанского дна вызвала необходимость найти механизм уничтожения больших объемов океанской коры. Подходящим механизмом для этого оказалась субдукция на конвергентных окраинах. Модель учла также не объясненное до тех пор явление развития прибрежных горных хребтов. Процесс субдукции океанской коры является, таким образом, глубинной причиной образования желобов, горных хребтов и задуговых бассейнов, сейсмичности и вулканизма, деформации коры и метаморфизма. Основные структурные элементы в развитой активной дуговой системе образуют следующий ряд: желоб — комплекс субдукции — поднятие фундамента на склоне — преддуговой (фронтальной) бассейн — внешняя (фронтальная) дуга — вулканическая (внутренняя) дуга — задуговой бассейн — остаточная (отмершая) дуга (рис. 12-2, 12-3). Терминология у разных авторов может различаться.

Зона субдукции расположена на подножии внутреннего (островодужного) склона желоба. С развитием субдукции деформированные породы начинают скучиваться, образуя аккреционную призму или субдукционный (под-

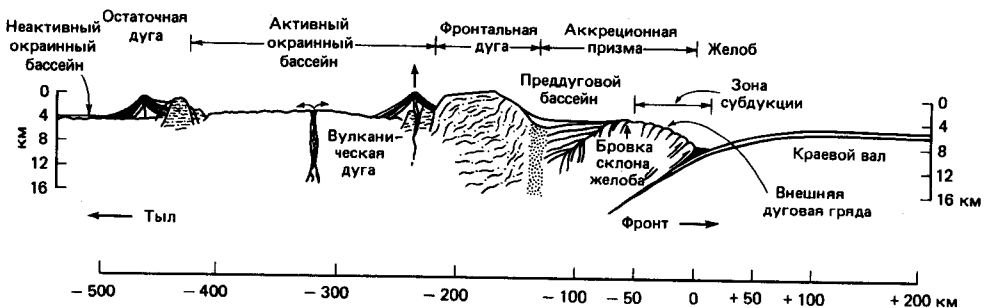


Рис. 12-2. Поперечный разрез типичной островодужной системы с названиями главных тектонических элементов [550]. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

ся *фронтальной*¹ дугой (рис. 12-2). Все структуры между вулканической дугой и желобом относятся к *преддуговому* (forearc) региону, а структуры по другую сторону — к *задуговым* (рис. 12-3) [258]. Считается, что дуговая система имеет нормальную ориентировку, если желоб расположен с океанской стороны вулканической дуги. Обратная или перевернутая ориентировка структур означает, что активность с океанской стороны прекратилась и заложился новый желоб с противоположной стороны от вулканической дуги с наклоном зоны субдукции в обратную сторону [550]. Такой случай имеет место в ряде дуг западной части Тихого океана.

Классификация конвергентных окраин. Окраины с зонами субдукции подразделяются на *континентальный тип*, в котором отсутствует задуговой бассейн, и на *островодужный тип* с задуговым бассейном (рис. 12-2, табл. 2-1). В этих двух основных типах имеется множество разновидностей, отличающихся друг от друга по строению дуговой системы. В одних хорошо развита аккреционная призма, и они носят название систем с «аккреционными» желобами (рис. 12-4). В других, «неаккреционных», такая призма отсутствует, а на склонах желоба обнажается океанская кора (рис. 12-4).

Классические зоны субдукции островодужного типа (рис. 12-4), развитые внутри океана и не испытывающие существенного влияния терригенного осадконакопления, отличаются от окраин приконтинентального типа (рис. 12-4) отсутствием орогенных поясов, которые, как полагают, являются прежними зонами субдукции на краю континента [356]. Далее активные окраины подразделяются по тектоническим взаимоотношениям между континентальной и океанской земной корой (табл. 12-1; рис. 12-5).

Представление об аккреции океанских осадков и залегающих глубже пород коры на краю надвигающейся плиты в ходе субдукции сложилось на основании имеющихся данных наблюдений, но до сих пор не удалось объяснить возникающие при этом структуры [550]. Сейсмические методы и бурение не дали пока однозначных ответов о внутреннем строении и истории развития аккреционных призм. По сейсмическим данным удалось выявить лишь приповерхностные структуры преддуговых бассейнов, заполненных осадками «карманов» (или «запруд») на внутреннем склоне желоба и осадочного чехла океанской коры. Предполагаемые глубинные надвиги, показанные на рис. 12-3 и 12-6, стало возможным различить лишь на современных высококачественных записях многоканального сейсмопрофилирования. Важные данные удалось, кроме того, получить путем прямых наблюдений в тех немногих районах, где аккреционная призма поднята выше уровня океана в виде островов. Лучшими примерами такого рода являются острова Барбадос, Ментавай в Зондской дуге и Мидлтон в Алеутской дуге [550]. Все четвертичные рифы или абразионные террасы на этих островах были быстро подняты, и на всех имеются сильно деформированные терригенные толщи, в которые вклинены либо пластины основных и ультраосновных пород, либо менее нарушенные тела терригенных и карбонатных пород.

Преддуговой регион. Преддуговой регион расположен между глубоководным желобом и вулканической дугой и имеет ширину не менее 100 км. Такая минимальная его ширина, согласно Сили и Диккинсону [942], опре-

¹ В советской геологической литературе эта структура известна под названием *внешней дуги*. — Прим. перев.

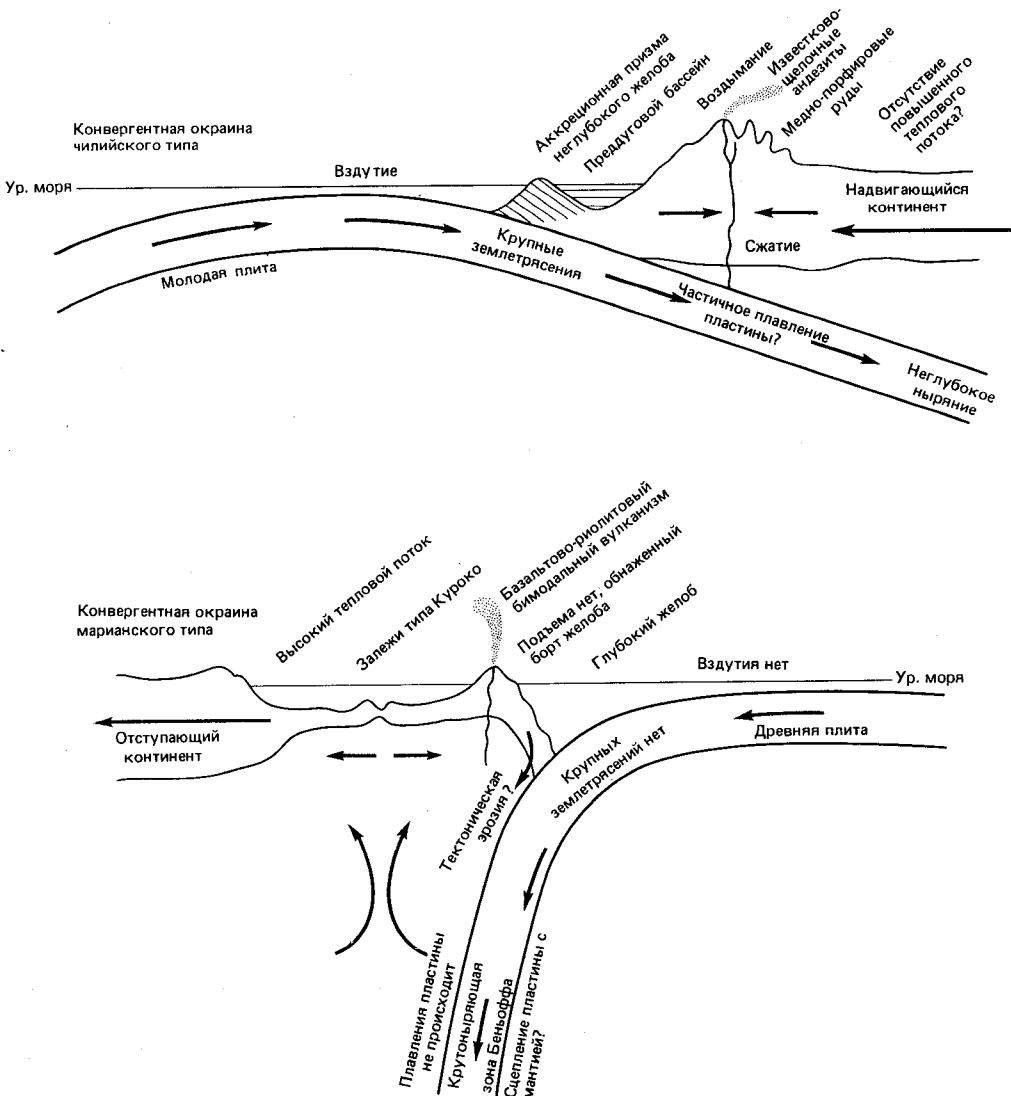
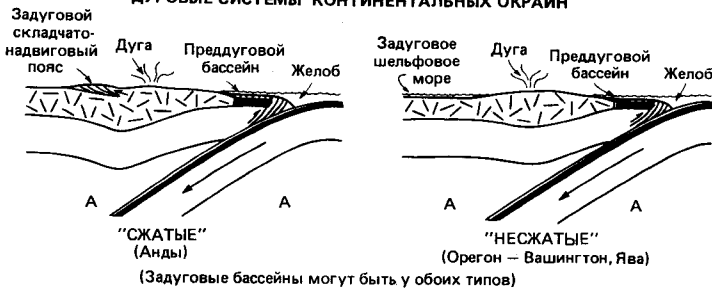


Рис. 12-4. Схематические разрезы двух главных типов зон субдукции, их возможные причины и тектонические последствия. Масштаб не выдержан [1064].

деляется положением вулканов на вертикальном расстоянии от 90 до 150 км над зоной Беньоффа. Принципиальную модель процесса аккреции и деформации пород на внутренних склонах современных желобов, названного *поддвиганием*, *соскребанием* или *наращиванием*, разработали независимо Сили с соавторами [941] и Кариг с Шарманом [546, 550]. Эта модель была далее развита с использованием сейсмических данных, которые выявили наклон в сторону дуги отражающих горизонтов внутри аккреционного клина. Аккреционный клин сильно деформирован и не поддается изучению акустическими методами. Он сложен наклоненными в сторону дуги клиноформными пачками слоев, ограниченными поверхностями надвигов.

ДУГОВЫЕ СИСТЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН



ВНУТРИОКЕАНСКИЕ ДУГОВЫЕ СИСТЕМЫ

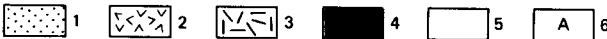
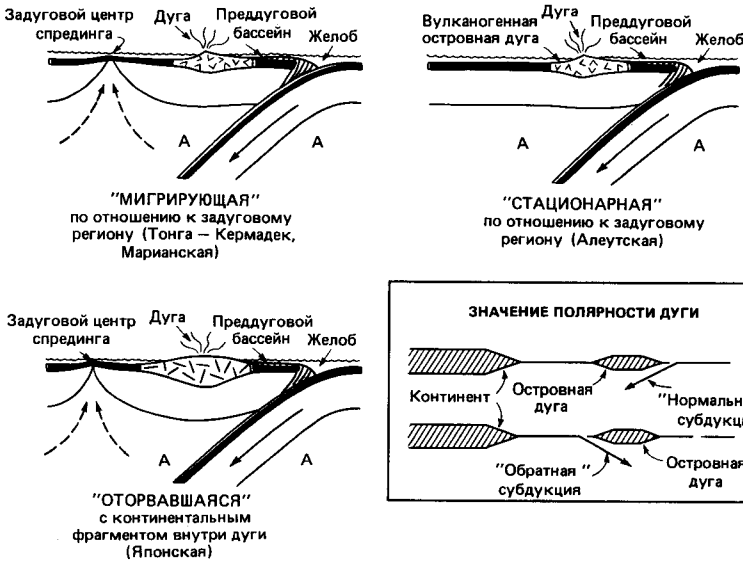


Рис. 12-5. Тектонические обстановки в системе желоб-дуга, восстановленные по задуговым структурам [258]. 1-преддуговые осадки; 2-вулканогенная земная кора островной дуги; 3-континентальная кора; 4-океанская кора; 5-мантийная часть литосферы; 6-астеносфера.

Внутри пачек различаются опрокинутые в направлении желоба складки. Такая структура обуславливает последовательное увеличение наклона поверхностей надвигов. Продолжение субдукции приводит к подъему ранее скопившихся в аккреционной призме отложений. Древние надвиги при этом поворачиваются в сторону дуги под действием вновь образованных клиньев или пластин осадочных пород, вдавливаемых в основание внутреннего склона [205].

Сили с соавторами [941] высказали на основании дальнейших обширных сейсмических исследований гипотезу о закономерном повторении в чешуйчато-надвиговой структуре аккреционной призмы пелагических

осадков, фаций дна и склона желоба. Эта модель получила дальнейшее развитие в работе Сили и Диккинсона [942], в которой приведена номенклатура преддуговых структур (рис. 12-3). Верхняя граница активных деформаций, по-видимому, маркируется *бровкой склона желоба* или *структурным поднятием* (рис. 12-3). Деформация поверхности уменьшается закономерно от подошвы вверх по склону, вероятно, в зависимости от расстояния до пододвигающейся плиты, от жесткости последней и от мощности осадочной толщи [942]. Преддуговой бассейн между бровкой склона желоба и внешней дугой заполнен сравнительно слабо деформированными слоями осадков.

Аккреционная призма. Внутренний склон желоба представляет собой главный элемент преддуговой системы, характеризующийся сложной морфологией и внутренним строением, связанными с субдукцией и аккрецией. Между *фронтальной (внешней) дугой* (рис. 12-2) и осью желоба расположе-

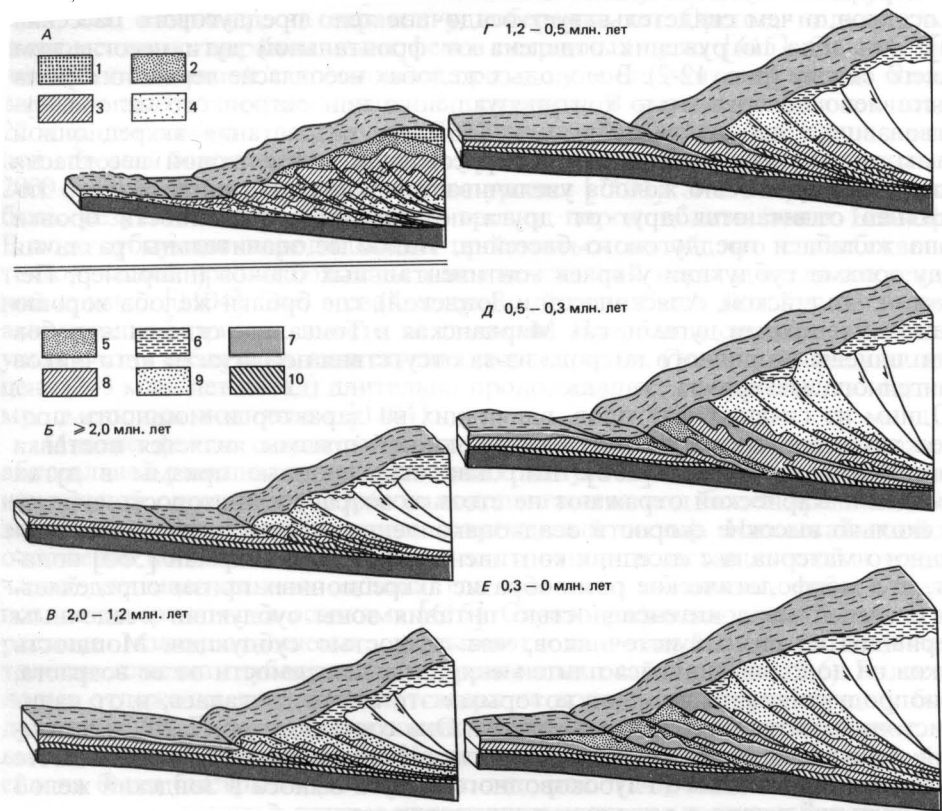


Рис. 12-6. Схематические разрезы склона желоба. А—модель Сили и др. [941]; Б—Е—эволюция структур и осадочных толщ на континентальной окраине шт. Орегон за последние 2 млн. лет. Видно наращивание аккреционной призмы за счет последовательного добавления новых клиньев снизу [615, с. 278]. Трансгрессивные фации: 1—шельфа, 2—склона, 3—желоба, 4—абиссальной равнины. Конкретные литолого-фациальные комплексы на окраине шт. Орегон: 5—песчаные турбидиты конуса выноса Астория ($E_{1,2}$); 6—гемипелагические илы континентального склона (D); 7—мелкоалевритовые турбидиты абиссальной равнины ($C_{2,3}$); 8—мелкоалевритовые турбидиты абиссальной равнины (C_1); 9—песчаные турбидиты древнего конуса выноса (B); 10—пелагические биогенные илы (A). Соотношение масштабов 3:1.

на аккреционная призма шириной от 50 до 400 км [550] или обнаженный склон [255]. Аккреционная призма имеет в одних случаях форму простой наклонной поверхности, спускающейся от вулканической дуги до дна желоба, как в желобах Марианском и Тонга. В других случаях она расчленена на *внешний дуговой хребет* и *внешний дуговой (или преддуговой) бассейн* (рис. 12-3), границей между которыми служит бровка склона желоба (рис. 12-2, 12-3). Обращенная к континенту грань аккреционной призмы или склон желоба образует поверхность несогласия верхней части склона (рис. 12-2, 12-3). Деформации, связанные с субдукцией, распространяются от оси желоба через нижнюю часть его склона до бровки, но наиболее интенсивны они все же на основании склона. Аккреционную призму принято считать вздымающейся тектонической структурой. Однако бурение в Японском желобе показало, что аккреционная призма представляет собой область погружения [1104]. По модели Карига [545] и Сили с соавторами [941] верхняя часть склона желоба является зоной погружения и аккумуляции осадков, о чем свидетельствует осадочное тело преддугового бассейна [550]. Эта зона погружения отделена от фронтальной дуги несогласием верхнего склона (рис. 12-2). В молодых желобах несогласие верхнего склона представлено поверхностью континентального или островного склона, существовавшего до начала субдукции. По мере разрастания аккреционной призмы за счет скупивания осадков расстояние между зоной несогласия верхнего склона и осью желоба увеличивается. Зоны субдукции разного типа сильно отличаются друг от друга по степени выраженности бровки склона желоба и преддугового бассейна. Наиболее значительны различия между зонами субдукции у краев континентальных блоков (например, Перуанской, Чилийской, Аляскинской и Зондской), где бровки желоба хорошо выражены, и такими дугами, как Марианская и Тонга, где склоны желобов почти лишены осадочного покрова из-за отсутствия поблизости источников терригенного материала.

Одним из главных факторов, влияющих на характер и мощность процессов аккреции, кроме возраста аккреционной призмы является поставка терригенного материала [550]. Широкие аккреционные призмы в дугах Кермадек и Карибской отражают не столько возраст или скорость субдукции, сколько высокие скорости осадконакопления за счет поступления терригенного материала с соседних континентов. Кариг и Шарман [550] полагают, что морфологическое разнообразие аккреционных призм определяется в большей мере интенсивностью питания зоны субдукции осадочным материалом из разных источников, чем скоростью субдукции. Мощность осадков на поддвигающейся плите меняется в зависимости от ее возраста, от биопродуктивности вод, под которыми эта плита двигалась, и от наличия источников терригенного материала. Она составляет всего 200 м на молодой коре Центральноамериканского желоба и достигает 3 км на месте погружения Бенгальского глубоководного конуса выноса в Зондский желоб [550]. Если субдукция в ходе аккреции прерывается, а быстрое осадконакопление продолжается, то на дне желоба накапливается мощная толща осадков. При возобновлении поддвигания эти осадки также включаются в состав аккреционной призмы.

Полагают, что на вариации роста аккреционных призм влияет также характер тектонических движений. По мнению Уэды и Канамори [1065], различия обусловлены силой сцепления плит в дугах разного типа. В желобах, расположенных у края континента, вроде Чилийского сильное механическое сцепление между двумя плитами вызывает интенсивное коробление слоев

осадков и развитие аккреционной призмы (рис. 12-4). В островных дугах, подобных Марианской, из-за слабого сцепления субдукция не испытывает значительного сопротивления со стороны верхней плиты и поэтому образуются менее смятые или менее четко выраженные призмы (рис. 12-4).

Пока еще нет ответа на вопрос, сколько осадков соскребается с поддвигающейся плиты и сколько уходит в зону субдукции. Если бы осадки соскребались постоянно, то на активных окраинах скопились бы огромные их массы. За последние 100 млн. лет в каждый 100-километровый отрезок желоба должно было поступать около $2,5 \times 10^6$ км³ океанских осадков [749].

Модель компрессионных сдвигов Сили и его соавторов [941] требует значительного подъема аккреционной призмы за счет поддвигания океанской плиты. В некоторых районах аккреционная призма поднялась выше уровня моря в виде островов внешней дуги, таких, как Барбадос в Малых Антилах, Ментавай у Суматры и Мидлтон в Алеутской дуге. В других случаях, как, например, на окраине у побережья шт. Орегон, подъем также имел место, но выражен иначе, чем в островных дугах [615]. Однако бурение предполагаемой аккреционной призмы у восточного побережья Японии выявило вместо подъема явное погружение. В середине кайнозоя (около 22 млн. лет назад) к востоку от Японии началось опускание суши, названной «древней землей Ойясио», ниже уровня океана. Теперь она находится на 2000–3000 м глубже своего прежнего уровня [1104]. Это погружение может быть результатом тектонической эрозии пород вблизи зоны Беньюффа. В ходе субдукции породы могли пропитаться водой, что способствовало тектонической эрозии подошвы континентальной коры и части аккреционной призмы [1104]. Это в свою очередь должно было вызвать погружение аккреционной призмы вместо ее подъема. Преобладающая часть осадков ушла в зону субдукции, а не скучивалась в призмe. Однако в середине плиоцена (2–3 млн. лет назад) длительно продолжавшееся опускание, по-видимому, сменилось поднятием [1104].

Многие факты свидетельствуют о том, что четвертичные отложения абиссальной равнины и глубоководного конуса бассейна Каскадия у континентальной окраины шт. Орегон поддвигаются под более древние кайнозойские породы, подстилающие современный шельф. Нижнекайнозойские отложения подняты более чем на 1 км и вошли в состав нижней и средней частей континентального склона, где они либо обнажены, либо покрыты позднечетвертичными осадками [615]. Стратиграфическое положение и возрастные взаимоотношения указывают на чешуйчатое поддвигание толстых пластин глубоководных терригенных осадков (рис. 12-6). Более молодые отложения подталкивают вверх на континентальную окраину более древние слои. Последние наклонены в сторону континента тем круче, чем выше на склоне они залегают. На ранних этапах поднятия на нижней части склона были быстрыми (1000 м/млн. лет; рис. 12-6), но по мере продолжения аккреции осадки в призмe уплотнялись и темпы подъема более древних отложений на внешнем шельфе замедлялись до 100 м/млн. лет [615]. В любой интервал времени больше всего поднимались самые древние слои (рис. 12-6).

Бровка склона желоба. Внутренний край зоны поднятий и деформаций аккреционной призмы отмечен резко выраженной бровкой склона или структурной возвышенностью. В преддуговом бассейне за этой возвышенностью может накапливаться недеформированная толща осадков. Положение бровки склона желоба связано с величиной сжатия и с количеством

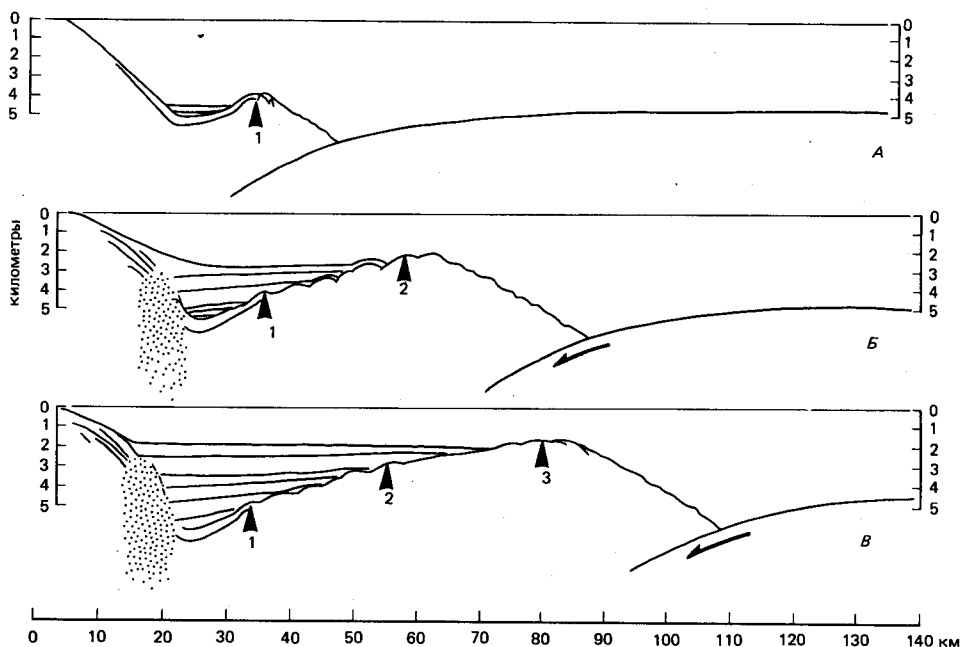


Рис. 12-7. Предполагаемое выдвигание аккреционной призмы по мере ее наращивания с несогласным залеганием горизонтально-слоистой толщи верхнего склона на скученные в призме отложения. Первоначальный выступ бровки склона желоба (на схеме А) становится частью погружающегося фундамента осадочного комплекса верхнего склона. Цифрами условно показано последовательное положение бровки склона желоба [550, с. 387]. Соотношение масштабов 3:1.

осадков, накопившихся в преддуговом бассейне. При малом поступлении осадочного материала образуются узкие хребты, в которых бровка склона приближена к фронтальной дуге. Бровка склона желоба может мигрировать в любую сторону в зависимости от изменения интенсивности поставки осадочного материала, но чаще происходит миграция в сторону океана, связанная с расширением преддугового бассейна и аккреционной призмы (рис. 12-7) [254]. Контакт между осадочной толщей преддугового бассейна и нижележащим комплексом зоны субдукции имеет характер трансгрессивного залегания, отражая латеральную миграцию аккреционной призмы (рис. 12-7) [256]. В дуговых системах вроде Новогбридской, где в недалеком прошлом произошла активизация современных желобов, бровка склона развита слабо или отсутствует [545]. В относительно древних дуговых системах с маломощным осадочным чехлом на пододвигающейся плите бровка склона имеет вид бенча. В случае обильного поступления осадочного материала бровка склона представляет собой хорошо развитую гряду, иногда выступающую над уровнем моря. Ее называют *тектонической внешней*, или *невулканической*, дугой [545].

Преддуговые бассейны. Преддуговые бассейны заполнены, как правило, незрелыми терригенными осадками, накопившимися за счет быстрого размыва вулканических и метаморфических пород островной дуги. Глубина, на которой происходит седиментация, определяется первичной морфологией впадины, темпами осадконакопления и скоростью тектонического погруже-

ния. При высоких скоростях осадконакопления бассейны заполняются, образуя широкие шельфы. В условиях менее интенсивного поступления осадочного материала образуются глубоководные незаполненные осадками впадины [256]. Распространение турбидитных, шельфовых и аллювиально-дельтовых фаций контролируется глубиной бассейна седиментации, источниками осадочного материала и скоростью погружения дна. Одним из ярких примеров преддугового бассейна является глубокая продольная депрессия Зондской дуги, расположенная западнее магматической дуги Бирмы–Суматры–Явы и восточнее пояса флишевых толщ и ультраосновных массивов, образующих внешнюю дугу Аракан и линию островов Андаманских–Никобарских–Ментавай [749]. Диккинсон [256] выделил несколько типов преддуговых бассейнов в зависимости от природы их субстрата:

1. Внутримассивовые бассейны, расположенные на континентальной коре внутри самого массива дуги.
2. Остаточные бассейны, залегающие на океанской или переходной коре, между дугой и первоначальной зоной субдукции.
3. Аккреционные бассейны, залегающие на структурах растущего комплекса зоны субдукции.
4. Сложные бассейны, основанием которых служат несколько из перечисленных типов фундамента.

Для внутримассивовых бассейнов характерны блоковые деформации, заполнение морскими или континентальными отложениями за счет поступления осадочного материала либо с островной дуги, либо из задугового источника. Аккреционные бассейны характеризуются обычно складчатостью сжатия и вогнутыми (изогнуто-линейными) надвигами. Они заполнены морскими отложениями, состоящими из продуктов размыва пород комплекса субдукции или дуговых террас. Остаточные бассейны являются по своим структурным и стратиграфическим особенностям промежуточными между внутримассивовыми и аккреционными бассейнами, за исключением того, что в их базальных слоях встречаются отложения абиссальных равнин [256]. Состав пород, залегающих под осадками в современных преддуговых бассейнах, не установлен, но фундамент древних их аналогов можно наблюдать в поднятых разрезах [256]. Отложения преддуговых бассейнов встречаются часто в виде поясов, обрамленных с одной стороны массивами метаморфических пород фаций голубых сланцев и меланжа, относящихся к комплексу субдукции, а с другой – массивами метаморфизованных вулканитов и батолитов магматической дуги [256].

Типы преддуговых областей. По мере развития субдукции преддуговые области принимают разные формы, среди которых Диккинсон и Сили [942] выделили *шельфовую, склоновую, террасовую* и *грядовую* (рис. 12-8). Террасовая форма характеризуется наличием хорошо выраженной террасы между вулканической дугой и желобом. Такие террасы бывают запруженными, аккумулятивными и структурными (рис. 12-8). Склоновые преддуговые области выражены в виде непрерывного, хотя и неровного склона. Шельфовые преддуговые области сходны с аккумулятивными террасовыми, за тем лишь исключением, что шельфовые отложения накапливаются за барьером. В грядовом типе структурное поднятие или наземная возвышенность отгораживает неполностью заполненный осадками преддуговой бассейн [942].

Задуговой регион. Задуговой регион охватывает вулканическую дугу и задуговые или окраинные бассейны (рис. 12-2, 12-3). Во всех активных ду-

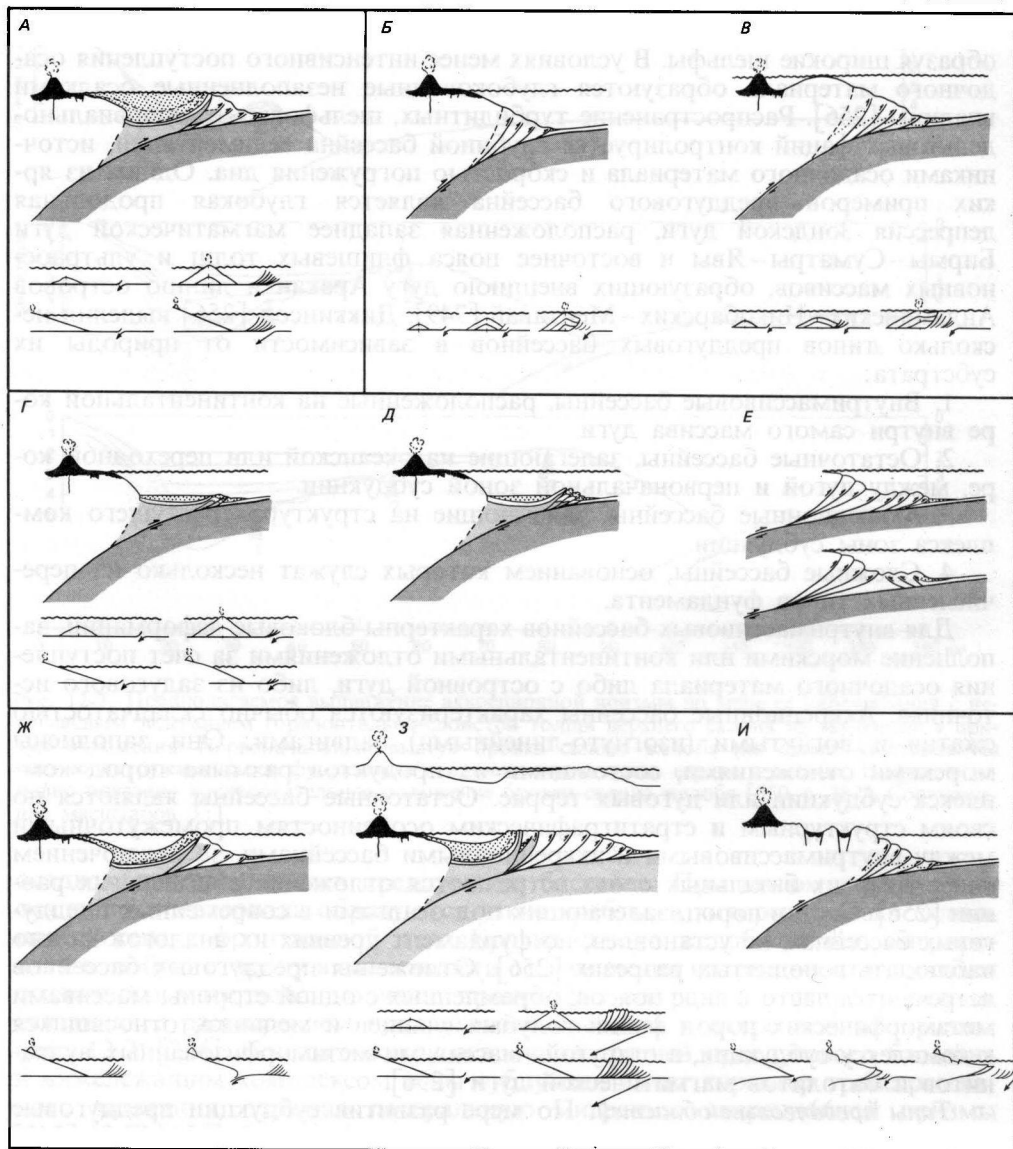


Рис. 12-8. Классификация современных преддуговых регионов. Под разрезами показаны модельные схемы эволюции [942]. А – шельфовый тип с широким шельфом (Центральноамериканский желоб у побережий Гватемалы и Никарагуа, Перуанско-Чилийский желоб у побережья Перу). Может встречаться и вариант с узким шельфом и близко подступающим к берегу склоном, как на схеме В (Японский желоб у Хонсю, Курильский желоб, северо-западный шельф Колумбии). Склоновый тип: В – простой (желоба Новобританский, Соломонов, южная часть Новогейбридского); В – запрокинутый (южная часть желоба Тонга, северная часть Новогейбридского желоба, желоба Рюкю и Марианский). Террасовый тип: Г – подпруженный, заполненный осадками (западная часть Алеутского желоба с Алеутской террасой, желоб Кермадек с равниной Раукумара); Д – подпруженный незаполненный (западная окраина острова Лусон с Манильским трогом, мезозойская Грейт-Валли); Е – чешуйчато-подвиговый (побережье шт. Орегон и Вашингтон, остров Ванкувер). Грядовый тип: Ж – с узкой грядой; эволюция подобна эволюции типа А, только с незаполненным бассейном (Суматра-Ментавай, Малые Антильские острова, Барбадос, Андаманские – Никобарские острова); З – с широкой грядой; бассейн иногда субаральный (восточная часть Алеутской дуги – остров Кука, третичная Грейт-Валли); И – субаральные возвышенности (Мексика, части Перу и Чили).

говых системах имеются вулканические дуги, но задуговые бассейны могут отсутствовать.

Вулканическая дуга. Вулканизм неразрывно связан с конвергентными окраинами. Первые вулканы проявляются непосредственно на континентальной стороне желоба и вдоль края наступающего континента или островной дуги. Сугимуро с соавторами [1012] назвали их *вулканическим фронтом*. Количество вулканитов недавних извержений наибольшее на этом фронте или недалеко от него и быстро убывает в сторону от желоба. Ширина пояса активного вулканизма варьирует от одинарной цепи вулканов до 200-километровой зоны, хотя в каждый момент времени большинство извержений сосредоточено в полосе шириной не более 50 км. Гутенберг и Рихтер [404] обнаружили поразительную корреляцию между главной тектонической дугой с ее действующими и потухшими вулканами и землетрясениями от среднеглубинных до глубокофокусных.

Еще до появления теории тектоники плит, примерно в 1960 г., Котс высказал мысль, что генерация магмы связана с пододвиганием океанской коры под Алеутскую дугу. Он предложил два возможных механизма магмообразования. Во-первых, океанская кора и покрывающий ее чехол пелагических осадков могут при зашедшем достаточно далеко пододвигании в конце концов расплавиться. Во-вторых, водные флюиды, мигрируя вверх из пододвинутой коры, могут вызвать расплавление вышележащего клина перидотитов, так как вода способна существенно понизить температуру плавления пород. До сих пор продолжают споры о том, какой из этих механизмов более правильный. С субдукцией почти всегда связаны землетрясения с глубиной очагов более 100 км [1022] и активные вулканы. Барзанги и Айзекс [38] обнаружили, что в Андах вулканы расположены только в тех сегментах, под которыми достаточно крутой угол наклона зоны Бенъ-оффа обеспечивает формирование клина астеносферы между этой зоной

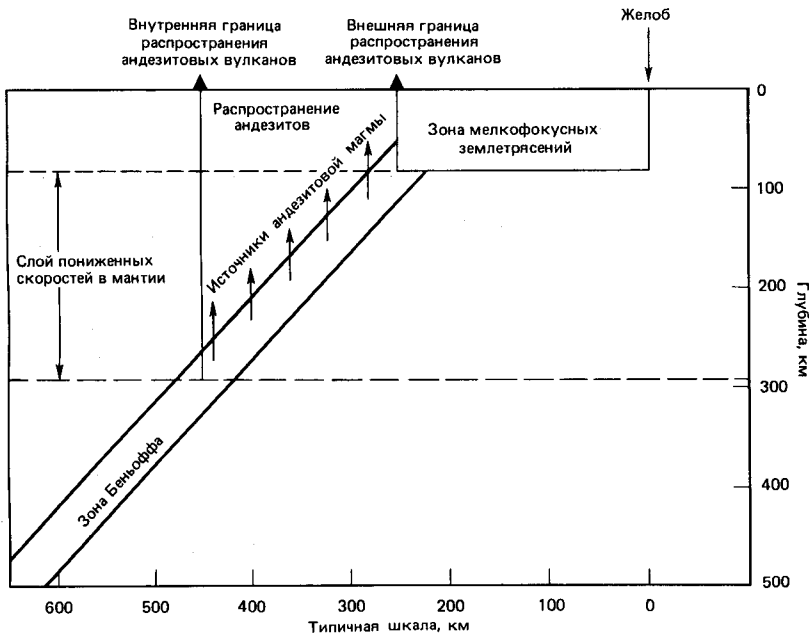


Рис. 12-9. Модель образования андезитовой магмы Хатертона и Диккинсона [428].

и вышележащей литосферой. Наоборот, вулканы редки или отсутствуют там, где зона Беньоффа имеет пологий наклон и не выходит из литосферы даже на больших расстояниях позади Анд. Судя по этим наблюдениям, процессы, протекающие в слое пониженных скоростей сейсмических волн между литосферой и зоной Беньоффа, могут привести к образованию магмы.

Механизм генерации магмы под дугами до сих пор еще не ясен. Согласно простейшей модели, магма образуется на некоторой глубине при погружении пластин океанской литосферы в зоне субдукции, и в этом процессе важную роль играет содержащаяся в ней вода. Рингвуд [873] считает, что первичные магмы, образующиеся вблизи зоны Беньоффа на глубинах 80–100 км, не андезитовые, а гидратированные толеит-базальтовые, близкие к насыщенным кремнеземом. В ходе подъема происходит дифференциация толеитовых магм, главным образом выделения оливина, что приводит к возникновению на малых глубинах ряда магм от андезито-базальтовой до андезитовой. Дальнейшая дифференциация на малых глубинах путем сепарации амфиболов, пироксенов и плагиоклазов дает дациты и риолиты. Таким образом, Рингвуд [873] полагает, что в ходе субдукции не плавится ничего, кроме базальтов и перидотитов океанской коры. Вулканизм островных дуг представляет собой лишь промежуточное звено в процессе образования континентов из вещества мантии [691]. Базальтовая океанская кора (около 50% SiO_2) образована путем дифференциации перидотитов (около 47% SiO_2). Она дает в свою очередь начало островодужной андезитовой серии (около 55% SiO_2).

После возникновения магма собирается в виде лентоподобного тела у края верхней плиты, откуда поднимаются магматические пальцы, образующие на равных расстояниях (обычно около 70 км) поверхностные вулканические центры [691]. Неясно, как магма движется к поверхности. Она может продвигаться в виде постепенно раскрывающейся заполненной расплавом упругой трещины или горячей вязкой сферы, медленно прокладываяющей себе путь через породы. Чтобы достичь поверхности, магма не должна содержать более 50% твердой кристаллической фазы. Через несколько миллионов лет после формирования первичного вулканического фронта за ним на расстоянии около 50 км может появиться слабый вторичный фронт вулканов. Развитие такого вторичного вулканического пояса может быть связано с нисходящим движением первичной ленты плавления в ходе субдукции. По геометрическим соотношениям между вулканизмом и зоной Беньоффа плавление может происходить только на расстоянии не более 100 км вниз вдоль этой зоны.

Нередко наблюдаются быстрые скачкообразные латеральные перемещения оси вулканизма, но направление миграции не подчинено каким-либо явным закономерностям. На Малой Антильской дуге более молодая вулканическая цепь расположена дальше от жолоба, чем более древняя; в Индонезии вулканизм мигрировал со временем последовательно в сторону жолоба, тогда как в Андах имели место смещения в обоих направлениях [1133].

Обычно считают, что в островных дугах андезиты преобладают по объему. Такое представление сложилось на основании исследований, проведенных в начале нашего века, в частности Маршаллом [692], который провел *андезитовую линию* между Центрально-Тихоокеанской магматической провинцией, где доминируют базальты, и окраинно-океанскими провинциями с предполагаемым преобладанием андезитов. Хотя в некоторых

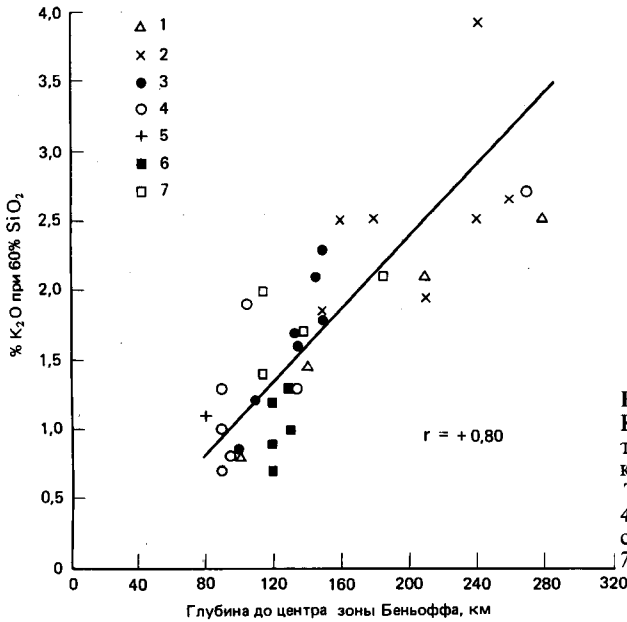


Рис. 12-10. Зависимость содержания K_2O в андезитах от глубины землетрясений (в зоне Бенъоффа) под вулканами [428]. 1—Новая Зеландия—Тонга; 2—Индонезия; 3—Япония; 4—Курило-Камчатская дуга; 5—Аляска; 6—Малые Антильские острова; 7—Центральная Америка.

дугах, например Японской и Малой Антильской¹, действительно господствуют андезиты, многие другие дуги, особенно развитые на океанской коре, вроде Тонга или Марианской характеризуются преобладанием пород, близких к базальтам.

Породы, входящие в андезитовую серию, характеризуются широким диапазоном вариаций составов. На одном конце этого ряда находятся высокоалюминиевые базальты, содержащие около 50% SiO_2 , на другом — дациты с содержанием кремнезема около 65%. Относительные объемы главных типов пород варьируют в широких пределах как в пространстве, так и во времени. В некоторых дугах, несмотря на внушительный вид, суммарный объем андезитовых конусов небольшой даже по сравнению с отдельными потоками платобазальтов [1133]. Базальтовые лавы островных дуг отличаются от других базальтов пониженным содержанием TiO_2 (менее 1%) и MgO (менее 6%), повышенным содержанием Al_2O_3 (более 16%), а также некоторыми другими признаками. Наиболее изменчиво в островодужных вулканитах содержание K_2O . В 1950-е годы японские исследователи, прежде всего Куно, развили идею о связи вариаций состава вулканических пород активных окраин с большими и промежуточными глубинами фокусов землетрясений. Позже Диккинсон и Хатертон [257] выявили закономерную связь между содержанием калия и глубиной зоны Бенъоффа под вулканами: чем больше эта глубина, тем выше концентрация в лавах K_2O . Таким образом, содержание K_2O возрастает в сторону задуговых регионов (рис. 12-10). Коррелятивная связь обусловлена, вероятно, влиянием давления на константу равновесия калия в магме. Эта эмпирическая зависимость служит индикатором при реконструкциях древних сейсмических зон субдукции [31], хотя до сих пор не выяснено, оставалось ли взаимоотношение ме-

¹ Андезиты преобладают также в Курило-Камчатской дуге, в Андах и в ряде других дуг.—Прим. перев.

жду K_2O и глубиной постоянным в течение геологической истории. Вулканические породы задугового региона становятся по мере удаления от главной вулканической дуги все беднее кремнеземом и богаче щелочами. Например, андезиты и толеитовые базальты Японской вулканической дуги сменяются в Японском море более щелочными и менее кислыми породами, а далее фельдшпатоидными щелочными вулканитами — лейцитовыми базальтами и базанитами Кореи и Северо-Восточного Китая [1133]. Эти тренды связаны с уменьшением содержания SiO_2 и увеличением содержания K_2O .

Задуговые или окраинные бассейны. Одной из ярких особенностей геологии западной части Тихого океана является большая, сложно построенная группа задуговых или окраинных бассейнов, расположенных между островными дугами и континентами. На самом деле активные окраины здесь почти на всем протяжении окружены такими окраинными бассейнами, как Коралловое море, Новогвинецкая котловина, Филиппинское и Японское моря. Окраинные бассейны развиты в основном в западной части Тихого океана, за исключением двух атлантических дуг — Скоша и Алеутской. Однако не во всех дуговых системах имеются задуговые бассейны. В Перуанской и Чилийской дугах их нет, а в некоторых районах, как, например, в Японском море, процесс формирования задугового бассейна почти неактивен. Очевидно, для создания задугового бассейна самого факта субдукции океанской плиты еще недостаточно, хотя субдукция при этом, по-видимому, необходима [1065]. Большинство бассейнов, показанных на рис. 12-11, имеют кайнозойский возраст. Начало их формирования относится к позднему палеогену, а спускание произошло в течение неогена [356].

Альфред Вегенер [1120], установив геометрические взаимоотношения между окраинными бассейнами и дугами, выдвинул идею, что островные дуги, особенно дуги юго-западной части Тихого океана, представляют собой прикрепленные к древнему морскому дну окраинные цепи, отделившиеся от континентальных массивов в ходе дрейфа последних на запад. Окраинные моря рассматривались им как участки более молодого океанского ложа, образовавшегося в результате дрейфа континентов. Таким образом, Вегенер признавал, что окраинные бассейны формируются в результате растяжения при миграции активных дуговых систем в сторону от континента. После Вегенера рассматривался ряд других гипотез. Менард [733] выявил значительные вариации мощностей коры под окраинными бассейнами. Было установлено, что хотя кора под дном бассейнов по мощности обычно приближается к континентальной, по сейсмическим скоростям она близка к океанской коре. Такие бассейны рассматривались либо как погрузившиеся участки континентальной коры (гипотеза, особенно популярная среди русских исследователей¹), либо как участки океанской коры, приобретающие более «континентальный» характер в результате накопления мощных толщ осадков [749]. Согласно другим гипотезам, окраинные бассейны образовались либо путем отчленения краевых частей прежнего океанского ложа островной дугой в результате раскрытия, либо при непараллельном движении по трансформному разлому, либо при субдукции срединного хребта.

¹ Такой точки зрения придерживалась только часть советских геологов, другие считали окраинные моря либо реликтами океанской коры, либо результатом раздвигания. — *Прим. перев.*

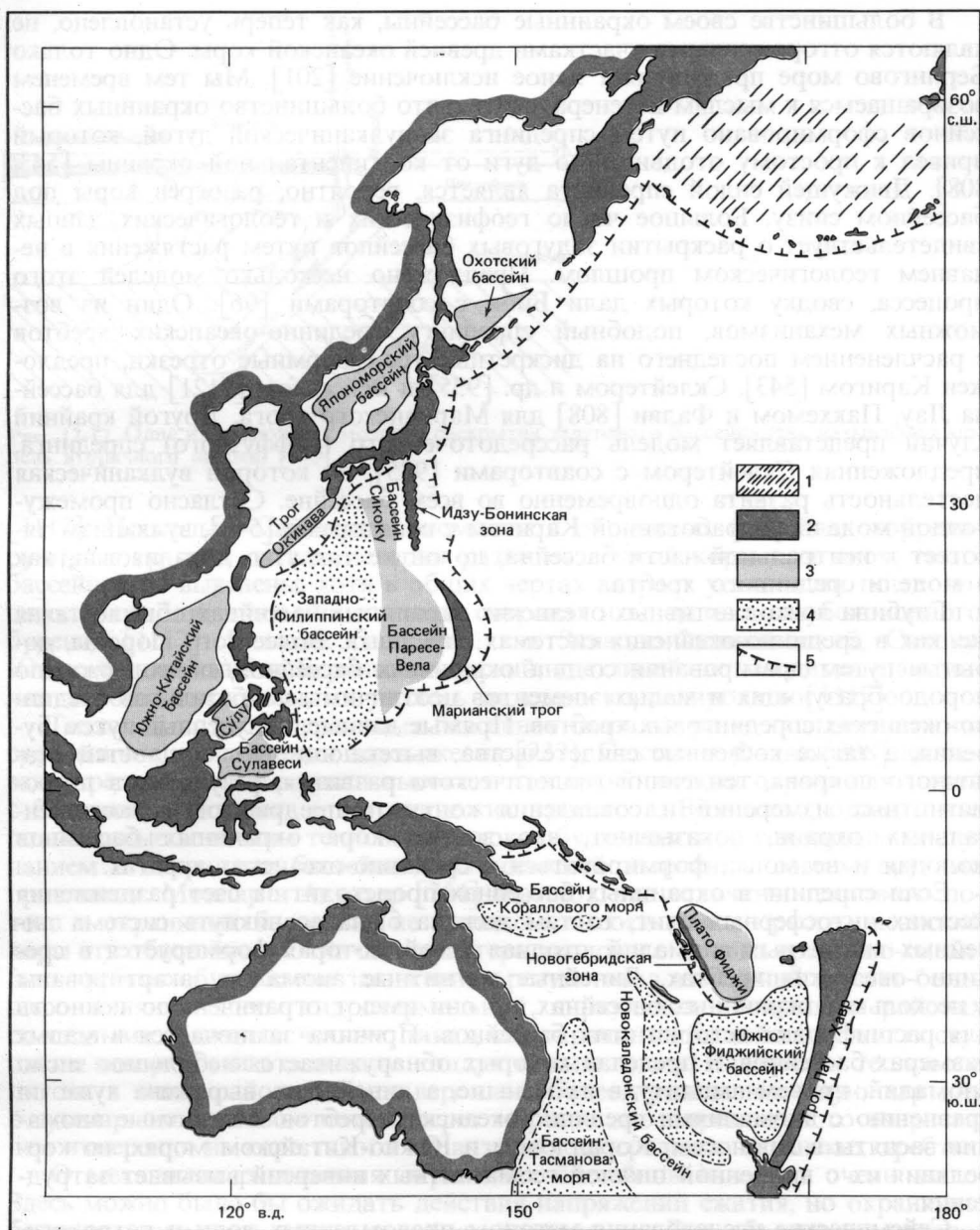


Рис. 12-11. Распространение окраинных (задуговых) бассейнов в западной части Тихого океана, классифицированных по стадиям развития [544]. 1 – неразвитая стадия; 2 – стадия активного спрединга; 3 – зрелая стадия; 4 – неактивная стадия; 5 – желоб.

В большинстве своем окраинные бассейны, как теперь установлено, не являются отгороженными участками древней океанской коры. Одно только Берингово море представляет явное исключение [201]. Мы тем временем возвращаемся к мыслям Вегенера, считая, что большинство окраинных бассейнов сформировано путем спрединга за вулканической дугой, который привел к простому отодвиганию дуги от континентальной окраины [543, 808]. Движущей силой спрединга является, вероятно, разогрев коры под бассейном снизу. Большое число геофизических и геологических данных свидетельствует о раскрытии задуговых бассейнов путем растяжения в недавнем геологическом прошлом. Предложено несколько моделей этого процесса, сводку которых дали Биби с соавторами [96]. Один из возможных механизмов, подобный спредингу срединно-океанских хребтов с расчленением последнего на дискретные трансформные отрезки, предложен Каригом [543], Склейтером и др. [935] и Вейсселом [1121] для бассейна Лау, Пакхемом и Фалви [808] для Марианского трога. Другой крайний случай представляет модель рассредоточенного (диффузного) спрединга, предложенная Склейтером с соавторами [935], по которой вулканическая деятельность развита одновременно во всем бассейне. Согласно промежуточной модели, разработанной Каригом с соавторами [543], вулканизм тяготеет к центральной части бассейна, но он не так узко локализован, как в модели срединного хребта.

Глубина ложа в активных океанских окраинных бассейнах обычно такая же, как в срединно-океанских системах спрединга. Более того, породы, добытые путем драгирования со дна окраинных бассейнов, по содержанию породообразующих и малых элементов неотличимы от базальтов срединно-океанских спрединговых хребтов. Прямые данные, полученные путем бурения, а также косвенные свидетельства, вытекающие из мощностей осадочного покрова, тенденций геологического развития, результатов палеомагнитных измерений и совпадения контуров предрифтовых континентальных окраин, показывают, что земная кора окраинных бассейнов молодая и не могла формироваться в срединно-океанских хребтах.

Если спрединг в окраинных бассейнах происходит за счет раздвижения жестких литосферных плит, то там должна была возникнуть система линейных магнитных аномалий, сходная с той, которая формируется в срединно-океанских хребтах. Линейные магнитные аномалии закартированы в нескольких окраинных бассейнах, но они имеют ограниченную ценность для расшифровки истории этих бассейнов. Причина заключается в малых размерах бассейнов, в пределах которых обнаруживается небольшое число аномалий, причем амплитуда их меньше, а линейность выражена хуже по сравнению с аномалиями срединно-океанских хребтов. Магнитные аномалии засняты в Японском, Коралловом и Южно-Китайском морях, но корреляция их с временной шкалой геомагнитных инверсий вызывает затруднения.

Сейсмические исследования методом преломленных волн и петрологическое изучение образцов, добытых путем драгирования или бурения, указывают на океанский тип коры под дном окраинных бассейнов. Основываясь на мощностях осадочного чехла, глубине и характере акустического фундамента, а также на средней величине теплового потока, Кариг [544] отделил задуговые бассейны с активным растяжением коры (Лау-Хавр, Марианский, морей Скоша и Андаманского) от бассейнов, где процессы растяжения к настоящему времени прекратились (Южно-Фиджийский, Си-коку, Западно-Филиппинский, Кораллового, Тасманова и Японского морей)

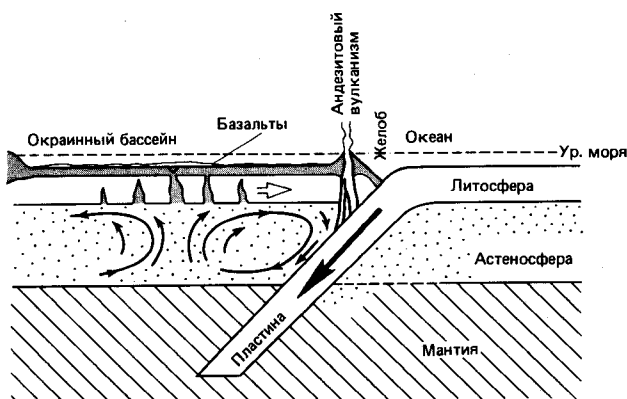


Рис. 12-12. Одна из возможных моделей раскрытия задугового бассейна (так называемая модель вторичного потока) [975].

[1117]. Поскольку магнитные аномалии в окраинных бассейнах коррелируются с трудом, детали истории развития земной коры под дном таких бассейнов не выяснены, хотя в общих чертах возраст установлен по геологическим наблюдениям на соседних островах и по данным глубоководного бурения [1117]. В таких бассейнах, как Западно-Филиппинский, Сикоку, Южно-Фиджийский и Берингоморский, где линейные магнитные аномалии хорошо выражены, их удалось надежно коррелировать [1117].

Тепловой поток в окраинных бассейнах оказался резко повышенным по сравнению с котловинами ложа океана [733]. Пакхем и Фалви [808] высказали предположение о связи высокого теплового потока окраинных морей с большой активностью тектонических процессов. Возможно, однако, что повышенные величины теплового потока обусловлены не усиленным поступанием в окраинные бассейны тектонической энергии, а совсем другими причинами. Молнар и Атуотер [754] считают, что величины теплового потока в окраинных бассейнах не слишком высоки для возраста океанской коры этих бассейнов. Отличие характера теплового потока срединно-океанских хребтов обусловлено занижением результатов измерений за счет большего влияния здесь гидротермальной циркуляции. Только в районах с мощным осадочным чехлом, таких, как окраинные бассейны, тепло поступает к поверхности в основном кондуктивным путем. Измерения теплового потока в таких районах дают, вероятно, более представительную картину о суммарном тепловом потоке через морское дно определенного возраста, чем измерения на коре такого же возраста на срединно-океанских хребтах.

О механизме растяжения окраинных бассейнов известно очень мало. Здесь можно было бы ожидать действия напряжений сжатия, но окраинные бассейны находятся явно в условиях растяжения. Для объяснения предложено несколько моделей. В механизме, который предложили Слип и Токсоц [975] (рис. 12-12), пододвигающаяся в зоне субдукции литосфера увлекает за собой часть вещества астеносферы малой вязкости до тех пор, пока под действием увеличения вязкости и плотности не происходит отклонения этого потока. Отклонившийся поток выносит разогретое вещество астеносферы под подошву литосферы окраинного бассейна. Совместное действие подъема вещества астеносферы, нагрева литосферы и вызванного потоком растяжения приводит к рифтообразованию и спредингу дна окраинного

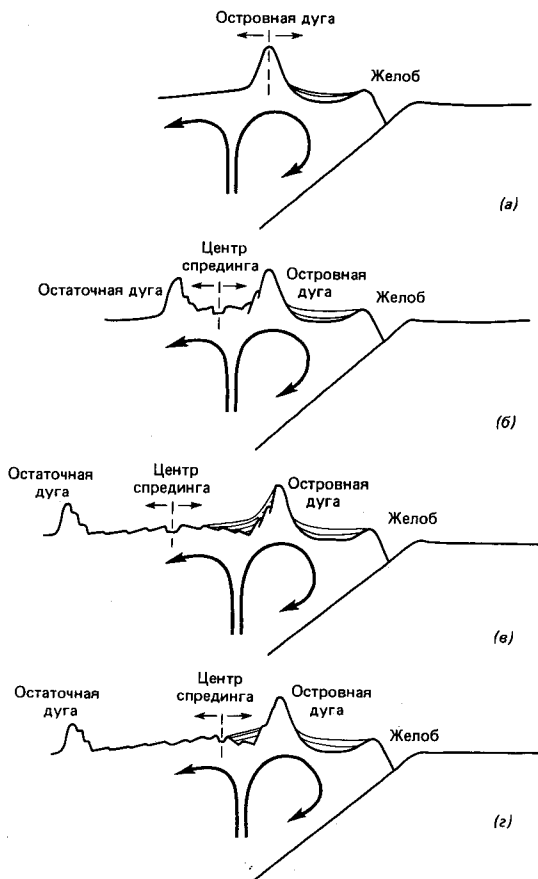


Рис. 12-13. Развитие задугового бассейна с перескоком оси спрединга. Возможная модель, объясняющая сдвиг оси спрединга в сторону активной островной дуги внутри задугового бассейна: а — движущий механизм создает поле напряжений растяжения, которое вызывает раскол активной дуги, представляющей собой ослабленную зону; б — образование бассейна с центром спрединга, расположенным посередине между двумя расходящимися дугами; в — симметричное нарастание литосферы приводит к перемещению центра спрединга в сторону от желоба и поля растяжения; г — изменение поля напряжений около центра спрединга вызывает его перескок обратно в сторону активной дуги, в результате чего ось спрединга займет асимметричное положение внутри бассейна [96, с. 95].

бассейна. Биби с соавторами [96] использовали этот механизм для объяснения сложной картины магнитных аномалий в Марианском бассейне (рис. 12-13). Модель требует существования внутри окраинного бассейна спредингового хребта в любой момент времени, но изменения положения (или перескоки) хребта создают сложную картину магнитных аномалий. На рис. 12-13 показана возможная последовательность событий при раскрытии задугового бассейна [96]. Сначала напряжения растяжения в островной дуге приводят к образованию рифта и возникновению центра спрединга. По мере продолжающегося симметричного спрединга и наращивания новой литосферы, обеспечивающего целостность литосферы в ослабленной зоне растяжения, ось спрединга отодвигается от желоба. В конце концов центр спрединга может оказаться так далеко от желоба, что характер напряжений существенно изменится. В этот момент происходит перескок центра спрединга обратно в сторону активной дуги, где локализованы движущие силы. Если этот перескок небольшой, центр спрединга займет асимметричное положение внутри бассейна, как в Марианском трое. Если же центр спрединга переместится обратно в дугу, то возникают остаточная дуга и новый бассейн. При помощи подобного механизма можно объяснить формирование серии междуговых бассейнов, наблюдаемой в Филиппинском море. Образующиеся в таких условиях магнитные аномалии допускают только

локальную, но не региональную корреляцию [96].

Как мы уже видели, зоны субдукции не всегда сопровождаются задуговыми бассейнами и не во всех бассейнах процессы раскрытия продолжаются в настоящее время. Крайние случаи представлены Чилийской дугой, лишенной задугового бассейна, и Марианской дугой, задуговым бассейном которой активно раскрывается (рис. 12-4). Уэда и его коллеги пришли к заключению, что различный характер задугового региона отражает разную степень тектонических напряжений, обусловленную вариациями процессов субдукции. Уэда и Канамори [1065] обнаружили путем анализа фокальных механизмов землетрясений, возникающих при межплитных задуговых смещениях, принципиальную разницу между двумя типами зон субдукции. Хотя количество землетрясений в двух регионах примерно одинаково, энергия, высвобождающаяся при землетрясениях в зонах субдукции, лишенных задуговых бассейнов, почти на два порядка больше и составляет более 90% суммарной сейсмической энергии земного шара. Уэда и Канамори [1065] выяснили также, что землетрясения с очень большой магнитудой происходят только в зонах субдукции, не имеющих ныне активных задуговых бассейнов. Такое существенное различие в силе тектонических напряжений, по-видимому, обусловлено разной степенью механического сцепления между двумя взаимодействующими плитами. На окраинах чилийского (андского) типа верхняя плита сцеплена с нижней более прочно. Пододвигающаяся пластина, внедряясь в мантию, преодолевает сильное сопротивление со стороны вышележащей плиты, что приводит к землетрясениям большой амплитуды. Наоборот, на конвергентных границах марианского типа сцепление между плитами значительно слабее или не сказывается вообще и пододвигающаяся плита опускается в мантию довольно свободно. Это создает в задуговом регионе режим растяжения, обуславливающий отчленение дуги, смещение желоба в сторону океана и развитие задугового бассейна. На окраинах чилийского типа желоб прочно сцеплен с мантией и никакого отчленения здесь не может быть.

Токсоц и Бёрд [1045] классифицируют окраинные бассейны по принципу эволюционного развития на основании данных о тепловом потоке, затухании сейсмических волн и процессах спрединга. Они выделили четыре стадии эволюции окраинных бассейнов: неразвитую, активного спрединга, зрелую и неактивную. Неразвитые бассейны морфологически близки к типичным окраинным бассейнам, но в них отсутствует повышенный тепловой поток. Субдукция уже началась и вызвала конвекцию, но прошло еще слишком мало времени, чтобы кора под дном бассейна успела разогреться, расширяться и расколоться с образованием рифта. Примерами могут служить Алеутская и Карибская зоны субдукции. На активной стадии бассейн имеет явные признаки активного центра спрединга с приосевой зоной поднятий, в целом параллельной островной дуге, высокий тепловой поток и частично коррелирующие магнитные аномалии. Примерами являются бассейны Лау и Марианский. Активные бассейны могут в ходе эволюции превратиться в зрелые, которые характеризуются большими площадями океанской коры, созданной в ходе спрединга, и разогревом крупных регионов за счет конвекции. В зрелых бассейнах наблюдаются обширные аномалии теплового потока и признаки хотя бы прошлой фазы спрединга, обусловившей расширение бассейна. Астеносфера охлаждалась за счет конвекции и подъема горячего вещества к поверхности. Спрединг либо замедлился, либо стал менее упорядоченным. К зрелым относятся те же бассейны, которые Кариг [544] назвал «неактивными с высоким тепловым

возраста. Кариг и Мур [549] разработали модель эволюции осадконакопления для окраинных бассейнов, почти полностью изолированных от каких-либо значительных источников поступления терригенного материала. В таких бассейнах преобладают четыре типа осадков: 1) вулканогенные осадки, образованные за счет продуктов субаэрального вулканизма островной дуги (преобладают количественно); 2) монтмориллонитовые глины, образованные из продуктов денудации островов; 3) биогенные илы; 4) эоловые осадки, сложенные терригенным эоловым материалом континентального происхождения. У подножия островной дуги развит обычно шлейф вулканогенных осадков, который к центру бассейна в районах отсутствия турбидитов постепенно сменяется глубоководными глинами или биогенными илами.

Активная дуга Новой Зеландии. Новозеландский регион располагается в течение последних 40 млн. лет на границе между Индийской и Тихоокеанской плитами. В его структуре содержится большинство элементов континентальной окраины. Некоторые из них подняты выше уровня моря, что делает этот регион более доступным для изучения, чем многие другие дуговые системы [200, 649]. Граница между Индийской и Тихоокеанской плитами проходит от желоба Тонга–Кермадек через Новую Зеландию до желоба Пьюсегер (рис. 12-14). Характер этой границы существенно меняется с севера на юг. Система окраинного трога Хикуранги к северо-востоку от Новой Зеландии (рис. 12-14) представляет собой вклинившееся в континентальный блок продолжение зоны субдукции Тонга–Кермадек. Структуры Таупо–Хикуранги являются частью сложно построенной системы взаимодействия между косою границей сжатия плит и небольшим фрагментом континентальной коры. Льюис и Коул [200, 649] интерпретировали эту систему в рамках концепции активных окраин. Приведенное ниже описание основано на их работах.

К северу от Новой Зеландии, вдоль желоба Тонга–Кермадек, океанская кора Тихоокеанской плиты пододвигается под океанскую кору Индийской плиты. На юге в желобе Пьюсегер, будто в зеркальном отражении, океанская Индийская плита пододвигается под Тихоокеанскую плиту. Между этими двумя зонами субдукции движение плит становится все более косым, пока вся система не срезается сдвиговой трансформной границей, протягивающейся в виде сложного комплекса поперечных разломов (включая Альпийский разлом) через всю Новую Зеландию (рис. 12-14). Сдвиг обусловлен более быстрым движением Индийской плиты на север от Южно-Тихоокеанского спредингового хребта по сравнению с Тихоокеанской плитой [755]. Суммарная амплитуда сдвига между двумя плитами составляет около 1000 км, хотя характер сдвиговых движений был сложным и изменчивым. В течение последних 10 млн. лет граница плит испытывала в основном косое сжатие. Это сжатие усилилось за последние несколько миллионов лет, когда произошли крупные поднятия в южной части новозеландских Южных Альп (*орогенез Кайкура*). Субдукция сопровождается андезит-дацитовым вулканизмом в грабене Таупо, на расстоянии 250 км к западу от желоба, и сейсмической зоной Беньюффа, которая приобретает крутой уклон на расстоянии около 200 км к западу от желоба.

В структуре острова Северный Новой Зеландии имеется большинство элементов преддугового региона (рис. 12-15, 12-16). В сторону острова от относительно неглубокого желоба расположены последовательно: аккреционная призма шириной 150 км, бровка склона желоба (поднятие среднего склона), преддуговой бассейн, фронтальная дуга (главные граувакковые

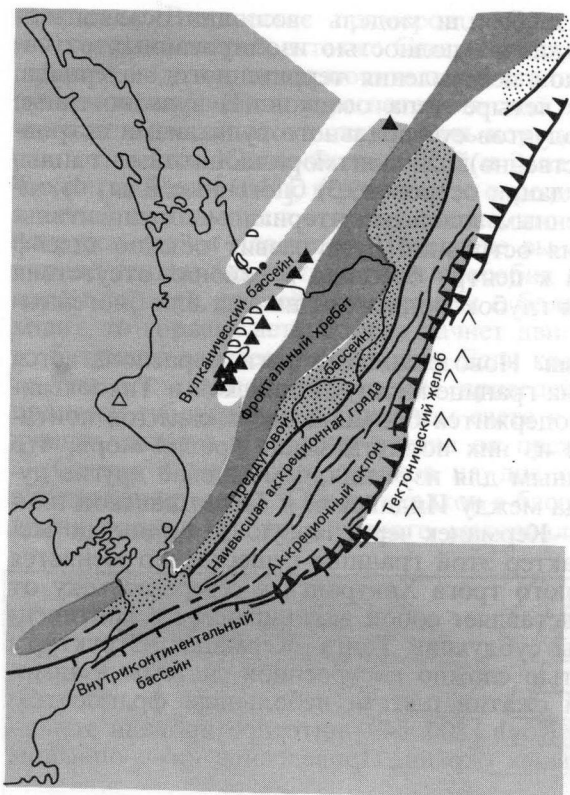


Рис. 12-15. Главные структурные элементы окраины Хикуранги острова Северный Новой Зеландии. Видно продолжение на сушу некоторых элементов системы Кермадек в северной части и окончание зоны косякой субдукции на трансформной границе — в южной части структурного комплекса [200, 648].

гряды), вулканическая дуга и узкий задуговой бассейн. Субдукция в сочетании с быстрой аккумуляцией терригенных осадков создала контролируемый чешуйчатыми надвигами аккреционный клин, состоящий из разбитых сбросами антиклинальных гряд и наклоненных в сторону суши впадин. Впадины имеют обычно ширину от 5 до 30 км и длину от 10 до 60 км и заполнены осадочными толщами мощностью до 2000 м.

Аккреционная призма. Восточный континентальный склон острова Северный осложнен серией синклиналиных седиментационных бассейнов, вытянутых почти параллельно склону (рис. 12-16, 12-17). Типичная ширина этих бассейнов 15 км, а длина 30 км. Скорость роста складок (увеличение высоты гребня над ложбиной) оценивается величиной 3 м в 1000 лет [648]. Определения палеоглубин показывают, что верхняя часть континентального склона поднялась за последние несколько миллионов лет на 700–1600 м. Обращенные в сторону океана крылья большинства складок имеют крутое падение или срезаны сбросами, а у дна желоба они имеют характер пологих поддвигов. Полагают, что последние образуются в результате соскребаания осадков при субдукции. Добавление новых клиньев к подошве склона приводит к подъему аккреционной призмы. Субпараллельные антиклинальные складки действуют как дамбы, за которыми аккумулируются мощные толщи турбидитов, гемипелагических илов и слоев вулканического пепла. Местами впадины заполняются целиком и осадки перекрывают растущие антиклинали (рис. 12-17).

Бровка склона желоба и преддуговой бассейн. Восточная часть острова

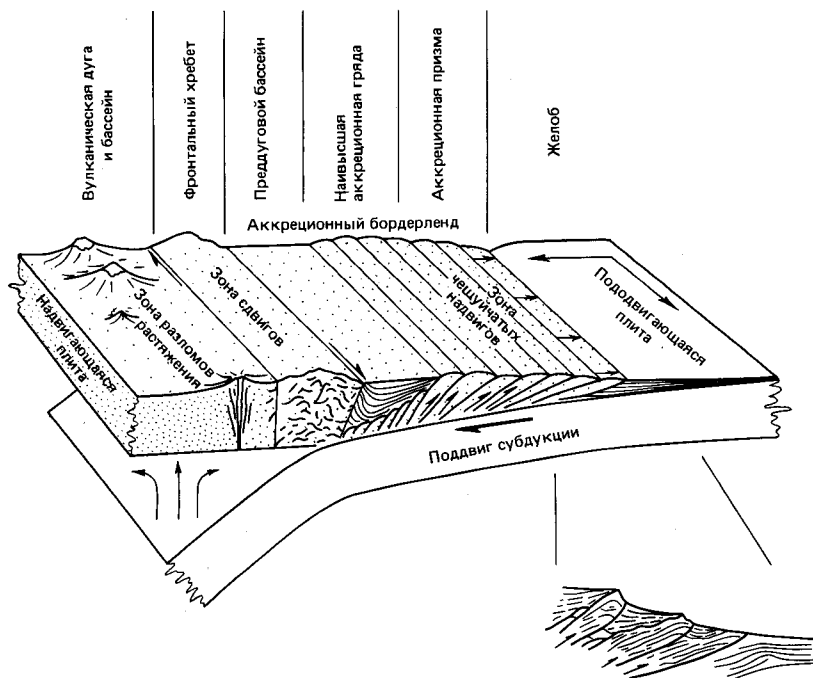


Рис. 12-16. Схематическая модель главных элементов окраины с косою субдукцией восточного побережья острова Северный Новой Зеландии [200].

Северный имеет необычный для преддугового региона вид: самая высокая аккреционная гряда и преддуговой бассейн находятся здесь на суше, где они образуют цепочку прибрежных холмов. В некоторых других районах выступающие части бровки склона желоба возвышаются над морем в виде небольших или средних по размеру островов, к которым относятся, например, острова Барбадос и Кар-Никобар. В большинстве же районов мира бровка склона находится на батиметрических глубинах. Имеется лишь немного мест, где элементы аккреционного клина столь же хорошо обнажены, как в Новой Зеландии. Со стороны суши гряда бровки склона желоба ограничена здесь широким и глубоким преддуговым бассейном.

Фронтальная дуга. Эта структура выражена в виде цепи высоких хребтов, протягивающихся через всю Новую Зеландию. Слагающие их осадочные породы представлены обычно граувакковыми турбидитами позднепалеозойского и мезозойского возраста. Значительная часть фронтального хребта испытала в течение последних нескольких миллионов лет быстрый (4–7 мм/год) подъем [1124].

Вулканическая дуга. За фронтальной дугой находится линия андезитодацитовых вулканов, протягивающихся от вулканического центра Тонгариро в центральной части острова Северный до острова Уайт у его северо-восточного побережья. Андезиты в большинстве случаев оливинсодержащие и являются продуктами извержений, происходивших в течение последних 50 тыс. лет. Вулканическая дуга расположена на восточном краю задугового бассейна шириной 40 км.

Задуговой бассейн. Этот рассеченный разломами грабен заполнен преимущественно пирокластическими отложениями риолитового состава,

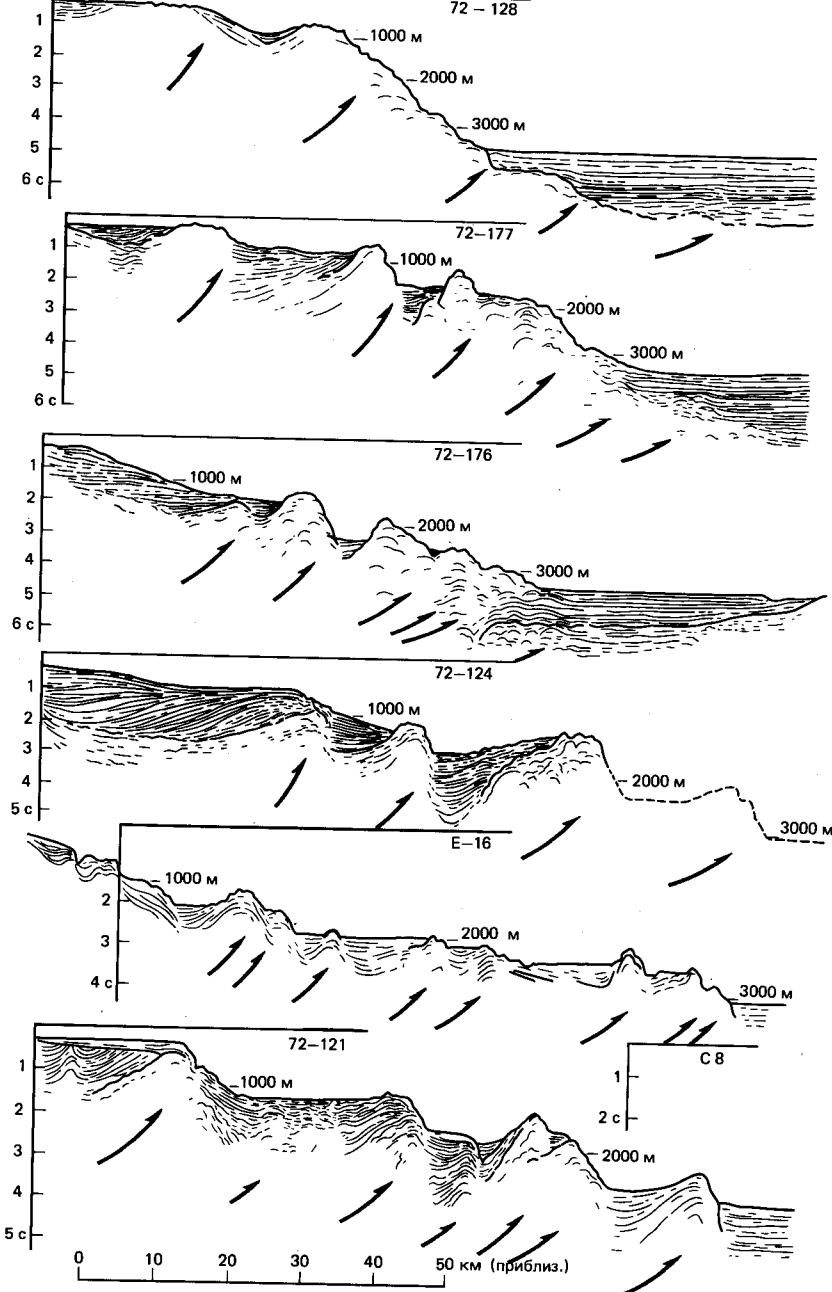


Рис. 12-17. Сейсмические профили через восточную континентальную окраину острова Северный Новой Зеландии. Профили пересекают аккреционный бордерленд (см. рис. 12-16), и на них ясно видны последовательные ступени внутри аккреционной призмы. Верхний, самый северный профиль относится к северной части залива Хокс-Бей, нижний, самый южный проходит на юго-восток от Веллингтона. С правой стороны на всех профилях видны осадки трога Хикуранги, имеющие плиоцен-плейстоценовый возраст и представленные (почти наверняка) турбидитами. Осадки склона в левой части всех профилей в основном мезозойские и раннетретичные. Стрелками показано вероятное положение взбросов с большой сдвиговой составляющей смещения. Вертикальная шкала слева – время двойного прохождения акустического сигнала (в секундах). Цифры над склоном – глубина от уровня океана. Горизонтальный масштаб приблизительный. Линия с наклоном 45° на профиле соответствует уклону около 6° по отношению к линии профиля [200].

мощность которых превышает 2 км. Раскрытие грабена началось 2 млн. лет назад.

Описанная активная окраина приобрела свою современную форму только в течение последних нескольких миллионов лет. Раньше здесь существовала более древняя (среднекайнозойская) система субдукции со своей вулканической дугой на западе, простиравшаяся на север через полуостров Нортленд (рис. 12-14). Хотя в современной системе субдукции хорошо развита аккреционная призма, район Новой Зеландии все же не может считаться типичным представителем конвергентных окраин, так как окраина является здесь промежуточной между конвергентным и трансформным типами; кроме того, задуговой бассейн здесь аномально узкий, а на вулканизм оказывает сильное влияние нахождение в пределах континентальной коры.

Поглощение конвергентных окраин. Дуговые желоба формируются путем активации под действием сжатия прошедших стадию рифтогенеза дивергентных континентальных окраин (рис. 12-18); путем раскола прежде ненарушенной океанской плиты; путем инверсии полярности изолированной внутриокеанской дуги; путем инверсии полярности вследствие приращения внутриокеанской дуги к дивергентной континентальной окраине при столкновении плит (рис. 12-18) [258, 942]. О процессах, дающих толчок началу субдукции, известно пока очень мало. Однако в определенных условиях океанская плита, по-видимому, теряет устойчивость, раскалывается и образует новую зону субдукции. Молнар и Атуотер [754] указывают, что стиль тектонических движений в зонах субдукции в целом связан с возрастом океанского ложа, подвергающегося субдукции. Субдукция океанской коры

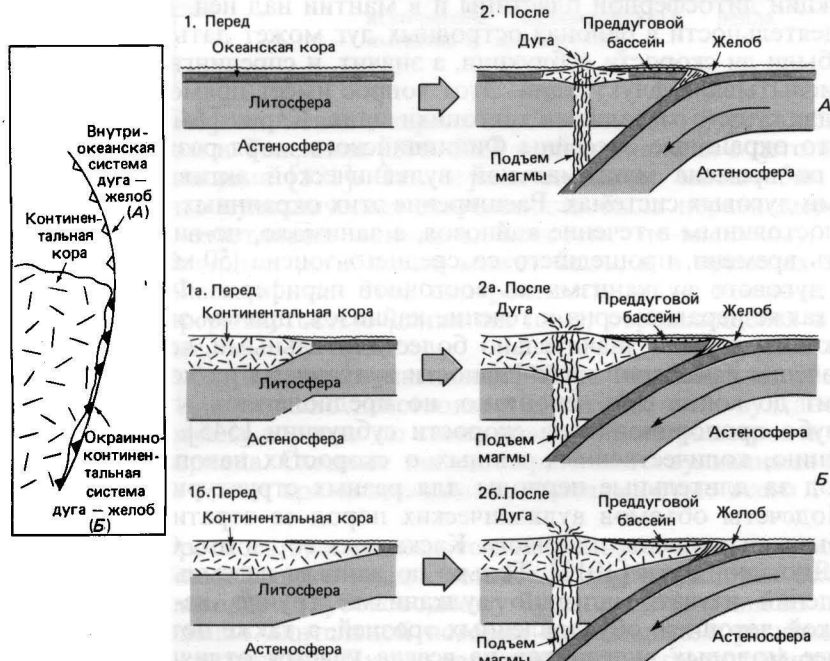


Рис. 12-18. Две модели зарождения конвергентной окраины [258]. А — раскол океанской плиты (внутриокеанская дуга); Б — активация континентальной окраины (дуга континентальной окраины). Слева на врезке показано возможное соотношение вариантов А и Б в плане.

древнее 50 млн. лет, а тем более древнее 100 млн. лет сопровождается обычно внутридуговым спредингом. Субдукция дна океана моложе 50 млн. лет ассоциируется часто с «кордильерской» тектоникой — образованием широких параллельных зон деформаций и высоких гор. Молодой океанской литосфере свойственна большая по сравнению с древней литосферой плавучесть, поэтому она не так легко погружается в астеносферу [754]. Тяжелая древесная океанская литосфера может затягиваться вниз быстрее схождения плит навстречу друг другу. В результате океанская плита теряет устойчивость и начинает погружаться, еще не доходя до существующего желоба. Подобное обрушение океанской плиты может привести либо к образованию задуговых бассейнов, либо к зарождению новой зоны субдукции в задуговом регионе, прежде всего в вулканической дуге, где уже существует ослабленная зона. Для субдукции молодой океанской литосферы, возможно, необходимы дополнительные силы, под действием которых формируются высокие горы и широкие зоны деформации, связанные с андийским типом окраин. Следовательно, если удастся четко распознать в древних геологических разрезах окраины андийского типа, то они могут служить свидетельством субдукции относительно молодой океанской коры [754].

Эпизодичность вулканизма и тектонической активности дуговых систем. Тектонические движения и вулканизм проявлялись в течение всей геологической истории эпизодически [997, 1059], а не постоянно, как часто предполагали на ранних этапах развития теории тектоники плит. Процессы формирования островных дуг также эпизодичны, причем их маркируют вспышки вулканической деятельности [545]. Образование известково-щелочных магм связывают с процессами плавления около погружающейся в зоне субдукции литосферной пластины и в мантии над ней. История вулканической деятельности в районах островных дуг может дать ответ на вопрос о том, были ли скорости субдукции, а значит, и спрединга, постоянными или они испытывали флуктуации. Этот вопрос имеет прямое отношение к проблеме движущего механизма тектоники плит. Кариг [547], например, установил, что окраинные бассейны Филиппинского моря развивались быстрее всего во времена максимальной вулканической активности в связанных с ними дуговых системах. Расширение этих окраинных бассейнов не оставалось постоянным в течение кайнозоя, а занимало, по-видимому, всего одну треть времени, прошедшего со среднего эоцена (50 млн. лет). Интенсивность дугового вулканизма на восточной периферии Филиппинской плиты была также неравномерна в течение кайнозоя, причем эпизоды активизации вулканизма были значительно более длительными, чем фазы расширения. Значение изменений интенсивности вулканизма на конвергентных границах плит до конца еще непонятно, но предполагают, что интенсивность эта грубо пропорциональна скорости субдукции [545].

К сожалению, количественных данных о скоростях накопления изверженных пород за длительные периоды для разных структурных зон пока еще мало. Подсчеты объемов вулканических пород со стратиграфическим контролем были выполнены для части Каскадных гор в шт. Орегон [704] и для части Японской дуги [1012]. Только по данным наземных геологических наблюдений изучать историю вулканизма трудно из-за пробелов в геологической летописи, обусловленных эрозией, а также потому, что наложение более молодых вулканитов не всегда удается отличить от периодов затишья вулканизма. Отсюда следует важность прямого сопоставления субаэральных и субаквальных вулканогенных отложений. Первые исследования более длительной истории эксплозивного вулканизма по про-

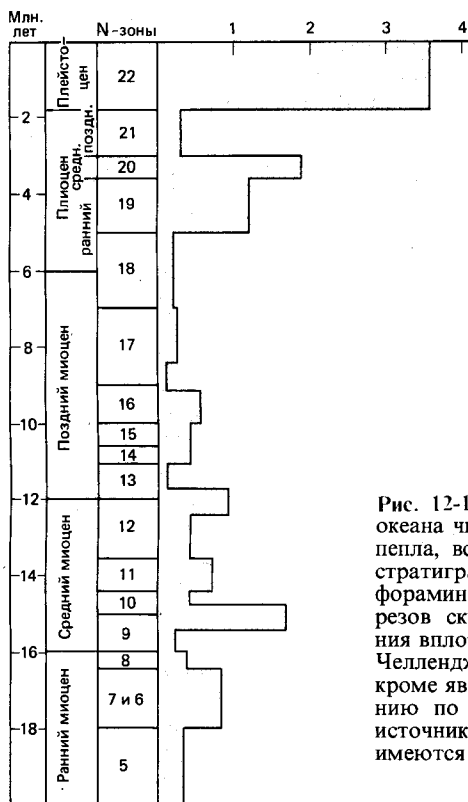


Рис. 12-19. Среднее для Мирового океана число прослоев вулканического пепла, встреченное в каждой из биостратиграфических зон плактонных фораминифер (N-зон) неогеновых разрезов скважин глубоководного бурения вплоть до рейса 34 судна «Гломар Челленджер». Среди этих прослоев кроме явно подвергавшихся перемещению по нормали к предполагаемым источникам вулканического пепла имеются и другие [581].

слоям вулканического пепла в кернах глубоководного бурения были выполнены Кеннеттом и Танеллом [586–588] и сопоставлены с летописью субаэрального вулканизма [581]. Эти ограниченные по масштабам измерения показывают, что вулканическая деятельность была неравномерной, протекала в виде отчетливых эпизодов, которые, по-видимому, синхронны в пределах обширных регионов, а может быть, и в пределах всей Земли. Мы пока не знаем причин этой синхронности, но не исключено, что она обусловлена прерывистостью движения плит, отражающейся в эксплозивном вулканизме.

Летопись субаэрального вулканизма [704] показывает, что большинство действующих или недавно действовавших андезитовых вулканов на окраинах Тихого океана доросли до своих современных размеров в течение четвертичного периода. Сходные эпизоды третичного вулканизма были также сосредоточены в виде кратковременных, длительностью всего 1–2 млн. лет, вспышек.

Изучение прослоев вулканического пепла и продуктов его вторичных изменений в кайнозойских и позднемезойских глубоководных осадках стало возможным благодаря глубоководному бурению. Это один из лучших способов исследования длительной истории вулканизма в регионах с разной тектонической ситуацией. Путем изучения тифростратиграфии в разрезах скважин глубоководного бурения [586, 587, 588] были получены веские доказательства в пользу синхронности или приблизительной синхронности вулканической активности обширных регионов вокруг Тихого океана, а воз-

можно, и других океанов [581, 1099, 1102]. Оказалось, что в течение определенных интервалов времени в кайнозой усиленная вулканическая деятельность охватила крупные сегменты Тихоокеанского кольца. Результаты этих исследований позволяют получить достоверную (в известных пределах) летопись экструзивного и эксплозивного вулканизма (рис. 12-19). Хотя в пределах отдельных регионов обнаруживаются существенные различия записи эпизодов вулканизма в наземных и океанских разрезах, удалось выявить корреляцию между вулканической деятельностью в юго-западной части Тихого океана, в Центральной Америке и в Каскадных горах на западе Северной Америки. Выделяются две наиболее яркие вспышки позднекайнозойского вулканизма: четвертичная, названная *каскадным эпизодом* [581], и среднемиоценовая, названная *колумбийским эпизодом* [1113]. Менее выразительные эпизоды имели место в конце миоцена—начале плиоцена, 6–3 млн. лет назад (*фиджийский эпизод*), и в позднем миоцене, 11–18 млн. лет назад (*андийский эпизод*) [581]. Датирование пепловых слоев в наземных разрезах показывает, что эпизоды интенсивного вулканизма продолжались очень недолго и были разделены более длительными периодами относительного спокойствия.

Таким образом, были выявлены общие черты эпизодичности вулканизма на границах плит в пределах обширных регионов. Выяснилось, что эпизоды вулканизма могут действовать в унисон, и что геохимическое подобие и исторический характер вулканизма могут быть сходными в обширных регионах. Резкое усиление эксплозивного вулканизма в позднем кайнозойе может быть связано с увеличением тектонической активности на континентах. Представляется, что многие из крупных горных систем мира испытывали значительный подъем в течение последних 2 млн. лет. К ним относятся Альпы и Гималаи в Евразии, Сьерра-Невада и Анды в Америке. С этой тектонической активностью связано, вероятно, усиление вулканизма, отмеченное по наземным разрезам [704, 586].

Причины подобной эпизодичности вулканической и тектонической активности в островных дугах и на окраинах континентов неизвестны, но заключаются, вероятно, в скоростях схождения (конвергенции) плит [138, 175, 586, 907]. Синхронность эпизодов активности в большей части Тихоокеанского кольца [581] указывает на тектонический контроль глобального масштаба. До сих пор не разрешена принципиально важная проблема эпизодичности вулканизма в эпохи относительно однородного спрединга, на которой столкнулись разные концепции глобальной тектоники [475, 702, 907]. Большие масштабы эпизодических событий свидетельствуют о действии глобальных, а не региональных или локальных факторов. Хотя интенсивность вулканизма должна иметь какое-то отношение к скоростям субдукции и спрединга океанского дна, амплитуда изменений вулканической активности со временем гораздо больше, чем известные причины флуктуаций скорости спрединга, а поэтому последние не могут быть единственной их причиной. На основании этих соображений Кеннетт и Танелл [586] высказали предположение, что эксплозивный вулканизм выступает здесь в качестве чувствительного усилителя эффекта изменения скоростей спрединга и субдукции.

Если эпизоды вулканизма связаны с изменениями скорости субдукции, то в них должны найти какое-то отражение изменения скорости спрединга. Усиление в периоды более быстрого спрединга сдвиговых напряжений и процессов плавления на литосферных границах должно привести к увеличению интенсивности эксплозивного вулканизма, тогда как во время более

медленного спрединга вулканическая деятельность должна затухать. Наиболее точную запись горизонтальных движений плит можно найти на срединно-океанских хребтах с максимальными скоростями спрединга, где в течение данной эпохи геомагнитной полярности формируется больше всего нового океанского дна и где вызванные формами рельефа дна «шумы» меньше всего искажают геомагнитные сигналы [865]. Районом максимальной скорости спрединга во всей системе срединно-океанских хребтов является отрезок Восточно-Тихоокеанского поднятия на западном краю плиты Наска. Средняя полускорость раздвижения составляет здесь около 8 см/год. Рей и Шейдеггер [865] в результате детальных исследований в нескольких участках вдоль границы плит Наска и Тихоокеанской установили, что скорость спрединга менялась мало в течение последних 4 млн. лет.

Проблема эпизодичности вулканизма приобрела особую популярность после обнаружения [586, 1099] явной синхронности кайнозойской вулканической активности в Тихоокеанском кольце и в Гавайско-Императорской цепи [523, 865, 957, 1099, 1102], где усиление вулканизма в среднем миоцене и в конце кайнозоя хорошо задокументировано (рис. 12-20). Последний эпизод начался около 5 млн. лет назад и продолжает усиливаться вплоть до сегодняшнего дня. Кривые величины интенсивности вулканизма¹, выведенные из анализа рельефа срединного хребта Фогтом [1099, 1102], Джексоном с соавторами [523], Рейем и Шейдеггером [865], показывают приемлемую корреляцию с радиометрическими датировками и данными о частоте встречаемости пепловых прослоев [581]. Сходная картина выявлена по более ограниченным данным для других районов горячих точек, в том числе для Атлантического океана [1099, 1101]. Рей и Шейдеггер [865] установили временную связь вариаций вулканической деятельности (в том числе гавайских извержений), изменений содержания кремнезема и накопления пепла в глубоководных осадках с эпизодами вулканизма Тихоокеанского кольца и со скоростями спрединга. Отсюда следует, что существуют черты сходства истории вулканической деятельности в таких принципиально различных по тектоническому режиму районах, как гребни срединно-океанских хребтов, внутриплитные центры вулканизма, зоны субдукции и континентальные окраины. Все измеренные параметры указывают на усиление вулканической активности в конце кайнозоя (от 2 млн. лет назад поныне). Как говорилось в гл. 9, возможно, существует также связь между изменениями интенсивности вулканизма срединно-океанских хребтов и колебаниями уровня океана [581, 1068].

Таким образом, сходство темпов вулканической деятельности в регионах с разным тектоническим режимом (рис. 12-20) показывает, что эпизодичность не всегда обусловлена такими локальными факторами, как региональные вариации скорости субдукции. Вулканическая активность, связанная с конвергентными границами плит, с горячими точками вроде Исландии и Гавайев [1099] и со срединно-океанскими хребтами, бывает синхронной во времени. Глобальные вариации в динамике движения литосферных плит, а, может быть, также смена регрессий и трансгрессий на континентальных окраинах регистрируются в конечном счете слоями вулканического пепла [586].

Основные неразрешенные проблемы конвергентных окраин. Поскольку даже самые мощные многоканальные установки сейсмопрофилирования едва

¹ У автора — extrusion rates (скорости экструзии), которые выражаются в среднегодовых объемах извергшихся вулканитов. — Прим. перев.

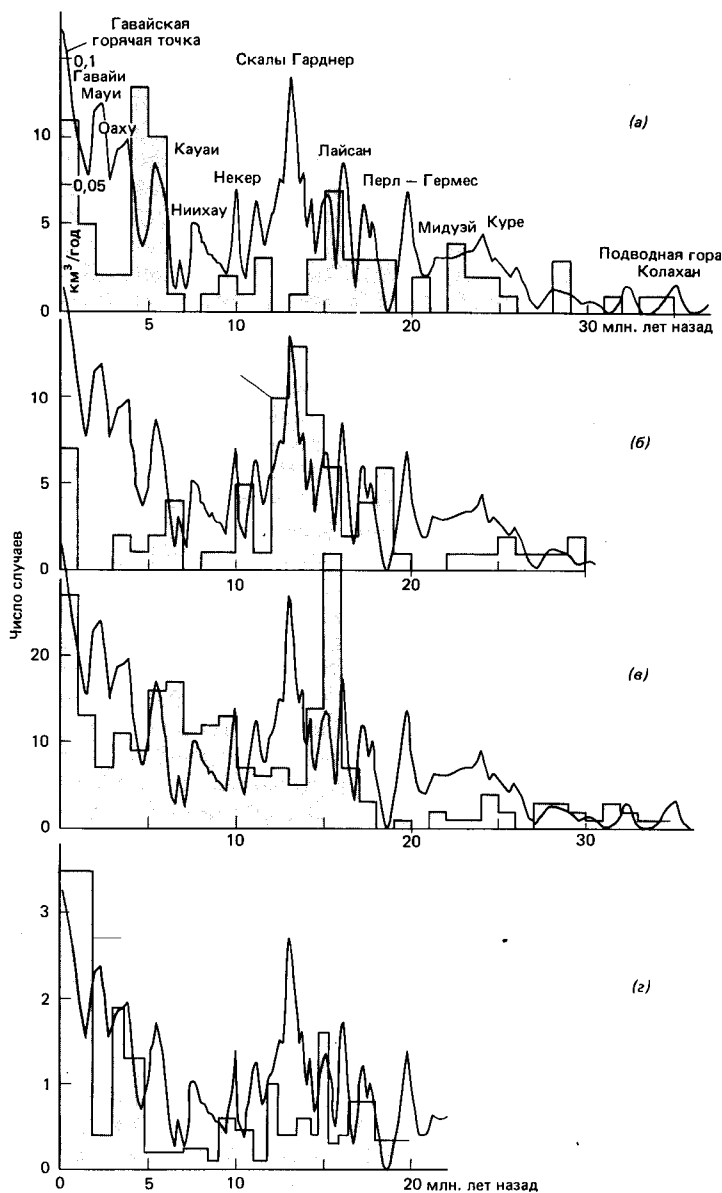


Рис. 12-20. Масса пород в вулканах Гавайской цепи, выраженная как скорость разгрузки в $\text{км}^3/\text{год}$ (одинарная линия) [1099, 1101] в сравнении с показателями активности вулканизма Тихоокеанского кольца по трем регионам и с глобальной частотой встречаемости пеплов [581]. Все показатели отнесены к шкале времени. Обращает на себя внимание непостоянный колебательный характер поведения всех параметров. Шкала времени для Гавайской цепи получена путем сглаживания опубликованных радиометрических датировок. Данные по центральной части шт. Орегон, вероятно, сдвинуты в сторону молодых пород. Частота встречаемости тefры в интервале от 30 млн. до 20 млн. лет, по-видимому, занижена [1102]. Сравнение масс вулканов Гавайской цепи с параметрами вулканизма по регионам (а-в) и для всего мира (г) — заштрихованные гистограммы: а — юго-западный сектор Тихоокеанского кольца; б — Центральная Америка; в — центральная часть шт. Орегон; г — глобальная частота встречаемости пепла.

ли способны раскрыть глубинные структуры зон субдукции и на активных окраинах пробурено мало глубоких скважин, многие важнейшие вопросы, касающиеся процессов, происходящих на конвергентных окраинах, остаются без ответа. Хотя общая тектоническая теория объединила наземные и морские геологические исследования, до сих пор сохраняется большой пробел между простой моделью субдукции на конвергентных окраинах и геологическими соотношениями, наблюдаемыми на суше. По мере того как возрастают возможности проникновения в глубинные структуры активных окраин, возникают все новые проблемы, осложняющие картину. Из множества вопросов, остающихся без ответа, укажем следующие [356]:

1. Каким образом простое тектоническое скучивание (stacking) создает сложные структуры, наблюдавшиеся в орогенных поясах побережий?
2. Чем контролируется локализация островодужных зон субдукции?
3. Почему спрединг происходит внутри дуги, а не вдоль связанной с субдукцией ослабленной зоны вблизи желоба? Почему внутридуговые бассейны так малы?
4. Какая часть осадков скапливается в аккреционной призме и какая уходит в зону субдукции на разных типах конвергентных окраин? Как это влияет на структуру аккреционной призмы?
5. Насколько верны современные представления о том, что флишевые и грауваквовые толщи представляют собой древние аккреционные призмы, а офиолитовые комплексы — корни древних зон субдукции? Где находятся современные геосинклинали? Где в пределах современных континентальных окраин расположены тектонические структуры, выявленные в наземных обнажениях?

Трансформные активные окраины

Континентальный бордерленд: Калифорния. Морфология дна океана у побережья южной Калифорнии отражает специфику тектонического строения этого региона. Настоящий континентальный шельф имеет здесь ширину всего несколько километров, а рядом с ним располагается протяженная (1000 км) широкая (200 км) область с чередованием впадин (бассейнов), банок и островов, носящая название *континентального бордерленда* [294]. Мористее провинции бордерленда проходит континентальный склон. Континентальный бордерленд находится на континентальной коре. В него входят около 20 расположенных в шахматном порядке бассейнов, соединенных в три неправильных ряда (рис. 12-21). Длина отдельных бассейнов по оси варьирует в пределах от 50 до 200 км, а ширина от 20 до 100 км. Все бассейны (кроме трога Сан-Диего) представляют собой замкнутые депрессии глубиной от 1000 до более чем 2000 м при глубине разделяющих их покровов от 200 до более чем 2000 м [389].

Происхождение рельефа поднятых блоков и бассейнов бордерленда связывают с тектоническим режимом широкой и рассредоточенной зоны трансформных разломов, приуроченной к разлому Сан-Андреас [219]. Контуры уступов, форма банок, гряд и островов, а также конфигурация бассейнов указывают на образование некоторых из бассейнов в результате раздвижения [219]. Считается, что раскрытие бассейнов произошло в результате движений по системе разветвляющихся субпараллельных поперечных разломов с тем же направлением смещения, как и в разломе Сан-Андреас. Поскольку тектонические структуры имеют позднекайнозойский возраст, времени для заполнения бассейнов осадками и выравнивания релье-

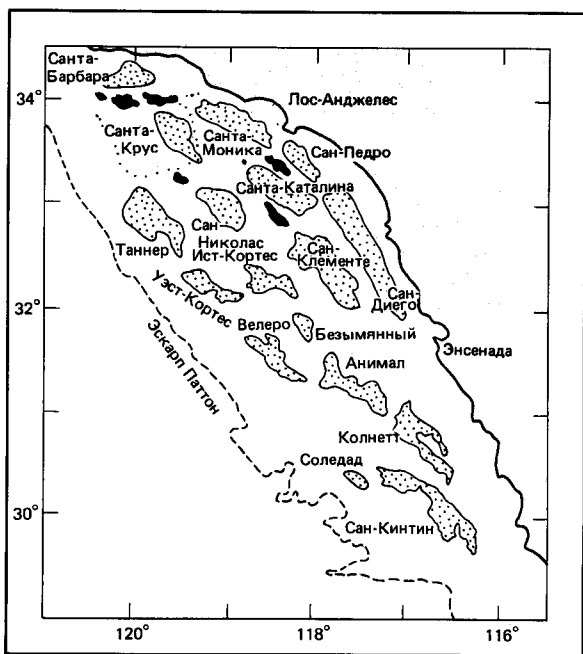


Рис. 12-21. Калифорнийский континентальный бордерленд. Показаны контуры основных бассейнов. Центр апвеллинга находится в районе к югу от островов Чаннел, откуда он распространяется на юг до 33° с.ш. [399, с. 1056].

ефа было недостаточно. Поэтому рельеф дна бордерленда довольно расчлененный по сравнению с большинством континентальных платформ. Бордерленд начал формироваться в позднем миоцене (10–5 млн. лет назад). С этого времени под действием периодических тектонических движений осадочные толщи деформировались. В современных бассейнах согласно залегающие, непрерывные, мало нарушенные слои, начиная с позднемiocеновых (около 3 млн. лет), перекрывают все сильнее деформированные книзу более древние позднекайнозойские осадочные толщи [389].

Бордерленд представляет собой уникальную современную обстановку осадконакопления, в которой окраинные бассейны образуют ряд по мере увеличения расстояния от источников питания. Наиболее удаленные от берега бассейны получают мало терригенного обломочного материала, и в них накапливаются только пелагические или гемипелагические осадки. Сейсмопрофили показывают, что мощность осадков наибольшая в прибрежных бассейнах. Переувлажнение осадков из этих бассейнов в соседние, расположенные мористее, начинается только после заполнения первых осадками до уровня порога [294]. На суше прослеживается серия более древних (миоцен-плиоценовых) бассейнов, заполненных осадками, представляющих наземное продолжение провинции бордерленда. Некоторые из них, например бассейны Лос-Анджелес и Вентура, являются нефтеносными.

Процессы столкновения на континентальных окраинах

Окраины столкновения (collision margins) являются наиболее сложными и наименее изученными элементами тектоники плит. По выражению Питера Молнара, чрезвычайно расчлененный рельеф и запутанная структура этих регионов отражают бурную тектоническую «погоду» в условиях относительно спокойного тектонического «климата». Столкновение континентов

является неизбежным следствием движения плит, представляя собой *не редкое, а обычное явление* [251]. Дж. Тузо-Вилсон в 1965 г. пришел к заключению, что в эволюции океанских бассейнов действует своего рода цикличность: раскрытие в течение одной фазы и замыкание с образованием орогенных поясов, подобных Аппалачам, в течение другой (см. гл. 6). Горные хребты метят места, где океаны замыкаются, вычеркивая из геологической летописи значительную долю информации о своей истории. Данные, полученные в северо-западной Канаде, показывают, что процессы раскрытия и замыкания океанов 2 млрд. лет назад сходны с современными [155]. Таким образом, процессы тектоники литосферных плит действовали на Земле по меньшей мере в течение всего этого времени, и нет необходимости придумывать какие-то другие, неактуалистические механизмы горообразования для объяснения древних складчатых поясов. Окраины столкновения характеризуются развитием *обдукции* (аккреции коры за счет надвиговых деформаций), интенсивным внедрением офиолитов (см. гл. 7), а иногда перевертыванием (инверсией) дуговых систем.

Представления о процессах горообразования претерпели длительную эволюцию. В 1857 г. Джеймс Холл обратил внимание на то, что Аппалачи сложены смятыми в складки осадочными породами, мощность которых намного больше, чем однообразных отложений в не нарушенных складкообразованием районах. Это привело к центральной идее *геосинклинальной теории* о том, что горные хребты не могут образоваться без предварительного накопления мощных толщ осадков. Позже геологи, работавшие в европейских Альпах, обнаружили в складчатых толщах глубоководные осадки. Ассоциация богатых радиолариями глубоководных осадков с офио-

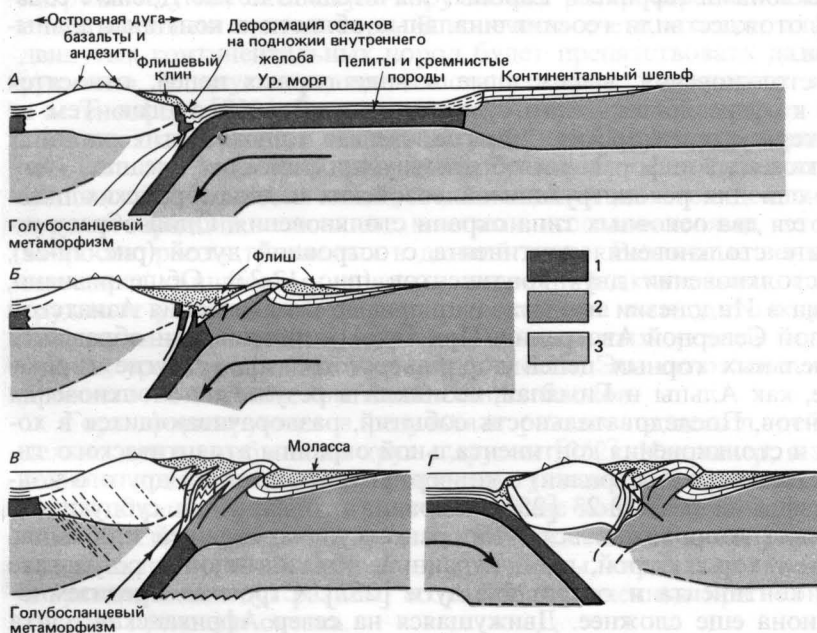


Рис. 12-22. Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, за которым последовало изменение направления поддвига плит [252, с. 2611]. Слои литосферных плит: 1 - океанская кора; 2 - континентальная кора; 3 - мантия.

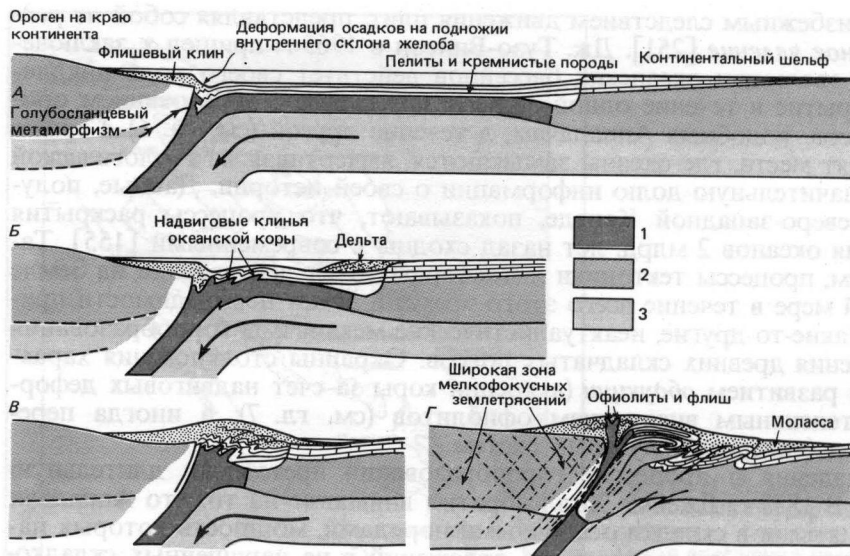


Рис. 12-23. Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении двух континентов [252, с. 2642]. Условные обозначения слоев литосферных плит см. на рис. 12-22.

литатами привела к представлениям о существовании глубоководного бассейна на месте Альпийской геосинклинали, ограниченной представлениям шельфами и склонами Африки и Европы. Значительно позже Дрейк с соавторами [276] отождествили геосинклинальные области с континентальными окраинами.

Окраины столкновения, выраженные в виде горных цепей, относятся прежде всего к сфере деятельности сухопутных полевых геологов. Тем не менее они интересуют и морских геологов, так как только в этих регионах сохранилась какая-то информация об исчезнувших древних океанах. Особенно важны они для реконструкции палеозойских и докембрийских океанов. Выделяются два основных типа окраин столкновения. Одни образуются в результате столкновения континента с островной дугой (рис. 12-22), другие — при столкновении двух континентов (рис. 12-23). Общепризнано, что дуга Банда в Индонезии представляет пример столкновения Азиатской дуги с окраиной Северной Австралии. При таком столкновении образуется серия параллельных горных цепей кордильерского типа. Другие горные хребты, такие, как Альпы и Гималаи, возникли в результате столкновения двух континентов. Последовательность событий, разворачивающихся в ходе сближения и столкновения континентальной окраины атлантического типа (такой, как на севере Австралии) с конвергентной окраиной другого континента, показана на рис. 12-23 [252]. Окраина столкновения субдукционного типа может сопровождаться либо ранее существовавшей или вновь формирующейся кордильерой, либо окраиной, образованной в результате столкновения континента и островной дуги [252]. Строение Средиземноморского региона еще сложнее. Двигающаяся на север Африканская плита поглощается здесь Ионическим (Геленским.—*Ред.*) желобом, расположенным к югу от Эгейской дуги. Если судить по современному движению плит, то столкновение Греции и Турции в будущем неизбежно [252]. Альпийский складчатый пояс между Ионическим желобом и Европейской плат-

формой представляет собой комплекс структурных швов—следов древних желобов, сложенных флишем, метаморфическими породами фации голубых сланцев и офиолитами. Кристаллические массивы между этими швами являются, вероятно, бывшими микроконтинентами или островными дугами, скопившимися на северной окраине моря Тетис в результате ряда столкновений [252]¹.

После столкновения прежней континентальной окраины атлантического типа с желобом континент прижимается к аккреционной призме и частично пододвигается под нее. Когда шовная полоса окончательно замкнется, породы прежде пассивной континентальной окраины могут вовлекаться в связанные с субдукцией надвиговые деформации (рис. 12-23). Частичная субдукция продолжается до тех пор, пока плавучесть пододвинутого края континента не приостановит процесс погружения плиты, после чего вновь происходит образование крупных надвигов (рис. 12-23) [256]. В Гималаях надвиговой комплекс шириной более 100 км состоит из пород полуострова Индостан, в том числе его фундамента.

Хотя хорошо известно, что континентальная кора слишком легка, чтобы погрузиться в зону субдукции, в орогенных поясах, подобных Гималайскому, имеются явные свидетельства крупномасштабного ее сокращения (до 1000 км) за счет надвижения. Таким образом, частичное пододвижение континентальной коры все же возможно [754], хотя величину его определить трудно. В субдукции континентальной коры участвуют, вероятно, два процесса. Во-первых, нижняя часть континентальной литосферы достаточно холодная и плотная, чтобы в случае частичного отрыва от вышележащей литосферы начать погружаться. Во-вторых, воздействие силы гравитации на погружающуюся океанскую кору может распространиться и на спаянную с ней континентальную кору. В конечном счете, однако, плавучесть пододвинутой континентальной пород будет препятствовать дальнейшему разрушению, а опускающаяся пластина может отколоться и погрузиться в астеносферу [722]. Вслед за исчезновением желоба может произойти интенсивная деформация обширных районов. Структуры, возникающие в результате столкновения, чрезвычайно разнообразны и зависят, вероятно, от мощностей осадочных толщ, накопившихся до столкновения. Эти структурные вариации, описанные многими исследователями, не входят в круг вопросов, рассматриваемых в данной книге. Различные зоны деформации, связанные с широкими поясами вторичной активизации фундамента, затрудняют установление первичного контакта между столкнувшимися континентальными массами, особенно на вскрытых эрозией глубинных структурных уровнях древних орогенных систем. Это осложняет восстановление прежнего положения континентальных блоков.

Горы формируются в результате разных процессов, действующих отдельно или в комбинации друг с другом [252]. Например, в эволюции орогенного пояса Аппалачей принимали участие как ордовикские островные дуги с кордильерами, так и столкновение континентов в девоне [252]. Таким образом, орогенные пояса, находящиеся сейчас внутри континентов, представляют собой, вероятно, комплексы кордильер, микроконтинентов и вулканических дуг разного возраста, соединенные при окончательном закрытии прежнего океана.

Тектоническая эволюция Средиземноморья. Средиземное море представ-

¹ История океана Тетис и Средиземного моря, по данным совместных советско-французских исследований, представляется сейчас иначе.—Прим. ред.

ляет собой результат неполного столкновения Африки и Евразии. Процесс конвергенции находит отражение в проявлениях современного вулканизма и сейсмичности как в западной, так и в восточной его части. Это море является классическим примером сравнительно небольших, сложно построенных глубоких, со всех сторон окруженных континентами морских бассейнов, которые Шепард [959] называл *межконтинентальными* (точнее, средиземными). К таким же бассейнам относятся Мексиканский залив, Карибское и Южно-Китайское моря, хотя по тектоническому строению они все разные. Глубина этих замкнутых бассейнов несколько меньше, чем глубина крупных океанов, хотя она может достигать 4000 м. По своему геологическому строению Средиземное море — одна из самых сложных конвергентных окраин мира прежде всего потому, что она представляет собой зажатый между континентами бассейн, лежащий на границе столкновения движущейся на север Африки с Евразией. Представления о тектонической эволюции Средиземноморья весьма противоречивы, что связано как со сложностью его строения, так и с разногласиями между многочисленными европейскими исследователями разных национальностей и геологических школ. Поскольку эволюция Средиземного моря обусловлена столкновением двух континентов, то многие геологические свидетельства ее заключены в смятых в складки и разбитых шарьяжами орогенных поясах, которые обрамляют этот регион.

Средиземное море занимает широкую впадину, простирающуюся от Гибралтарского пролива до Левантийского побережья на расстояние 4000 км. Она делится на три физиографические провинции:

1. Балеарский бассейн, дно которого представляет собой плоскую абиссальную равнину.

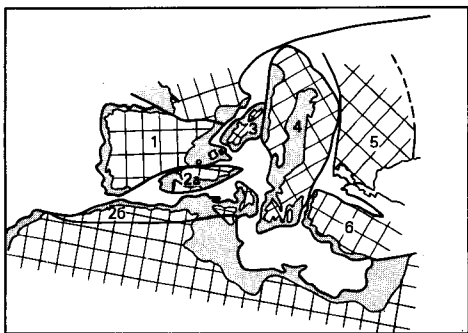
2. Тирренское и Эгейское моря, отличающиеся наличием многочисленных подводных гор и действующих вулканов.

3. Восточная провинция, доминирующей формой рельефа которой является дугообразный подводный Восточно-Средиземноморский вал.

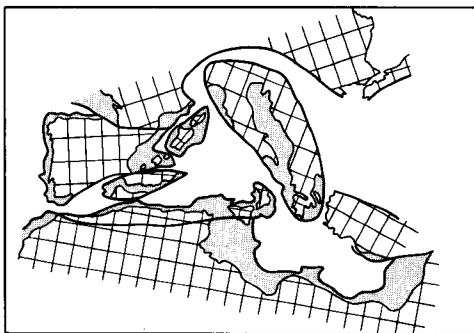
Все три провинции сходны тем, что в каждой толща плиоцен-четвертичных терригенных осадков подстилается позднемиоценовыми эвапоритами, под которыми залегают глубоководные осадки допозднемиоценового возраста. Но бассейны отличаются друг от друга по возрасту и тектоническому развитию. Балеарский, Тирренский и Эгейский являются относительно молодыми (олигоцен-четвертичными) бассейнами окраинного типа, тогда как Восточное Средиземноморье представляет собой реликт раннемезозойского океана и его южной континентальной окраины.

Арган [15] первым объяснил сложность средиземноморской тектоники дрейфом континентов и вращением микроконтинентов. Согласно его представлениям, столкновение континентов привело к закрытию моря Тетис. Дно Средиземного моря и окружающие его горные хребты представляют собой западное продолжение гораздо более крупного тектонического пояса Тетис, который проходит на восток через Ближний Восток и Азию. Изучая биогеографию юрской фауны, Неймаер [783] впервые высказал идею о древнем Средиземноморском бассейне, простиравшемся от Индии до Центральной Америки, другими словами, о Тетисе Зюсса [1007]. Дю Тойт [281] предположил, что Тетис разделял Лавразию и Гондвану начиная с середины палеозоя.

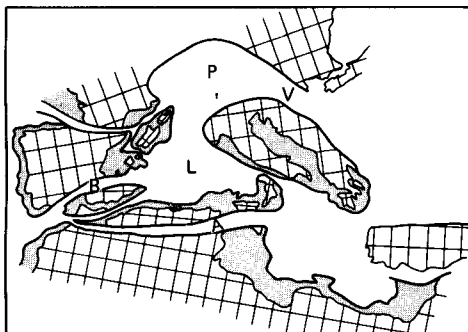
Структурные взаимоотношения между тектоническими поясами Северной Африки и Южной Европы надежно скрыты под дном Средиземного моря. Современные геофизические исследования, глубоководное бурение



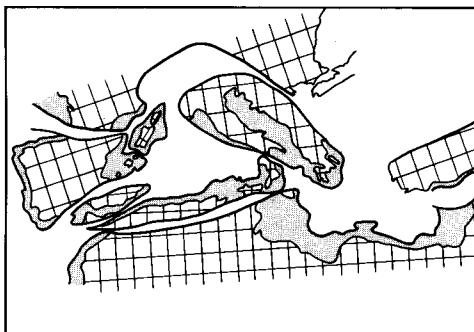
(a)



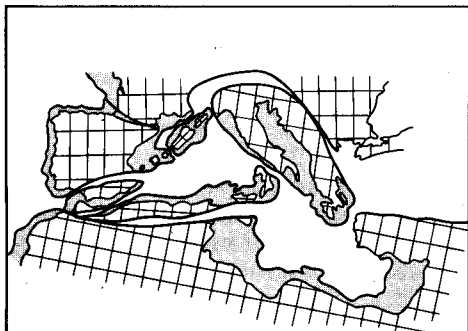
(b)



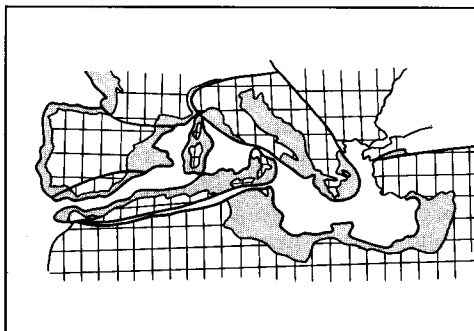
(c)



(d)



(e)



(f)

Рис. 12-24. Одна из моделей тектонической эволюции Средиземного моря [494]. *а* – реконструкция микроконтинентов позднего триаса: 1 – Иберия, 2а – Альборан (Риф – Бетик), 2б – Альборан (Кабилия), 3 – Корсо – Сардиния, 4 – Итало-Динаридский, 5 – Болгарский, 6 – Анатолия, б – Альпийский Тетис в поздней юре; *в* – Альпийский Тетис в раннем мелу; *А* – Атласская геосинклиналь; *В* – Бетийская геосинклиналь; *Л* – Лигурийская эвгеосинклиналь; *Р* – Пеннинская эвгеосинклиналь; *В* – Вардарская эвгеосинклиналь. Альпийская геосинклинальная система достигла наибольшей ширины; *г* – Альпийский Тетис в позднем мелу. Обратите внимание на удаление Вардара и сужение Пеннин в результате поглощения плиты в течение мела. Полностью развилась Таврическая эвгеосинклиналь (*Т*). В ходе спрединга сформировался массив Троодос на Кипре; *д* – Альпийский Тетис в позднем эоцене. Столкновение Итало-Динаридского блока с Евразией привело к позднеэоценовым деформациям в Западных Альпах. Наклон зоны субдукции изменился с северного на южный. Движение Альборанского блока вызвало деформацию в Бетике, Рифе и Теллианском Атласе; *е* – Средиземноморье в среднем миоцене, после поворота Корсики и Сардинии. Промежутки между Евразией и микроконтинентами почти все ликвидированы обширным ранне- и среднемиоценовым орогенозом. Средиземноморье принимает почти современные очертания. Только Альборанскому блоку предстоит еще переместиться в тортонском веке, чтобы расширить Тирренское море до его сегодняшних размеров [494].

и переосмысливание старых данных в свете тектоники плит выявили здесь постоянно меняющуюся мозаику малых и крупных плит, движение которых создает хребты, желоба, задуговые бассейны и островные дуги. Новая интерпретация подтверждает представления о том, что Средиземное море является сложной тектонической структурой, сочетая в себе реликт Тетиса и более молодые наложенные бассейны, связанные с развитием *Неотетиса* [494]. Такая интерпретация основана на больших контрастах между тектоникой западных бассейнов, созданных путем рифтогенеза в условиях растяжения, и тектоникой Восточного Средиземноморья, находившегося длительное время под воздействием сил сжатия [494, 497]. Осадочные разрезы Восточного Средиземноморья свидетельствуют о существовании этого бассейна как части Тетиса в течение мезозоя и о его постоянном сокращении с того времени. Последние фазы сжатия Восточного Средиземноморья были вызваны относительным перемещением Африканской, Аравийской и Евразийской плит, приводившим в движение лежащие между ними микроплиты. Остальные, западные, части Средиземного моря и Эгейское море представляют собой задуговые бассейны, образовавшиеся в середине третичного периода в тылу зон субдукции, ныне представленных Апеннинскими, горами Атлас и Элленидами.

На основании анализа, предпринятого Хсю [494], тектоническую эволюцию Средиземного моря можно свести вкратце к следующим этапам, перечисленным ниже и схематически показанным на рис. 12-24. Нужно иметь в виду, что это лишь одна из возможных точек зрения, хотя и наиболее современная, о строении этого исключительно сложного региона.

В ранней юре Пангея раскололась на северный и южный суперконтиненты. В это время между Европой и Африкой образовались три микроконтинента: 1) Альборанский; 2) Итало-Динарийский и 3) Болгарский (рис. 12-24, а, б). Возникновение юрских и меловых бассейнов на западе сопровождалось деструкцией триасового Тетиса в зоне субдукции на востоке. В юре и раннем мелу по мере движения Африки в восточном направлении от нее начали отделяться микроконтиненты (рис. 12-24, в). Они двигались в сторону Евразии впереди основного массива Африки, дрейф которого на север начался позже (рис. 12-24, д, е). В результате первичное Восточное Средиземноморье замкнулось (рис. 12-24, з, д). Под действием дальнейшего движения Африки на север продолжалось сжатие восточной части Средиземного моря; в конечном счете это приведет к ее разрушению.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссаль 252 -
Абиссальная равнина 34, 44, 339, 345
Абиссальные холмы 34, 35, 44
Абразионная терраса 254
Австралийская плита 192
Агерматипные кораллы 303
Агульяс, котловина 38, 40
Агульясово течение 236
Азиатская плита 135
Азойская зона океанов 15
Айрган (воздушная пушка) 19, 49, 50, 56, 203
Аккреционная гряда 367
- призма 344-347, 349-352, 366, 367, 375, 379
Аккреционный бордерленд 367, 368
Аккреция континентов 315
Акме-зоны 59, 69
Активный окраинный бассейн 344
Алеутская абиссальная равнина 41
- дуга 150, 152, 153, 170, 354, 358
- котловина 41
- сейсмическая зона 145
Алеутский желоб 41, 46, 134, 151, 164, 170, 179, 181, 354
Алеутское течение 235
Альборан, микроконтинент 381
Альпийская геосинклинальная система 381
Альпийский разлом 182, 184, 364, 365
Аляскинское течение 235, 236
Американская плита 170, 176
Амфиболитовая фация 201, 207
Анализ первых вступлений сейсмических волн 143, 144
Анатолия, микроконтинент 381
Ангольская абиссальная равнина 40
- котловина 38
Андаманский бассейн 360
Андезитовая линия 200, 356
Андезитовый вулканизм 200, * 355, 357, 361
Анимал, бассейн 376
Антарктическая плита 134, 138, 173, 179, 198
Антарктическое циркумполярное течение 231, 235, 243, 244
Апвеллинг 238-241, 307, 333, 376
- ветровой 241
- плотностный 241
Апшалацкая миогеосинклиналь 333
Аравийская котловина 38
- плита 134
Аргентинская абиссальная равнина 40
- котловина 38, 50, 190
«Аренашоло», бескислородные слои 97
Асейсмичные хребты 166-169
-- парные 169, 170
Астеносфера 23, 24, 153, 175, 220, 339, 361, 369
Астория, конус выноса 349
Атласская геосинклиналь 381
Атмосфера 24
Атолл 305, 306
Афар, впадина 319
Африканская плита 134, 138, 163, 188, 192, 378
Базальтово-риолитовый бимодальный вулканизм 347
Балеарский бассейн (котловина) 38, 380
Бализ, лопасть субдельты Миссисипи 284
Балтиморский каньон 332-334
Банда, дуга 378
Банка 296
Бар 286, 287
Барьер 293-295
Барьерный остров 293, 295, 296
- риф 306
Бей-оф-Айлендс, офиолитовый комплекс 206
Беллинггаузена котловина 38
Белый курильщик 227
Бенгальская котловина 38
Бенгельское течение 236
Беньоффа зона 134, 142-144, 147, 151, 154, 157, 158, 344, 347, 351, 355-357, 365
Береговая зона 253-255, 277-295
- равнина 254
Береговое кровельное прилегание 267
- прилегание 266, 267
Береговой бар 254, 293
- вал 294
- клиф 254
- риф 306
Берингоморский бассейн 361
Берма 287
Бетийская геосинклиналь 381
Бижагош, дельта 298
Бикини, атолл 306
Биостратиграфические зоны (биозоны) 68, 69
Биостратиграфия 58, 59, 67-73, 264
Биофация 62
Биохронология 92
Бирманская сейсмическая зона 145
Блейк, окраинный уступ 334
- плато 334-336
Блейк-Багама, внешний хребет 48, 53
Блуждание полюсов Земли 112
Боксовый керноотборник 105, 106
Болгарский микроконтинент 381
Бонинский желоб 41, 46
Бонинско-Марианская дуга 45
Бразильская котловина 38, 190

- Бразильское течение 235, 236
 Бровка склона желоба 344, 345, 349, 351, 352, 366, 367
 – (край) шельфа 36, 38
 Брюнес, палеомагнитная эпоха 65, 77, 78, 79, 81, 89, 95, 121
 Буге, гравитационная аномалия 27, 321
 Буны 291
- Вардарская геосинклиналь 381
 Вдольбереговая коса 294
 Вдольбереговое течение 282 288–291
 Вдольбереговой перенос 294
 Велеро, бассейн 376
 Великая Индия, палеоконтинент 193
Венинга-Мейнеса модель тектогена 344
 Вентура, древний бассейн 376
 Ветер, роль в поверхностной циркуляции вод 234, 235, 243
 Вибропоршневая трубка 105, 106
 Вима, проход 169, 190
 Висконсинское оледенение 261
 Витязя, желоб 41
 Внешний дуговой бассейн 350
 – склон (фронт) рифа 306
 Внешняя дуговая гряда (хребет) 344, 350
 Внутритропическая зона конвергенции 235
 Волновой климат 293
 – нагон 290
 – сгон 290
 Восточно-Австралийское течение 231, 235, 236
 Восточно-Африканская рифтовая система 39, 42, 177, 316
 Восточного побережья магнитная аномалия 313, 314, 331–333
 Восточно-Гренландское течение 235
 Восточно-Индийский хребет 166–168, 192, 196–198
 Восточно-Карибская котловина 185
 Восточно-Тихоокеанское поднятие 19, 37, 40–42, 123, 134, 137, 149, 164, 165, 179, 182, 183, 186, 187, 200, 202, 215, 272, 373
 Восточные пограничные течения 236
- Восточных ветров течение 244
 Вторичные поперечные волны (S) 21, 23
 Вулканизм внутриплитный 159–170
 – Исландии 158, 159
 – конвергентных границ плит 154
 Вулканическая дуга 344, 345, 355–358, 367
 Вулканический фронт 355, 356
 – хребет 45, 167
 Высокоалюминиевая серия вулканических пород 157
 Вюрмское оледенение 262
- Гавайская горячая точка 374
 – магнитная аномалия 180
 Гавайский хребет 127, 164, 180
 Гавайско-Императорская вулканическая цепь 164, 165, 167, 170, 182, 374
 Гайот (столовая гора) 45, 117
 Галапагосская зона разломов 41
 Галапагосский центр спрединга 202, 226
 Галапагосское поднятие 41, 182
 Гаттерас, абиссальная равнина 41, 330
 Гаусс, палеомагнитная эпоха 65, 77, 78, 81, 95, 121
 Гватемальская котловина 38
 Гвинейская котловина 38, 190
 Геодезические изменения уровня океана 256
 Геоида концепция 27
 Геомагнитная (палеомагнитная) инверсия 30
 Геосинклиналь 109
 Геострофические течения 238, 242, 250
 Гиалокластиты 213
 Гиббса зона разломов 219
 Гигантская апоршневая трубка 103–106
 Гидравлический поршневой керноотборник 103, 104, 106
 Гидростатическая газовая трубка 106
 Гидросфера 24
 Гидротермальная циркуляция 225, 226
 Гилса, палеомагнитное событие 65, 77, 97
 Гильберт, палеомагнитная эпоха 77, 78, 91, 95, 97, 121
 Гиндукушская сейсмическая зона 145
- Гипсографическая кривая поверхности Земли 31
 Глобальная тектоника плит см. Тектоники плит теория
 Глубинная сегрегация магмы 217
 – циркуляция 244–252
 Глубоководное бурение 100–103, 106, 205, 206
 Глубоководный желоб 45, 46, 134, 150, 153, 344, 345, 347–349, 355, 362, 367, 369
 – конус выноса (фен) 37
 – обитаемый аппарат 20
 Гляциоизостатические изменения уровня океана 255
 Годограф 54, 55, 203
 Голубосланцевый метаморфизм 377
 Гольфстрим, течение 231, 235, 236, 242, 238, 335, 336, 339
 Гондвана 109, 113–115, 177, 179, 193, 311, 380
 Горда, плита 134
 – эскарп 43
 Горячая точка 160–166, 170, 182, 198, 200, 219, 315, 373
 Гравитационная аномалия 26
 Гравитационного якоря теория 166
 Гравитационное поле Земли 26–28
 Гравитационной компенсации зона 24
 Гребень бермы 287
 Грейт-Абако, зона разломов 332
 Гренландская котловина 38
 Гуадалупе, вулканическая цепь 182
 Гуаймас, котловина 137
Гутенберга раздел 26
- Даунвеллинг 241
 Дельта 282–285, 298
 – дугообразная 283
 – птичья лапа 283
 – фстончатая 283
 Де-Сото, система каньонов 265
 Деструктивные края плит 135
 Диapiroсы 323, 326
 Дивергенция антарктическая 240
 – экваториальная 240
 Динамическая топография 238
 Динамо-машины теория 30
 Дночерпатель 106
 Донный сейсмограф 56
 Дрейф континентов 108–116,

- 177
 Дуга – желоб, разрыв 345, 348
 Дуги внутритрокеанские 342
 – континентальных окраин 150
 – островные 150, 362
 – фронтальные 344–346, 349, 367
 Дуговые системы 342
- Евразийская котловина 38
 – плита 134, 138, 173, 176, 338
 Европейская плита 188
- Желоб** см. Глубоководный желоб
- Задуговое шельфовое море 348
 Задуговой окраинный бассейн 150, 358–365, 367
 – регион 353–365
 – складчато-надвиговой пося 348
 – центр спрединга 348
 Залежи типа Куроко 347
 Зандровая равнина 296
 Западно-Австралийская котловина 249
 Западно-Австралийское течение 235, 236
 Западно-Антарктическая плита 183
 Западно-Европейская котловина 38
 Западно-Индийский хребет 42, 134
 Западно-Каролинская котловина 185
 Западно-Филиппинский бассейн 360, 361, 364
 Западные пограничные течения 236, 242, 249
 Зеленого Мыса котловина 38
 Зеленосланцевая фация метаморфизма 201, 207
 Землетрясения 140–144, 347
 – мелкофокусные 355, 378
 «Золотых колышков» концепция 94, 97
 Зона генерации магмы 24
 – заплеска 286, 287
 – наката 286
 – разломов растяжения 367
 – сдвигов 367
 – субдукции 342, 344, 345, 347, 350
 – чешуйчатых надвигов 367
 Зоны комплексов 59, 69
 – наследования 70
- перекрытия (конкуренции) 69
 – последовательного исчезновения 69
 – появления 69
 – распространения 59, 69
- Иберийская котловина 38
 Иберия, микроконтинент 381
 Идзу-Боннинская дуга 150
 – сейсмическая зона 145
 Известково-щелочная серия вулканических пород 157
 Известково-щелочные андезиты 347
 Изостазии концепция 27, 28
 Изостатические аномалии 28
 Изотопно-кислородная стратиграфия 85–90
 Изотопно-кислородные станции 89
 Изотопно-углеродная стратиграфия 90, 91
 Императорский разлом 127
 Индийская плита 134, 135, 138, 179, 184, 192, 194, 196, 198, 261, 364, 365
 Индонезийская дуга 150, 152
 Интрузивные (плутонические) породы 24
 Ионический (Геленский) желоб 378, 379
 Искровый разрядник (спаркер) 49
 Ист-Кортес, бассейн 376
 Итало-Динаридский микроконтинент 381
- Каена, палеомагнитное событие 77, 81
 Кайман, возвышенность 205
 Калабрийская сейсмическая зона 145
 Калий-аргоновый метод датирования 74–77
 Калифорнийский бордерленд 342, 376
 Калифорнийское течение 231, 235, 236
 Камчатская дуга 150
 Канадская котловина 38
 Канарская котловина 38
 Канарское течение 235, 236
 Канму, подводные горы 165
 Капская абиссальная равнина 40
 – котловина 38, 190
 Карбонатные постройки 304
 Карибская дуга 350
 – котловина 38
 – плита 134
 «Карманные» песчаные пляжи 292
- Кармен, котловина 137
 Каролина, платформа 332
 Каролинский трог 333
 Каскадия, бассейн 351
 Каспийская котловина 38
 Кварцевые толейты 211
 Кергелен, горячая точка 194
 Кермадек, дуга 157, 350
 – желоб 46, 354, 364
 – сейсмическая зона 145
 Клариян, зона разломов 41, 43, 127
 Клиппертон, зона разломов 41, 43
 Кокодри, лопасть субдельты Миссисипи 284
 Кокос, плита 134, 173, 179, 187
 Колнетт, бассейн 376
 Конвективные течения в мантии 109, 112, 150, 172–174
 Конвергенция антарктическая 241, 249
 Консервативные края плит 135
 Конструктивные края плит 135
 Континентальная окраина восточного побережья Северной Америки 330–336
 – Мексиканского залива 336–338
 – терраса 34, 36
 Континентальное подножие 34–37, 308, 309, 329, 330, 339
 Континентальные окраины 31, 34–37, 316
 – активные см. Континентальные окраины, тихоокеанский тип
 – асейсмичные 310
 – атлантический тип 34–36, 253–271, 309, 310, 318, 321–340
 – дивергентные 308–340
 – дуговые 348
 – зрелые 326–328
 – истощенные 326
 – классификация 309–312, 343, 346
 – конвергентные 310, 312, 341–382
 – континентальный тип 346
 – островодужный (марианский) тип 35, 346, 347
 – пассивные см. Континентальные окраины, атлантический тип
 – сейсмичные 310, 312
 – столкновения 376–379
 – тихоокеанский тип 35, 36, 253, 309, 310, 312
 – трансформные (трансля-

- тивные) 310, 312, 342, 343
 -- чилийский тип 35
 Континентальный бордерленд 35, 36
 - склон 31, 34-36, 241, 254, 308, 316
 - шельф 31, 34-36, 241, 254, 286, 296, 308, 316, 339
 Контракционная гипотеза развития Земли 109
 Контурные течения 247, 249
 Конусы намыва 282
 Кора 22
 - континентальная 369
 - океанская 47, 51, 53-56, 200-228, 339
 -- состав 208-213
 -- структура 207, 208
Кориолиса сила 236-240, 249, 280
 Королевы Шарлотты зона разломов 342
 Корсо-Сардиния, микроконтинент 381
 Кочити, палеомагнитное событие 77
 Краевая впадина 296
 Краевое поднятие фундамента 323
 Краевой вал 344
 Краевые волны 290
 Краевых зон эффект 28
 Край рифа 307
 - шельфа 254
 Красного моря рифт 39
 Крозе котловина 38
 - плато 166
 Кромвелла течение 242
 Кука - Тубуан, вулканическая цепь 182
 Кула, плита 181
 Курило-Камчатский желоб 46, 134, 151, 170, 179, 181
 Курильская сейсмическая зона 145
 Курильский желоб 41
 Курисио, течение 231, 235, 236, 242
 Кювье, абиссальная равнина 327
Кюри точка 30
- Лабрадорская котловина 38
 Лабрадорское течение 235
 Лавразия 113, 177, 179, 311; 380
 Лагуна 282, 306, 307
 - мелководная 254
 - шельфовая 303
 Лайн, вулканическая гряда 182
 Лау-Хавр, задуговой бассейн 360, 363
 Лафурш, лопасть субдельты
- Миссисипи 284
 Лахав, платформа 332
 Лашамп, палеомагнитное событие 77
 Левантийская котловина 38
 Ле-Кастелла, стратотип 97
 Лигурийская эвгеосинклиналь 381
 Линейная прибрежная гряда 296, 298
 -- депрессия 296, 298
 Линия отлива 287
 Литораль 252, 287
 Литостратиграфия 58, 59, 62-66, 264
 Литосфера 24, 136, 153, 175, 220, 339, 361, 369
 Литофация 62
 Лонг-Айленд, платформа 232, 331
 Лос-Анджелес, древний бассейн 376
- Магматическая дуга 150, 345
 Магнитное поле Земли 29, 30
 Магнитных аномалий шкала 94
 Магнитостратиграфия 74, 76-83
 Мадейра, абиссальная равнина 40
 Малоанtilьская дуга 150, 152, 357
 Маммот, палеомагнитное событие 77, 81
 Манильский трог 354
 Мантийные струи 161-163, 166, 219, 220
 Мантия 22, 23, 25, 26, 47, 55, 56, 171, 339, 361
 - верхняя 23
 - нижняя 23
 Марианская дуга 135, 150, 342, 351, 357, 363
 - котловина 41
 - сейсмическая зона 145
 Марианский бассейн 360, 362
 - желоб 16, 31, 41, 45, 46, 134, 143, 150, 151, 153, 179, 354
 - трог 359
 Маркизская зона разломов 41
 Маркирующий горизонт 64
 Маскаренская котловина 38
 Маскаренское плато 166
 Магумя, палеомагнитная эпоха 77, 78, 81, 89, 95, 121
 Мгновенные векторы вращения 140
 Мегасутура (мегашов) 341
 Медно-порфиновые руды 347
 Международная временная
- шкала 60
 Мезосфера 23, 24, 220
 Мейджи, гайот 163
 Мексиканская котловина 38
 Мексиканские гряды 337
 Мендосино, зона разломов 41, 43, 127, 187
 Меррей, зона разломов 41, 43, 127, 187
 Механизм движения плит 171
 Миграция оси спрединга 144-146
 Микроконтинент 167
 Минданао, сейсмическая зона 145
 Многоканальное сейсмопрофилирование 47, 49
 Модальный анализ пород 208
 Модель компрессионных сдвигов 351
 Мозамбикская котловина 38
 Моласса 377
 Молокаи, зона разломов 35, 41, 127
 Морская взрывная сейсмология 19
 - терраса 254
 Мохоровичича раздел (М) 22, 23, 26, 27, 47, 55, 56, 169, 204, 207, 208, 339
- Намагниченность обломочного материала 30
 - океанской коры 227, 228
 Нанозоны 72, 95
 Нансей, желоб 151
 Нарес, абиссальная равнина 41
 Наска, плита 134, 163, 179, 373
 Неактивный окраинный бассейн 344
 Неотетис 382
 Непрерывное сейсмопрофилирование 49
 Неравновесного горния метод 74, 83, 84
 Несогласие (перерыв) 64
 Низкочастотный эхолот 48
 Новобританская сейсмическая зона 145
 Новобританский желоб 354
 Новогбридская дуга 352
 - котловина 184
 - сейсмическая зона 145
 Новогбридский желоб 134, 151, 179, 354
 Новозеландская геосинклиналь 184
 - дуга 342, 365-369
 - сейсмическая зона 145
 Новокаледонский бассейн

- 359
 Норвежская котловина 38
 Нормативный состав пород 210, 211
 Нунеш, дельта 298
 Нунивак, палеомагнитное событие 77
 Ньюфаундленская котловина 38
- Обдукция 377
 Обратная полярность 29, 76, 78, 89
 Ойасио, течение 231, 235, 236
 Океанская циркуляция 229–252
 Океанские бассейны (котловины) 31, 34, 35, 44, 45
 Окинава, трог 359
 Окраинное море 32
 Окраинный бассейн 361
 Олдубай, палеомагнитное событие 65, 77, 81, 89, 97
 Оливиновые толеиты 211
 Опорные (датировочные) уровни 71, 92
 Орангу, дельта 298
 Орогенная серия вулканических пород 157
 Осадки шельфов 277–305
 Осадочные циклы 263–265
 Остаточная дуга 344, 362
 Острова Пасхи зона разломов 41
 Ось вращения плит 138, 139
 Относительная временная шкала 73, 74
 Отражающий горизонт А 51–53, 63
 -- В 53, 63
 -- β 53, 63
 Отраженных сейсмических волн метод 20, 46–53, 212
 Отрога Блейк аномалия 332
 -- зона разломов 332
 Офиолитовый комплекс 201, 206, 207, 226, 375, 377
 Охотский бассейн 359
- Пайонир, зона разломов 127
 Палеомагнетизм 29, 30
 Палеомагнитная шкала времени 121–126
 Палеомагнитные инверсии 70
 Палеомагнитных инверсий шкала 76, 77, 89, 93
 Палеоокеанология 11
 Пангея 110, 113, 311, 315, 316, 338, 382
 Паресе-Вела, бассейн 359
 Парсонса и Склейтера кри-вая 168
- Паттон, эскарп 376
 Пеннинская эвгеосинклиналь 381
 Первичные продольные волны (Р) 21, 22
 Передовые слои дельты 284
 Пернамбуко, абиссальная равнина 40
 Перуанская дуга 358
 -- котловина 38
 -- сейсмическая зона 145
 Перуанское течение 231, 235, 236
 Перуанско-Чилийский желоб 36, 41, 46, 134, 135, 179, 186, 354
 Пескадеро, котловина 137
 Песчаная призма 298
 Песчаные отмели (ватты) 282
 -- пальцы дельты 284
 Петола, бассейн 169
 Лиготта пушка 17
 Пикноклин 229, 230
 Пиролитовая модель 216
 Плакминс, лопасть суб-дельты Миссисипи 284
 Плато Блейк, бассейн 332, 333
 Платобазальты 212
 Плотность океанских вод 233, 234
 Пляж 285–293
 -- верхний 287
 -- нижний 287, 288
 -- тыловая зона 287
 Подводная возвышенность 35, 44
 -- гора 35, 44, 45
 -- долина 37
 Подводный береговой склон 287
 -- каньон 37, 296
 Подножие берегового склона 287
 Подошвенные слои дельты 285
 Подсчета годичных слоев метод 73, 74, 85
 Покровные потоки 213
 Полосовые магнитные аномалии 118–122
 Полуос вращения плит 139
 Пониженных скоростей слой 23, 24, 355
 Понта-Гросса, вал 169
 Поршневая трубка Куллен-берга 98–100
 Поршневые трубки 106
 Последовательность напластования 263
 Преддуговой бассейн 344, 345, 347, 348, 352–354, 367, 369
 -- регион 346–353
 Преломленных сейсмических волн метод 46, 47, 53–56, 202–205, 286
 Прецизионный эхолот-самоприсец 18, 48
 Прибойная зона 286
 Прибрежная зона пляжа 288
 Прибрежное подошвенное налегание 267
 Прибрежные волновые течения 288
 Придонная циркуляция 249–252
 Приливная осушка 282
 -- протока 294, 298
 Приливо-отливные течения 299
 Продельта 284
 Протоатлантика 178
 Протоокеаны 319–321
 Прямая полярность 29, 76, 77, 89
 Пуэрто-Риканский желоб 17, 41, 45, 46, 334
 Пьюсегер, желоб 364, 365
- Радиобуй 54, 55, 203
 Радиологический возраст 73
 Радиоляриевые зоны 65, 72, 95
 Радиоуглеродный метод 74, 84, 85
 Радиохронология 92
 Разрывные течения 288–291
 Раскрывающейся трещины гипотеза 166
 Регрессии 256, 272, 274, 275
 Рейкьянес, зона разломов 159
 Рейнский грабен 316
 Реликтовые пески 298
 Риу-Гранди, рифт 316
 Риф 304
 -- барьерный 305
 -- береговой 305
 -- изолированный 305
 -- кораллово-водорослевый 302, 323
 -- коралловый 305–307
 -- тыловой 307
 Рифовая платформа 307
 Рифтовая долина 34
 Рифтогенез 315–321
 Романш, зона разломов 40, 169
 Рукава дельты 283
 Румынская сейсмическая зона 145
 Рэлея коэффициент отражения 47
 Рюкю желоб 354
 -- сейсмическая зона 145
- Самоанский проход 251

- Самовсплывающая трубка (бумеранг) 106
 Сан-Андреас, зона разломов 134, 137, 138, 144, 185, 187, 342, 375
 Сан-Габриель, вал 169
 Сан-Диего, трог 375
 Сан-Кинтин, бассейн 376
 Сан-Клементе, бассейн 376
 Сан-Николас, бассейн 376
 Сан-Педро, бассейн 376
 Санта-Барбара, бассейн 376
 Санта-Каталина, бассейн 376
 Санта-Крус, бассейн 376
 Санта-Моника, бассейн 376
 Свободного воздуха гравитационная аномалия 27, 153, 214
 Северное пассатное течение 235, 242
 Северо-Американская котловина 38, 63
 – плита 134, 138, 185–188, 338
 Северо-Атлантическое течение 235
 Северо-Тихоокеанское течение 235
 Северо-Чилийская сейсмическая зона 145
 Седиментационно-эвстатические изменения уровня океана 255
 Сезонные циклы 293
 Сейл-Кипремор, лопасть субдельты Миссисипи 284
 Сейсмическая коса 49
 Сейсмические волны растяжения 143
 – сжатия 144
 Сейсмический пояс 141, 142
 Сеймостратиграфия 265–275
 Сен-Бернар, лопасть субдельты Миссисипи 284
 Сервейор, зона разломов 127
 Сехроны 264
 Сибирская котловина 38
 Сикоку, бассейн 359–361
 Силы, движущие плиты 173–176
 Скандинавский щит 28
 Скотия, бассейн 332
 Скоша, бассейн 360
 – дуга 152, 358
 Слой кислородного минимума 231
 Совмещение континентов 113
 Согласие 266
 Соледад, бассейн 376
 Соленость океанских вод 232–234, 246
 Соломонов желоб 354
 Соломонова сейсмическая зона 145
 Сомалийская котловина 38
 Спокойного магнитного поля зона 126, 127, 130, 180
 Спрединг 20, 30, 99, 116–132, 152, 177, 179, 200, 315, 317, 321
 – асимметричный 144
 – симметричный 362
 Спрединга ось 52
 – скорость 130–132
 – центр 137, 362
 Средиземноморско-Азиатский вулканический пояс 156
 Срединно-океанский хребет 33, 34, 37–43, 51, 117, 118, 134, 144, 147, 175, 200, 201, 218, 219, 273, 275, 339
 Стадиал 261
 Стандартная стратиграфическая шкала 60
 Столкновение континентов 376–379
 Стратиграфическая корреляция 57
 Стратотип 59
 Субдукционный комплекс см. Аккреционная призма
 Субдукция асейсмичных хребтов 170
 – континентальной коры 343
 – на конвергентных окраинах 343, 344
 – океанской коры 109, 174, 343
 Сулавеси, бассейн 359
 Сулу, бассейн 359
 Суматранская сейсмическая зона 145
 Сьерра-Леоне, котловина 38
 Тамайо, зона разломов 137
 Таннер, бассейн 376
 Гасманова моря бассейн (котловина) 38, 359, 360
 Таупо, грабен 364, 365
 Тектоген 151
 Тектоники плит теория 20, 30, 99, 108–176, 310, 341
 Тектоническая эрозия 256, 347
 Тектоновстатические изменения уровня океана 255
 Тепловой поток 146, 147, 152, 162, 174, 188, 215, 226, 347, 361
 Термогалинная циркуляция 229, 233, 241, 243, 246
 Термоклин 229–231, 244, 248
 Термонамагничность 30
 Тегис, море 113, 177, 182, 190, 192, 193, 198, 379, 381
 Тетрохронология 64, 65, 371
 Теше, лопасть субдельты Миссисипи 284
 Тирренская котловина (бассейн) 38, 380
 Тихоокеанская котловина 38
 – плита 138, 164, 170, 173, 179, 181, 182, 184–188, 261, 364, 365
 Тихоокеанский вулканический пояс 156, 157
 Тихоокеанское кольцо 152, 372, 374
 Толейт-базальтовый вулканизм 200
 Тонга, дуга 135, 143, 357
 – желоб 46, 153, 154, 350, 354
 – сейсмическая зона 145
 Тонга-Кермадек, дуга 150
 Тонга-Кермадек, желоб 41, 134, 151, 179, 250, 365
 Точка Кюри 227
 – тройного сочленения 139
 Трансгрессии 256, 257, 272, 274, 275
 Трансформные разломы 135–138, 342
 Трековый метод 74, 83
 Троодос, офиолитовый комплекс 206, 381
 Труби, мергели 97
 Трубка квадратного сечения 103, 106
 Тьорнес, зона разломов 158
 Угловая скорость движения плит 139
 Ударная гидропластиковая трубка 106
 – прямоточная трубка 103, 106
 – трубка Фледжера 106
 Узколучевой эхолот 48
 Уилкса котловина 38
 Уилсона, горячая точка 164
 Уиннинг, группа 327
 Уортон, котловина 38, 196
 Уровень океана, колебания 253–275
 – первого появления (FAD) 71
 – последнего появления (LAD) 71
 Уступ бермы 287
 Уэдделла котловина 38
 Уэст-Кортес, бассейн 376
 Фазовые переходы в породах и минералах 25, 26
 Фараллон, котловина 137
 – плита 181, 185–187
 Фареро-Исландский порог 190
 Фас пляжа 287
 Фация 62, 63

- Феникс, линейная магнитная аномалия 180
– плита 181
Фиджи, плита 151
Фиджийская котловина 184
Филиппинская котловина 38
– плита 134, 179, 370
Филиппинский желоб 41, 46, 151
Фиордленд, трог 364
Флишевый клин 377, 378
Флокуляция взвеси 281
Флорес, сейсмическая зона 145
Флоридская платформа 332
Фокус землетрясения 22
Фолклендская зона разломов 190
Фолклендский эскарп 50
Фолклендское плато 40, 190
Фораминиферовые зоны 72, 88, 89, 95, 371
Формация 63
Фракционная кристаллизация 216, 221
Фронт дельты 284
- Хададь 252
Хантер, зона разломов 342
Харамильо, палеомагнитное событие 65, 77, 79, 81, 89
Хижуранги, трог 364, 365, 368
Хонсю, сейсмическая зона 145
Хоуп, разлом 364
Хроностратиграфическая шкала 91–97
Хроностратиграфия 58–62, 264
- Центральноамериканская сейсмическая зона 145
Центральноамериканский желоб 41, 46, 134, 343, 354
Центральный грабен Исландии 41
Цеолитовая фация 207
Циклические хронострати-
- графические единицы 264
Циркуляция поверхностная 231–244
- Частичное плавление 215–217, 224, 347
Чейн, зона разломов 40
Челленджер, впадина 45
Черноморская котловина 38
Черный курильщик 227
Чилийская дуга 358, 363
– котловина 38
Чилийский желоб 142, 350
Чилийское поднятие 41, 134
Чинук, зона разломов 41
- Шельф карбонатный 301–305, 325
– открытый 303, 304
Шельфовые провинции 299
Шкала физического времени 73, 74
- Щелочно-базальтовый вулканизм 200
Щелочные базальты 211
Щитовые вулканы 212
- Эвстатические колебания уровня океана 271
Эвфотическая зона 231
Эгейская дуга 378
– сейсмическая зона 145
Эгейский бассейн 380
Эйлера теорема 139
Экваториальное противотечение 235, 238, 242
– течение 241
Экмана спираль 238, 239
Экмановский перенос 239, 240
Экструзивные (вулканические) породы 24
Элтанин, зона разломов 41, 183
- Эниветок, атолл 305
Эпицентр землетрясения 22
Эстуарий 278–281
Эстуарная дельта 283
Эхологирование 48
- Ювенильные воды, роль в изменении уровня океана 255
Южно-Американская плита 134, 138, 188
Южное пассатное течение 235, 242
Южно-Китайский бассейн 359
Южно-Сандвичев желоб 40, 45, 46
Южно-Сандвичева дуга 150
– сейсмическая зона 145
Южно-Тасманская возвышенность 183
Южно-Тихоокеанское поднятие 40, 41, 123, 134, 179, 183
Южно-Фиджийский бассейн 184, 359–361, 364
Юрская зона спокойного поля 332
- Яванская сейсмическая зона 145
Яванский желоб 40, 45, 46, 134, 151
Ядро 26
– внешнее 22–24
– внутреннее 22–24, 26
Япономорской бассейн 359, 360
Японская дуга 150, 342, 348, 357, 358
– линейная магнитная аномалия 180
Японский желоб 35, 41, 46, 134, 151, 164, 179, 181, 204, 212, 343, 350, 354

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Аббевилл 284
Австрало-Антарктический хребт 192, 196
Агульяс, плато 167
Аделаида 115
Аденский залив 39, 177, 178, 192, 196, 219, 319, 321
Азорская возвышенность 40
Азорские острова 39, 201, 218, 219
Алеутские острова 152, 154, 164
Аллемандс, озеро 284
Альпы, горы 18, 134, 178, 372, 377, 378
Альтиплано 142
Аляска, залив 39
– полуостров 152, 154, 170, 303, 357
Амазонка, река 33, 243, 276, 279
Амстердам, остров 40, 163, 197, 198
Андаманские острова 353, 354, 360
Анды, горы 13, 135, 156, 157, 178, 346, 348, 355–357, 372
Анимал 376
Антарктида 5, 32, 79, 98, 152, 234, 242, 245, 247
Антарктический полуостров 114–116, 154, 243
Анхель-де-ла-Гуарда, остров 137
Апеннины, горы 382
Аппалачи, горы 178, 330, 333, 338, 377, 378
Аравийское море 192, 343
Аравия 196, 319
Аризона, штат 188
Арктика 5, 32, 234
Атлантический океан 15, 18, 32–34, 37, 39, 44–46, 51–53, 80, 81, 85, 108, 110, 113, 118, 130, 131, 135, 139, 150, 152, 156, 163, 166, 169, 176–178, 180, 182, 188–193, 203, 204, 211, 212, 215, 222, 223, 227, 231, 234, 236, 243, 245–249, 251, 259, 276, 298, 302, 307, 309, 310, 313, 314, 316, 317, 329, 336, 338, 339, 373
Атлас, горы 113, 382
Атчафалайа, залив 284
– река 284
Багамские банки 188, 300, 303, 330, 331, 334
– острова 242
Балтийское море 40
Баратария, залив 284
Барбадос, остров 261, 262, 346, 354, 367
Баренцево море 40
Батон-Руж 284
Баффина залив 33, 190
Баффинова Земля, остров 261
Безьянный 376
Бенгальский залив 44, 167, 192, 193, 196, 283
Берег Георга V 115
Берег Нокса 115
Берингово море 33, 41, 105, 153, 247, 360
Бермудская возвышенность 41, 330
Бермудские острова 51
Бискайский залив 188, 317, 326
Блайнд, река 91
Бланко, мыс 120
Блейк, плато 242, 323, 330, 332–336, 339
Большая Багамская банка 52
– Ньюфаундлендская банка 40, 242, 303, 334
Большие Антильские острова 334
– Зондские острова 45
Большой Барьерный риф 303, 305
Борн, озеро 284
Бостон 300
Брахмануптра, река 276, 282, 283
Брест 20
Бретон, пролив 284
Британская Колумбия, провинция 120
Брюса, плато 115
Буве, остров 163
Ванкувер, остров 120, 185, 354
Вашингтон 121
– штат 120, 138, 348, 354
Велеро 376
Веллингтон 20, 368
Вермилион, залив 284
Вознесения, остров 39
Вокс, озеро 284
Восточное Средиземноморье 343, 380, 381
Восточно-Китайское море 41
Гавайи, остров 161, 163, 164, 213, 214, 374
Гавайские острова 35, 159–165, 168, 212, 213, 217, 251, 373, 374
Гавайские подводные горы 45, 127, 164, 166, 167, 170, 180, 182
Галапагос, острова 160, 163, 182, 212
Галифакс 314
Галфпорт 284
Гамбье, острова 162, 165
Ганг, река 276, 282, 283
Гарднер, скалы 374
Гаттерас, мыс 242, 299–301, 333, 334
Гермес, вулкан 374
Гибралтарский пролив 380
Гилберт, острова 162
Гималаи, горы 18, 33, 113, 134, 135, 156, 177, 178, 192, 193, 198, 199, 342, 372, 378, 379
Горда, хребт 136
Гордон, хребт 120
Гранд-Лейк, озеро 284
Грейт-Скарсиеш, река 298
Гренландия 29, 32, 33, 40, 139, 189, 190, 247, 248, 255, 330

- Гренландское море 245–247
 Гуадалупе, острова 160, 182
 Гуаймас 185
 Гудзон, река 297
 Гудзонов залив 41
- Дальний Восток 274
 Декан, плато 212
 Джеймс, остров 212
 Джорджес-Банк, банка 297,
 303, 331, 333, 334
 Джорджия, бухта 300
 Доналдсонвилл 284
 Дрейка, пролив 243
 Дунай, река 283
- Жеба, река 298
 Желтое море 254
- Западная Атлантика 249, 324
 Западно-Австралийский
 (Брокен) хребет 166, 194,
 196–198
 Западное Средиземноморье
 343
 Западно-Индийский хребет
 42, 134, 192
 Западные Альпы, горы 381
 Зеленого Мыса, острова 40
 Земля Виктории 115
 – Уилкса 115
 – Эндерби 193
 Зондский архипелаг 116
- Изелин, плато 115
 Императорские горы 41, 45,
 127, 160, 162–167, 170, 180,
 182
 Инд, река 276
 Индийский океан 18, 32, 33,
 37, 39, 40, 42, 44–46, 52, 80,
 81, 85, 91, 95, 114, 130, 131,
 139, 146, 150, 156, 163, 166,
 167, 177, 182, 192–198, 212,
 215, 235, 245–249, 255, 302,
 306, 310, 313, 316
 Индонезийский архипелаг 28
 Индостан, полуостров 193,
 379
 Исландия 33, 39–41, 82, 122,
 131, 149, 158–160, 162, 163,
 191, 200, 208, 212, 217–220,
 247, 248, 276, 373
 Исландско-Фарерский хребет
 168
- Кавказ, горы 34, 274
 Калифорнийский залив 39,
 40, 85, 98, 137, 138, 179,
 187, 188, 319, 343, 380
- Калифорния, полуостров
 138, 154, 187, 188, 253, 292
 – штат 18, 35, 36, 43, 76, 79,
 85, 137, 138, 188, 274, 375
 Камчатка, полуостров 152,
 154
 Канаверал, мыс 300
 Канарские острова 40
 Капо-Росселло 97
 Карибское море 32, 41, 44,
 98, 152, 188, 190, 205, 245,
 255, 306, 323
 Карлсберг, хребет 40, 134,
 192
 Кар-Никобар, остров 367
 Карпаты, горы 134
 Касине, река 298
 Каскадные горы 156, 370, 372
 Каспийское море 40
 Каталина, остров 292
 Кауаи, вулкан 165, 324
 – остров 163, 164
 Кеблавик 122
 Кергелен, остров 197, 198
 – плато 166, 198
 – хребет 40, 197
 Кермадек, хребет 364
 Килауза, вулкан 161, 163–165
 Кипр, остров 206, 381
 Китовый хребет 40, 159, 167,
 169, 170, 189, 190, 322
 Код, мыс 331
 Коко, гора 161
 Кокосовый хребет 41
 Колахан, подводная гора 374
 Колбейнсей, подводный хре-
 бет 158
 Колнетт 376
 Колумбия, плато 212
 – река 120, 283
 Компони 298
 Конго, река 33, 276
 Конкуре, река 298
 Коралловое море 184, 357,
 359, 360
 Кордильеры, горы 156
 Королевы Шарлотты, остро-
 ва 120
 Корпус-Кристи 294
 – залив 294
 Корсика, остров 381
 Кохала, вулкан 165
 Красное море 33, 39, 40, 177,
 178, 196, 212, 232, 233, 248,
 304, 305, 319–322
 Крозе, остров 40
 Кука, острова 41, 160, 162,
 182, 354
 Куре, атолл 163
 – вулкан 374
 Курильские острова 152, 154,
 343
 Кэмпбелл, плато 41, 116,
 182–184, 243
- Лабрадор, море 168, 190, 319
 Лайн, острова 41, 159, 160,
 162, 182, 251
 Лайсан, остров 374
 Ланаи, вулкан 165
 Лафейетт 284
 Ла-Холла 18, 292
 Лена, река 39
 Литл-Скарсиеш, река 298
 Лонг-Айленд, остров 293,
 334
 Лорд-Хау, возвышенность
 41, 183, 184
 Лос-Анджелес 185, 376
 Лусон, остров 354
- Мадагаскар, остров 39, 40,
 114–116, 195
 Мадагаскарский хребет 166
 Мадре, лагуна 278, 294
 Майами 300
 Макдоналд, остров 159
 Маккуори, хребет 134, 184,
 243, 364
 Малье Антильские острова
 52, 152, 156, 312, 351, 354,
 357
 Марнанские острова 152
 Марион, остров 163
 Маркизские острова 41, 163,
 165
 Маршалловы острова 160,
 162
 Масатлан 185
 Мауи, вулкан 165
 – остров 374
 Мауна-Кеа, вулкан 164
 Мауна-Лоа, вулкан 164
 Мейджи, гора 164
 Мексиканский залив 33, 44,
 188, 242, 254, 259, 282, 284,
 293, 324, 325, 330, 332, 334,
 336, 337, 380
 Меланезия 152, 154
 Мельбурн 115
 Мендосино, мыс 120
 Ментавай, острова 346, 353,
 354
 Мидлтон, остров 346
 Мид-Пасифик, горы 127, 180
 Мидуэй, атолл 162, 163, 165
 – вулкан 374
 Минданао, остров 242
 Миссисипи, река 33, 279,
 281–284, 325, 334
 Мозамбикский хребет 40,
 188
 Молокаи, вулкан 165
 Монтевидео 119
 Морган-Сити 284
 Морепа, озеро 284
 Москва 20
 Моуа-Пихаа, остров 159
 Мугу 292

- Мулен-де-Бернашон 97
Мэн, залив 332, 334
- Нансена, хребет 39, 131
Наррагансетт, залив 280
Наска, хребет 41
Натуралиста, плато 115, 194, 198
Невада, штат 188
Некер, вулкан 165, 374
— остров 162, 163
Нигер, река 33, 283, 325
Ниихау, вулкан 374
Никобарские острова 353, 354
Нил, река 33, 282
Нихеа, вулкан 163, 165
Новая Англия 16, 53, 280, 297, 300, 314, 332
— Гвинея 41, 116, 185, 261, 262, 342
— Зеландия 7, 12, 14, 18, 40, 71, 116, 131, 139, 152, 154, 157, 182–184, 197, 243, 253, 342, 357, 364–369
— Каледония 184
— Шотландия 20, 34, 313, 332
Новозеландское плато 183
Новые Гебриды, острова 343
Новый Орлеан 284
Норвежское море 32, 39, 190, 191, 245–248, 313, 319
Нортленд, полуостров 369
Норфолк, хребет 183
Нью-Айбирия 284
Нью-Джерси, штат 334
Нью-Йорк 282, 300, 314, 330
Ньюпорт 257, 292
Ньюфаундленд 188, 206, 330, 339
- Оаху, остров 161, 374
Общества, острова 41, 159, 163, 165
Онтонг-Джава, плато 343
Опелусас 284
Орангу, канал 298
Орандж 99
Орегон, штат 39, 120, 157, 348, 349, 351, 370, 374
Орфан, банка 167
— плато 168
Охотское море 41, 303, 364
- Падре, остров 293, 294
Парана, река 33
Пасхи, остров 123, 158
Пеннины, горы 381
Перл, вулкан 374
Персидский залив 40, 232, 299
Перт 115
- Пиренейский полуостров 188, 190
Питкэрн, остров 165
По, река 283
Понго, река 298
Понтчартрейн, озеро 284
Поперечные хребты 43, 342
Принс-Эдуард, остров 40, 163
Провинция бассейнов и хребтов 188
Пуна, хребет 214
- Раджмахал 116, 194, 197, 198
Ракумара, равнина 354
Редондо 292
Рейкьянес, хребет 40, 122, 134, 158, 159, 218–220
Рейн, река 33, 282, 316
Реюньон, остров 160, 212
Рио-Гранде, река 279, 282
Риу-Гранди, возвышенность 40, 159, 167, 169, 170, 189, 190, 322
Род-Айленд 7, 257
Рокар, остров 159
Рокелле, река 298
Роколл, плато 167, 317, 326
Рона, река 33, 283
Росса, ледник 247
— море 29, 65, 115, 243, 247
Русская равнина 262
Рюкю, острова 343
- Салвадор, озеро 284
Самоа, острова 41
Сангария 298
Сан-Диего 292, 376
Сан-Кинтин 376
Сан-Клементе 376
Сан-Николас 376
Сан-Паулу, плато 169
Сан-Педро 376
Санта-Анна, отмель 297, 298
Санта-Барбара 376
Санта-Каталина 376
Санта-Крус, остров 292, 376
Санта-Моника 376
Сан-Франциско 121, 137, 185
Сардиния, остров 381
Сасе, река 97
Саскузанна, река 279
Сахара, пустыня 110, 190, 274
Святого Лаврентия, залив 336
— река 36
Сеара, возвышенность 169
Северная Атлантика 16, 17, 35, 44, 53, 81, 129, 130, 148, 167, 188, 190, 192, 205, 222, 245, 247, 248, 255, 313, 338
Северное море 33, 40, 274, 293
- Северный остров 253, 365–368
— Ледовитый океан 18, 32, 33, 36, 39, 80, 81, 100, 131, 191, 192, 246, 247, 255, 313
Северо-Восточная Атлантика 67
Северо-Западная Атлантика 63, 248
Сейл, остров 297
Сейшельские острова 40, 114, 116
Сен-Поль, остров 163, 197, 198
Серам, остров 343
Сибирь 274
Сидней 115
Силхет 116
Сицилия, остров 97
Сиеэп 185
Скалистые горы 134, 274
Скандинавия 28
Скарсиеш 298
Скоша, море 32, 40, 152, 360
Соледад 376
Соломоновы острова 343
Средиземное море 6, 15, 33, 40, 44, 62, 97, 177, 178, 190, 191, 232, 245, 247, 248, 298, 303, 313, 379–382
Срединно-Атлантический хребет 16, 34, 39–43, 50, 52, 119, 121, 123, 131, 134, 137, 149, 157, 159, 169, 170, 174, 188, 190, 200, 201, 211, 212, 214, 218, 219, 221, 222, 224, 272
Суматра, остров 40, 343, 351, 354
Сьерра-Леоне, возвышенность 169, 298
Сьерра-Невада, горы 372
- Тайвань, остров 152
Танганьика, озеро 42
Таннер 376
Тасмания, остров 33, 115, 183, 194
Тасманова возвышенность 41
Тасманово море 116, 182–184, 359, 360
Телеграф, плато 16
Техас, штат 99, 274, 278, 294, 325
Тибет, нагорье 135, 199, 312
Тимор, остров 343
Тирренское море 380, 381
Тихий океан 18, 20, 32, 33, 35–37, 43–46, 51, 52, 65, 66, 80, 81, 84, 85, 87, 91, 116, 117, 119, 123, 125, 127, 129–131, 133, 135, 139, 143, 146, 148–152, 154, 156,

- 159–164, 166, 167, 176–181, 183–187, 193, 200, 203–205, 215, 231, 234, 236, 242, 245–251, 255, 302, 305, 306, 309, 310, 312, 344, 346, 358, 359, 371, 372
- Тонга, острова 41, 152, 357
- Трансантарктические горы 115
- Триндади, подводные горы 40
- Тристан-да-Кунья, острова 39, 40, 163, 169, 170
- Троодос, массив 206, 381
- Туамогу, острова 41, 160, 162, 166
- Тубуаи, острова 41, 162, 165, 166, 182
- Уайаное, вулкан 165
- Уайт, остров 367
- Уайтед 21
- Урал, горы 178
- Уэдделла, море 243, 247
- Узнем 292
- Уэст-Кортес 376
- Фарерские острова 40
- Фиджи, острова 41
- плато 342, 359
- Филиппинское море, 41, 151, 152, 174, 185, 358, 362, 370
- Филиппины, острова 32, 152, 154, 242
- Фильхнера, ледник 247
- Флорида, полуостров 7, 16, 265, 293, 300, 303, 324, 333, 334, 339
- Флоридский пролив 242, 332, 334, 336, 339
- Флоридское плато 334
- Фолклендское плато 40, 114, 188, 190
- Форекариях, река 298
- Френч-Фригит, мель 164, 165
- Фрио, хребет 169
- Халеакала, вулкан 165
- Хекате, пролив 120
- Херд, остров 197
- Хесс, возвышенность 127
- Хокс-Бей, залив 368
- Хонсю, остров 354
- Хуалала, вулкан 164
- Хуан-де-Фука, пролив 120
- хребет 120, 138, 187
- Хуанхэ, река 276
- Хьюон, полуостров 261
- Центральная Атлантика 166, 188
- Центральноиндийский хребет 42, 123, 134, 192, 196–198
- Чагос, хребет 192, 194
- Чагос-Лаккадивский хребет 166, 168
- Чаннел, острова 376
- Чатем, плато 41, 182, 183
- Черное море 33, 40
- Чесапикский залив 279, 334
- Чилийское поднятие 41, 134
- Чукотское море 41
- Шанделур, пролив 284
- Шатского, возвышенность 35, 127
- Шербро 298
- Шотландия 297
- Шри-Ланка, остров 40
- Эгейское море 380, 381
- Эксплорер, хребет 120
- Энсенада 376
- Южная Атлантика 16, 81, 116, 123, 130, 146, 159, 166, 167, 169, 179, 188–190, 192, 193, 202, 236, 248, 313, 319, 322
- Грузия, остров 50
- Каролина, штат 87, 332
- Южно-Китайское море 40, 360, 380
- Южно-Тасманская возвышенность 183
- Южные Альпы, горы 364, 365
- Анды, горы 115
- Сандвичевы острова 312
- Южный (Антарктический) океан 7, 14, 65, 154, 192, 240, 243, 245, 248
- Юкатан, полуостров 324
- Юриаку, подводные горы 165
- Юта, штат 188
- Ява, остров 343, 348
- Яванское море 40
- Ян-Майен, хребет 167, 191, 220
- Янцзы, река 276
- Японское море 41, 152, 358, 360, 364

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Айзекс (Isacks) 135, 141, 157, 355
Ампферер (Ampferer) 109
Андрусов 7
Арган (Argand) 380
Аронс (Arons) 249
Аррениус (Arrhenius) 84
Архангельский 5, 7
Атуотер (Atwater) 185, 186, 361, 369
- Баллард (Ballard) 214
Балли (Bally) 311, 336
Банди (Bandy) 12
Баразанги (Barazangi) 141, 157, 355
Баррон (Barron) 114–116
Баттен (Batten) 264
Баффлер (Buffler) 337, 338
Безруков 7
Бекинсейл (Beckinsale) 75
Бендер (Bender) 12, 91
Беньофф (Benioff) 134, 156
Бергрэн (Berggren) 72, 80, 94
Бёдварссон (Bödvarsson) 208
Бёрд (Bird) 177, 363, 364
Биби (Bibee) 360, 362
Билер (Biehler) 215
Блоу (Blow) 71, 72
Блум (Bloom) 259, 261
Блэквелдер (Blackwelder) 261
Болли (Bolli) 71
Бонатти (Bonatti) 212
Бор Нильс 133
Ботт (Bott) 55
Боуэн (Bowen) 216
Брайден (Briden) 311
Брайен (Bryan) 212, 223
Бредли (Bradley) 12
Броди (Brodie) 12
Брокер (Broecker) 84
Бротерс (Brothers) 184
Буге (Bouguer) 27
Буллард (Bullard) 30, 113, 188, 313
- Бэкон (Bacon) 108
Бэннер (Banner) 71
- Вайн (Vine) 119, 120, 125, 227
Ваккье (Vacquier) 119
Валентин (Valentine) 131, 256
Ван Андел (Van An del) 12, 182, 188
Ван Беммелен (Van Bemmel en) 345
Ван Кауверинг (Van Couve ring) 72
Ван Хиит (Van Hinte) 94
Вегенер (Wegener) 16, 108–113, 116, 149, 358, 360
Везерилл (Wetherill) 75
Вейл (Vail) 263, 266, 269, 274
Вейселл (Weissel) 144, 182, 183, 360
Велла (Vella) 12, 263, 264
Веллман (Wellman) 12
Венинг-Мейнес (Vening-Meinesz) 16, 17, 28, 112, 151, 344
Вильямс (Williams) 156
Вимбуш (Wimbush) 12
- Галилей Галилео 26
Гамильтон (Hamilton) 345
Гаррелс (Garrels) 276
Гейл (Gale) 75
Гексли (Huxley) 15
Геродот 282
Гинзбург (Ginsburg) 302
Гопкинс (Hopkins) 172
Гордон (Gordon) 242, 243, 247
Горслийн (Gorsline) 253
Грабау (Grabau) 264
Грин (Green) 26, 216
Гуилшер (Guilcher) 280
Гумбольдт (Humboldt) 229
- Гутенберг (Gutenberg) 24, 26, 140, 257, 355
- Дадли (Dadley) 12
Далримпл (Dalrymple) 76
Данн (Dunn) 93
Дарвин Чарлз 6, 14, 15, 108, 161, 305
Делесс (Delesse) 16
Детрик (Detrick) 12, 168
Джексон (Jackson) 166, 373
Дженкинс (Jenkins) 73
Джонсон (Johnson) 17, 31, 192
Дивин (Devine) 12
Диккинсон (Dickinson) 345, 346, 349, 353, 355, 357
Дикон (Deacon) 242
Диксон (Dickson) 122, 123
Диллон (Dillon) 259
Дитц (Dietz) 20, 43, 113–115, 118, 161, 193
Добрин (Dobrin) 46, 50, 54
Доелл (Doell) 76
Дорман (Dorman) 141
Дотт (Dott) 264
Дофин (Dauphin) 12
Дрейк (Drake) 378
Дьюн (Dewey) 177
Дэна (Dana) 161
Дю Тойт (Du Toit) 113, 380
- Зоненшайн 8
Зюсс (Suess) 109, 151, 263, 264, 309, 380
- Иванова 8, 9
Ирвинг (Irving) 112, 113
- Йелгерсма (Jelgersma) 260
Йодер (Yoder) 24
Канамори (Kanamori) 350, 363

- Кариг (Karig) 170, 345, 347, 350, 360, 363, 365, 370
 Карри (Curry) 192, 259, 260, 283, 293
 Карсон (Carson) 276
 Картер (Carter) 12
 Кейгвин (Keigwin) 91
 Кемпбелл (Campbell) 12
 Кеннетт (Kennett) 5-7, 9, 12, 64, 371, 372
 Кин (Keen) 333
 Кларк (Clark) 12, 216
 Кленова 6
 Коджи (Caughey) 12
 Кокс (Cox) 76, 77, 121, 211
 Колеман (Coleman) 260
 Комар (Komar) 287
 Коперник Николай 108
 Корлисс (Corliss) 12
 Котс (Coats) 355
 Коул (Cole) 365
 Крафт (Kraft) 260
 Крейг (Craig) 86
 Криз (Crease) 244
 Крир (Creer) 112
 Кулленберг (Kullenberg) 98, 99
 Куно (Kuno) 357
 Кусто (Cousteau) 20
 Кьёлберг (Kjellberg) 84
 Кэри (Carey) 18, 161
 Кюнен (Kuenen) 6, 13
- Ла Брекье (La Brecque) 125, 130
 Лайель (Lyell) 264
 Ларсон (Larson) 12, 125, 126, 130-132, 138, 178, 181
 Лейден (Leyden) 130
 Лейн (Laine) 12
 Лейнен (Leinen) 12
 Леонтъев 6
 Ле Пишон (Le Pichon) 122, 132, 136, 139, 179
 Летто (Lettau) 12
 Либби (Libby) 84
 Лилли (Lillie) 184
 Линькова 79
 Липпс (Lipps) 12
 Лисицын 8, 9, 303
 Листер (Lister) 226
 Лонгвиненко 6
 Лонгфелло Л. 229
 Лутит (Loutit) 12
 Льюис (Lewis) 365
- Мак-Берни (McBirney) 156
 Мак-Дугалл (McDougall) 75-77
 Мак-Кензи (McKenzie) 147, 150, 276
 Мак-Мастер (McMaster) 12
 Мак-Фи (McPhee) 177
 Мальмгрен (Malmgren) 12
 Марголис (Margolis) 12
 Мартини (Martini) 71, 72
 Маршалл (Marshall) 356
 Мейсон (Mason) 119
 Мелфейт (Malfait) 12
 Менард (Menard) 18, 20, 32, 43, 256, 358
 Меррей (Murray) 16, 98
 Меттьюз (Matthews) 119, 120, 125, 227
 Мёрнер (Mörner) 256
 Мидер (Meador) 12
 Миллиман (Milliman) 259, 260
 Минстер (Minster) 140
 Митчелл (Mitchell) 125
 Митчум (Mitcum) 264, 266
 Молнар (Molnar) 182, 185, 186, 193, 361, 369, 376
 Монин 7, 321
 Морган (Morgan) 133, 136, 139, 162, 182, 219
 Морли (Morley) 121
 Мур Дж. (Moore J.) 223, 365
 Мур-мл. Т. (Moore T.) 12, 93
 Мурдмаа 8, 9
 Мури (Maury) 14, 15
 Мурс (Moores) 131, 256
- Неймаер (Neumayr) 380
 Нортон (Norton) 193
- Оксбург (Oxburgh) 147, 172
 Олауссон (Olausson) 88
 Олдейл (Oldale) 259-261
 Олдрич (Aldrich) 75
 Олдхем (Oldham) 26
 Оливер (Oliver) 135, 141
 Опдайк (Opdyke) 79, 80, 88, 89, 119
 О'Хара (O'Hara) 217, 219, 220, 261
- Пакхем (Packham) 360, 361
 Пантин (Pantini) 12
 Парсонс (Parsons) 168
 Пейрс (Peirce) 198
 Пенроуз (Penrose) 12
- Пепис (Pepys) 257
 Петелин 303
 Пикар (Picard) 45
 Пимм (Pimm) 192
 Писиас (Pisias) 85
 Питман (Pitman) 122, 123, 125, 126, 131, 132, 181, 256, 265, 271-275
 Пратт (Pratt) 27
 Притчард (Pritchard) 278, 279
 Пуртале (Pourtales) 16
- Рабинович (Rabinowitz) 130, 313-315
 Райтт (Raitt) 46, 53
 Ранкорн (Runcorn) 112
 Расселл (Russell) 256
 Рафф (Raff) 119
 Ревелл (Revelle) 18, 133
 Резиг (Resig) 12
 Рей (Rea) 373
 Ридель (Riedel) 12, 72
 Рингвуд (Ringwood) 26, 216, 356
 Рингис (Ringis) 183
 Рихтер (Richter) 140, 355
 Робинсон (Robinson) 205, 223
 Ромайн (Romine) 12
 Росс (Ross) 14
 Рэлей (Reyleigh) 171
- Сатгер (Suggate) 184
 Сайкс (Sykes) 135, 141, 142, 144, 156
 Санфилиппо (Sanfilippo) 72
 Свердруп (Sverdrup) 17, 31
 Свифт (Swift) 253
 Селлвуд (Sellwood) 302
 Селсбери (Salisbury) 205
 Сигурдссон (Sigurdsson) 12
 Сили (Seely) 345-351, 353
 Сильва (Silva) 103
 Скейлс (Scales) 12
 Склейтег (Sclater) 147, 150, 168, 188, 192, 360
 Слип (Sleep) 215, 361
 Смит (Smith) 12, 32, 260
 Снайдер-Пеллегрини (Snider-Pellegrini) 108
 Сорохтин 8
 Спролл (Sproll) 114, 115, 193
 Стоддарт (Stoddart) 302
 Стommel (Stommel) 236, 249
 Стратт (Strutt) 171
 Страхов 7
 Сугимура (Sugimura) 355
 Суоллоу (Swallow) 244

- Тальвани (Talwani) 55, 205, 313
Танелл (Thunell) 371, 372
Тапскотт (Tapscott) 147
Тарлинг (Tarling) 76, 125
Тарп (Tharp) 18
Твен Марк 308
Тейер (Theyer) 12
Тейлор (Taylor) 109
Теннисон (Tennyson) 253
Тилли (Tilley) 211
Тиссо (Tissot) 275
Токсоц (Toksoz) 361, 363, 364
Томсон (Thomson) 15
Тузо-Вилсон (Tuzo Wilson) 377
Турекьян (Turekian) 12, 84
Туркотт (Turcotte) 147
- Уикс 345 (Weeks) 345
Уилер (Wheeler) 257
Уилкс (Wilkes) 14
Уилсон (Wilson) 118, 119, 133, 135, 137, 139, 144, 156, 161, 162, 164, 177, 219
Уолкер (Walker) 208
Уолкотт (Walcott) 322
Уолл (Wall) 12
Уоллин (Wollin) 20, 98
Уоррен (Warren) 247
Уорсли (Worsley) 71, 72
Уоткинс (Watkins) 12, 77
Ури (Urey) 85
Учупи (Uchupi) 297
Уэда (Uyeda) 173, 174, 350, 363
Уэллман (Wellman) 184
Уэллс (Wells) 306
Уэрмли (Wormley) 20
- Фалви (Falvey) 360, 361
Фаннелл (Funnell) 79
Фейрбридж (Fairbridge) 46, 258, 260, 263
Филиппи (Philippi) 17
Филлипс (Phillips) 188
- Фишер (Fisher) 172, 192, 212
Фледжер (Phleger) 106
Флеминг (Fleming) 17, 31
Фогт (Vogt) 159, 170, 373
Фор (Faure) 75
Форбс (Forbes) 15, 108
Форсайт (Forsyth) 173, 174, 188
Франшето (Francheteau) 182
Френсис (Francis) 168
- Харамильо (Jaramillo) 65
Харгрейвс (Hargraves) 12
Харденбол (Hardenbol) 72
Харрисон (Harrison) 79, 114
Харт (Hart) 217, 220
Хатертон (Hatherton) 355, 357
Хаттон (Hutton) 264
Хедберг (Hedberg) 58
Хей (Hay) 114
Хей (Hey) 145
Хейес (Heyes) 144, 280
Хейнрих (Heinrichs) 12
Хейртцлер (Heirtzler) 94, 122-125
Хейс (Hays) 80, 132, 179, 183, 256, 265
Херман (Herman) 126
Хесс (Hess) 17, 117-119, 146, 151
Хизен (Heezen) 18, 34, 39, 84, 98, 118, 140, 141, 214
Хилл (Hill) 46, 54
Холден (Holden) 113, 161
Холкомб (Holcomb) 35
Холл (Hall) 205, 223, 327
Холлистер (Hollister) 103
Холмс (Holmes) 112, 117, 172
Хорнибрук (Hornibrook) 12, 71
Хоуц (Houtz) 203, 204
Хсю (Hsu) 382
Хуанг (Huang) 65
Хьорт (Hjort) 16
Хэллам (Hallam) 132, 256
Хэмфрис (Humphris) 325
- Чабб (Chubb) 161
Чамалаун (Chamalaun) 76
Чейз (Chase) 140, 178, 181
Чен (Chen) 336
Чита (Cita) 97
- Шарман (Sharman) 345, 347, 350
Швиннер (Schwinner) 109
Шейдеггер (Scheidegger) 373
Шеклтон (Shackleton) 12, 13, 86, 88-90
Шекспир У. 57
Шепард (Shepard) 6, 380
Шиллинг (Schilling) 154, 163, 217-220
Шлих (Schlich) 125
Шлосс (Sloss) 271
Шокальский 5
Шор (Shor) 46, 54, 168
Шотт (Schott) 98
Шоу (Schaw) 166
Шринивазан (Srinivasan) 12
Штилле (Stille) 263, 264
Шубель (Schubel) 279
- Эдвардс (Edwards) 70
Эдмонд (Edmond) 226
Эйнштейн (Einstein) 341
Экман (Ekman) 238, 239
Эдхольм (Edlholm) 313
Элзассер (Elsasser) 30, 176
Элмстром (Elmstrom) 12
Эмери (Emery) 12, 130, 259, 260, 278, 309, 328, 330
Эмилиани (Emiliani) 20, 85, 87-89, 98
Эри (Airy) 27, 314
Эриксон (Ericson) 20, 98
- Юинг (Ewing) 18-20, 46, 53, 98, 118, 131, 140, 141, 203, 204

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие автора к русскому изданию	9
Предисловие	10
1. Введение	13

Часть I. Тектоника и океанология

2. Геофизика и геоморфология океана	21
3. Океанская стратиграфия, корреляция и геохронология	57
4. Дрейф континентов и спрединг океанского дна: введение в тектонику плит	108
5. Тектоника плит	133
6. Тектоническая история океанов	177
7. Океанская кора	200
8. Океанская циркуляция	229

Часть II. Краины континентов

9. История колебаний уровня океана и сейсмостратиграфия	253
10. Геологические процессы в береговой зоне и на континентальном шельфе	276
11. Типы континентальных окраин; дивергентные окраины	308
12. Конвергентные, или активные, континентальные окраины	341
Предметный указатель	383
Указатель географических названий	390
Именной указатель	394

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу:

129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Монография

Джеймс П. Кеннетт
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

в двух томах

Том 1

Старший научный редактор В. С. Краснова

Старший научный редактор М. Е. Яковенко

Научный редактор В. И. Чернышева

Младший научный редактор Т. С. Егорова

Художественный редактор Л. М. Кузнецова

Технический редактор Л. П. Бирюкова.

Корректор Н. Н. Яковлева.

ИБ № 5725

Сдано в набор 26.12.85.

Подписано к печати 21.01.87.

Формат 70 × 100¹/₁₆

Бумага офсетная № 1.

Гарнитура таймс

Объем 12,50 бум. л. Усл. печ. л. 32,5. Усл. кр.-отг. 65.

Уч.-изд. л. 34,77. Изд. № 5/4374.

Тираж 2200 экз. Зак. 1348. Цена 5 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
г. Можайск, ул. Мира, 93.

Издательство «Мир»
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1988 г.

Боуден К. ФИЗИЧЕСКАЯ ОКЕАНОГРАФИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД. Пер. с англ.—20 л., ил.—В пер.: 3 р. 30 к.

Книга известного английского океанолога написана на основе лекций, прочитанных им в Ливерпульском университете (Великобритания) и посвящена специально динамике шельфовых вод—предмету, которому в обычных курсах океанологии уделяется мало внимания. Между тем именно шельфовые воды стали в последнее время объектом усиленного хозяйственного освоения, в том числе разведки и добычи нефти и газа.

Начиная с определения прибрежных вод и оценки их значения для человечества, автор последовательно описывает особенности поведения вод близ берегов: приливно-отливные и нагонные течения, поверхностные волны, перемешивание, температурный солевой режим, обмен с глубинными водами. Достоинства книги—четкий ясный язык, большое число фактических сведений, таблиц и карт, связь с практическими потребностями использования шельфовых вод и дна.

Содержание: Приливы и приливные течения. Поверхностные волны. Течения и нагоны, вызываемые ветром. Прибрежный апвеллинг. Потоки, вызываемые разностью плотностей, и распределение солёности. Распределение температуры и сезонный термоклин. Процессы обмена и перемешивания вод. Взаимодействие между прибрежной и океанической циркуляцией.

Для широкого круга специалистов, интересы которых связаны с исследованиями и эксплуатацией прибрежных вод. Может служить учебным пособием.

