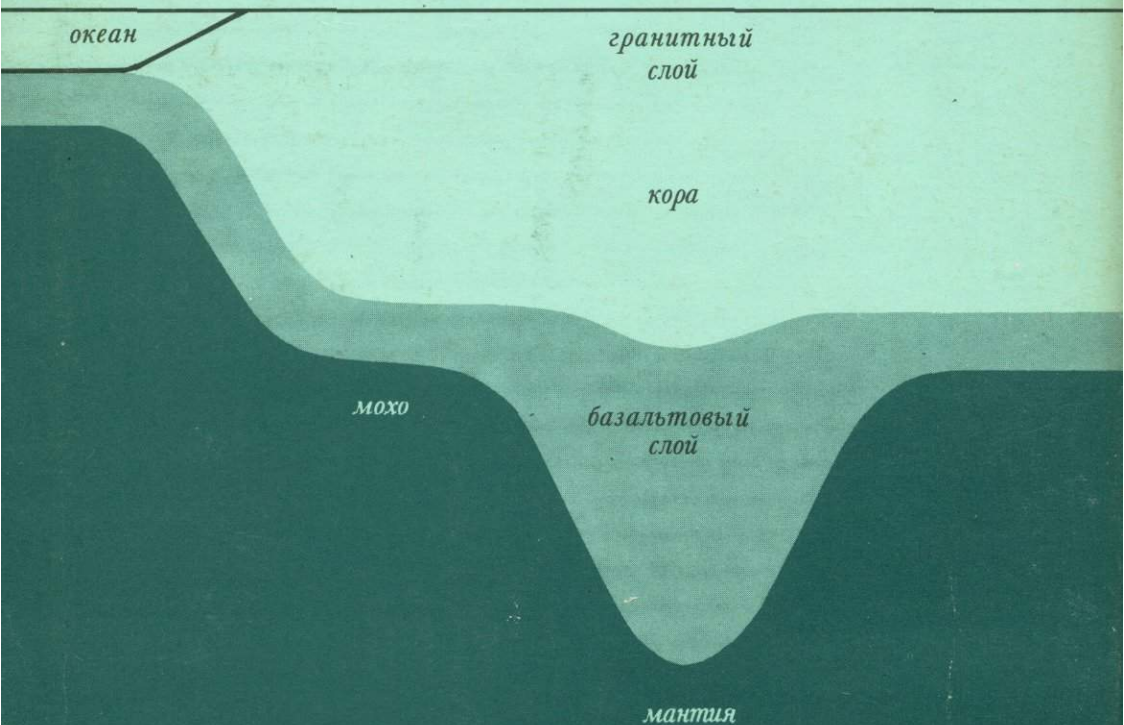


Е. ЗЕЙБОЛД
В. БЕРГЕР

ДНО ОКЕАНА

ВВЕДЕНИЕ В МОРСКУЮ ГЕОЛОГИЮ



E. Seidenberg H. Berger

THE
SEA
FLOOR

An Introduction
to Marine Geology



Введение
в морскую
геологию

Перевод

с англ. языка
Л. А. Бурлаковой
и Г. А. Давыдовой

Москва
ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«МИР»
1984

E. Seibold W. H. Berger

**THE
SEA
FLOOR**

An Introduction
to Marine Geology

Springer-Verlag
Berlin - Heidelberg -
New York 1982

Е. ЗЕЙБОЛД
В. БЕРГЕР

ДНО ОКЕАНА

Введение
в морскую
геологию

Перевод
с английского
канд. геогр. наук **И. А. Басова**
и **Л. А. Торчигиной**

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук **Н. А. Богданова**

МОСКВА
«МИР»
1984



4272

ББК 26.3
3-47
УДК 551.46

Зейболд Е., Бергер В.

3-47 Дно океана. Введение в морскую геологию: Пер. с англ.— М.: Мир, 1984.— 320 с., ил.

Книга двух известных исследователей геологии дна Мирового океана, президента Международного союза геологических наук проф. Е. Зейболда и д-ра В. Бергера, представляет собой краткий обзор всех последних достижений мировой науки в области морской геологии. В простой и доступной форме изложены взгляды на происхождение и историю формирования структур дна Мирового океана и его континентальных окраин, рассмотрены состав, источники и различные факторы переноса осадков, распространение морских организмов, вопросы палеоокеанологии и минеральных ресурсов морского дна.

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

3 $\frac{1904040000-106}{041(1)-84}$ 120-84, ч. 1

ББК 26.3
552

Редакция литературы по геологии

Евгений Зейболд, Вольфганг Бергер

ДНО ОКЕАНА

Введение в морскую геологию

Старший научный редактор В. С. Краснова. Младший научный редактор А. В. Швыряева. Художник И. П. Козлов. Художественный редактор Л. М. Кузнецова. Технический редактор З. И. Резник. Корректор Н. Н. Яковлева.

ИБ № 3653

Сдано в набор 3.08.84. Подписано к печати 14.02.84. Формат 60 × 90/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура таймс. Печать офсетная. Объем 10 бум. л. Усл. печ. л. 20. Усл.кр. отт. 20,56. Уч.-изд. л. 21,67. Изд. № 5/2685. Тираж 1900 экз. Зак. 619. Цена 3 р. 60 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли, г. Можайск, ул. Мира, 93.

© by Springer-Verlag Berlin – Heidelberg, 1982. All Right Reserved. Authorized translation from English language edition published by Springer-Verlag Berlin – Heidelberg – New York

© Перевод на русский язык, «Мир», 1984

дов уже приступили к их подготовке, и в последние годы в нашей стране вышло в свет несколько учебных пособий по геологии моря, например К. В. Боголепова и Б. М. Чикова; Н. В. Логвиненко; В. Е. Хаина и Л. Е. Левина¹.

Несомненно, полезным дополнением к ним будет предлагаемая вашему вниманию книга Е. Зейболда и В. Бергера, которая была специально написана как учебное пособие для высших учебных заведений Западной Европы. На русский язык переведено второе, существенно дополненное и переработанное издание этой книги. В нем учтены все новейшие результаты последних лет, полученные во время морских экспедиций научных учреждений Европы и Северной Америки. Большое внимание отведено результатам глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер», осуществленного в рамках крупнейшего за последнее десятилетие международного проекта, в котором участвовали также советские специалисты. В своем предисловии к русскому переводу книги Е. Зейболд и В. Бергер указывают, что, хотя в тексте из-за незнания авторами русского языка не уделено достаточного внимания результатам исследований советских ученых, международная научная общественность знает и высоко ценит их основные достижения.

Профессора Е. Зейболд и В. Бергер представляют разные поколения школы европейских морских геологов. Оба они известные специалисты в области палеонтологии и современных процессов морского осадконакопления. Зейболд относится к первому послевоенному поколению специалистов по геологии Мирового океана, которое сыграло решающую роль в формировании морской геологии в качестве самостоятельной отрасли наук о Земле. Он в течение многих лет был профессором в различных университетах ФРГ — в Тюбингене, Карлсруэ и Киле, в которых создал школу высококвалифицированных специалистов. Широко известны результаты его работ на борту научно-исследовательского судна «Метеор» в Персидском заливе и у берегов Западной Африки. Будучи президентом Международного союза геологических наук, Зейболд вносит крупный вклад в сотрудничество ученых разных стран и проводит огромную работу по подготовке и проведению 27 Международного геологического конгресса в Советском Союзе в 1984 г.

¹ К. В. Боголепов, Б. М. Чиков. Геология дна океанов.—М.: Наука, 1976; Н. В. Логвиненко. Морская геология.—Л.: Недра, 1980; В. Е. Хаин, Л. Е. Левин. Основные черты тектоники континентов и океанов.—М.: 1980.

В. Бергер — ученик и сотрудник Зейболда по работе в Кильском университете. Он осуществил ряд интересных исследований по коралловым рифам, а в последние годы преподает в США в Скриппсовском океанографическом институте Калифорнийского университета в Ла-Холье.

Книга Зейболда и Бергера «Дно океана» предназначена не только для специалистов. Она включает обширную информацию по экологии морских организмов, климатическим изменениям и палеоокеанографии, которая представляет интерес для широкого круга естествоиспытателей. Знакомство с основными достижениями морской геологии за последние годы, сведения о которых в краткой и доступной форме изложены в этой работе, несомненно, увеличит число молодых исследователей дна Мирового океана.

Н. Богданов

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Перед человечеством стоит сейчас много проблем, и пессимисты предсказывают, что наш мир становится теснее, беднее и все больше испытывает недостаток в продовольствии, энергии и сырье.

Поскольку эти проблемы так велики, а самые самоотверженные научные силы любой нации по сравнению с ними так малы, международное сотрудничество стало насущной необходимостью. Гёте сказал: «История науки—это большая fuga, в которой один за одним слышны голоса наций».

Мы признательны издательству «Мир» и д-ру Н. А. Богданову за их инициативу перевести на русский язык нашу книгу.

В отличие от музыкальных научных fugи гораздо проще понять на их собственном языке. Книга была написана для студентов, которые хотят познакомиться с этим предметом, а также для всех заинтересованных непрофессионалов. Мы хотели бы, чтобы наша книга пробудила интерес к чтению другой более доступной литературы.

К сожалению, на английском языке опубликована только небольшая часть работ известных советских ученых по морской геологии. Вот почему в нашей книге мы ссылаемся на русские работы реже, чем они того заслуживают; это относится и к другой иностранной научной литературе, за что мы приносим наши извинения. Своим предисловием мы хотели бы исправить ситуацию и воздать должное нашим советским коллегам.

Первым учебником, опубликованным после работ К. Андре (1920), была книга М. В. Кленовой «Геология моря». Она была написана в 1948 г. (в том же году, что и «Подводная геология» Ф. П. Шепарда). Эта книга раскрыла новое значение дна океана. Среди самых последних работ по морской геологии следует отметить труды А. П. Лисицына «Процессы океанской седиментации» (1978) и «Осадконакопление в океане» (1974). До сих пор на английском языке еще не было подобных обобщений по осадконакоплению в океанах. Между первым учебником М. В. Кленовой и самыми последними работами А. П. Лисицына,

Е. М. Емельянова и Е. А. Романкевича (1979), конечно, стоит целый ряд выдающихся работ советских ученых. Мы только упомянем названия знаменитых научно-исследовательских судов «Персей», «Обь», «Витязь», «Михаил Ломоносов», «Академик Курчатов», которые по праву занимают место в истории науки рядом с такими судами, как «Галатея», «Атлантис», «Вима», «Агассиз», «Дискаверер», «Метеор», «Кнорр» и «Мелвилл».

С нашей точки зрения, работы наших советских коллег по седиментологии, геохимии и микропалеонтологии представляют большой интерес. Необходимо упомянуть ставшие классическими работы Н. М. Страхова по литогенезу (1963) и П. Л. Безрукова по железомарганцевым конкрециям. Их опыт глобального подхода к проблемам морской геохимии высоко оценен и глубоко повлиял на морские науки в целом. К таким значимым работам можно отнести и вклады их коллег: Г. Н. Батурина, Ю. А. Богданова, А. Н. Богоявленского, Е. М. Емельянова, З. Н. Горбуновой, В. П. Петелина, М. А. Ратеева, Ю. И. Сирино, Н. С. Скорняковой и И. Е. Старика. Интересные исследования прибрежной динамики и морфологии проведены В. П. Зенковичем.

Развитию биоостратиграфии глубоководных бассейнов способствовали работы М. С. Бараша, Н. В. Беляевой, О. Г. Козловой, В. А. Крашенинникова, В. В. Мухиной, М. Г. Петрушевской, Х. М. Саидовой, А. П. Жузе.

Среди работ по геохимии «твердых пород» (океанских базальтов) необходимо упомянуть исследования Л. В. Дмитриева, А. Я. Шараськина, Г. С. Закариадзе и многих других. В этих работах, как и в работах по тектонике, все процессы рассматриваются с глобальных позиций, что стало традицией после хорошо известных работ крупных советских специалистов А. В. Пейве, В. В. Белоусова и Г. В. Удинцева. Выдающийся пример правильного подхода к изучению жизни океана представляют собой работы Л. А. Зенкевича.

Конечно, у морских геологов есть преимущество в международном общении, потому что в выражении своих идей и представлении новых данных они широко используют карты, схемы и атласы. Мы с особым удовольствием вспоминаем сотрудничество в международной экспедиции по подготовке атласа Индийского океана и надеемся, что вскоре будут опубликованы атласы других океанов.

Помимо важного воздействия примера советских ученых относительно глобального подхода к проблемам морской геологии необходимо помнить и о многих значительных региональных исследованиях, особенно в Южном океане, в Арктике. Нельзя не восхищаться работами первых исследователей Черного моря Н. И. Андрусова (1861–1924), А. Д. Архангельского (1879–1940) и Н. М. Страхова (1900–1978). К их числу необходимо добавить и фундаментальные исследования Арктики Я. В. Самойлова.

Морской геолог должен помнить, по-видимому, очень важную мысль, которую сформулировал А. П. Виноградов в 1966 г. во вступи-

тельном слове на Втором международном океанографическом конгрессе в Москве, проходившем под лозунгом: «Океанические исследования на благо человечества». Будучи ученым необычайно широкого научного диапазона и интересов, он сказал: «Ученые видят Тихий океан и, конечно, другие океаны как обширную систему динамического равновесия между глубинами океана, атмосферой, отложениями дна и различными организмами, населяющими его. Изучение океана стало исключительно комплексным».

Наконец, мы разделяем энтузиазм относительно совместных работ на научно-исследовательских судах, который первыми проявили наши русские коллеги на борту «Витязя» в Атлантическом и Тихом океанах (1886–1889), на борту ледокола «Седов» в Арктике (1937–1939), на «Оби» в экстремальных погодных условиях в Южном океане, а также когда они присоединялись к Международному проекту глубоководного бурения в океанах с борта «Гломара Челленджера».

Мы надеемся, что русское издание нашей небольшой книги поможет молодым ученым разных геологических направлений взглянуть на океанское дно как на волнующую проблему для дальнейших исследований, от берега до абиссали, от Северного полюса до коралловых рифов и перспективных берегов Антарктиды, а также как на международную задачу, нацеленную на решение некоторых наших глобальных проблем.

Е. Зейболд

В. Х. Бергер

ВВЕДЕНИЕ

Представления человека о том, как образовалась и развивалась наша планета, радикально изменились за последние двадцать лет. Эта революция в геологии — сейчас ее обычно связывают с концепцией тектоники плит и ее производными — была результатом изучения океанского дна. По своему влиянию на науки о Земле она сравнима с революцией, произведенной Чарлзом Дарвином (1809–1882) сто лет назад. В то время в центре внимания была эволюция биосферы, т.е. всех организмов, живущих на Земле и в ее атмосфере. Сейчас мы говорим об эволюции литосферы, или верхней оболочки Земли, мощностью до 100 км. Дарвин черпал свои идеи из наблюдений, сделанных во время экспедиции на судне «Бигль». Его работы послужили толчком к проведению первой кругосветной океанографической экспедиции на британском корвете «Челленджер» (1872–1875). С тех пор с океанографическими исследованиями тесно связаны многие фундаментальные достижения в познании Земли. Это и не удивительно. Ведь поверхность нашей планеты на две трети занята океаном.

Предлагаемая книга является результатом нашего глубокого убеждения в том, что для изучения геологии и океанографии, а также в целом наук о Земле необходимо иметь общее представление о тектонике и морфологии океанского дна, о геологических процессах, протекающих в глубоководных частях океана и в шельфовых морях, и отражении климатических колебаний в осадконакоплении.

Мы поставили своей целью дать краткий обзор этих вопросов, попытались написать книгу для всех, интересующихся геологией, включая читателя, не имеющего специальной подготовки. Отличительной чертой ближайших десятилетий будет увеличение зависимости человечества от природных ресурсов. В этой связи нельзя забывать того, что океан является «кухней» погоды, местом захоронения многих индустриальных отходов, а также источником энергетических и металлических полезных ископаемых. Поэтому особенно важно знание основных фактов и концепций морской геологии.

В своей работе мы даем сначала краткую оценку влияния эндогенных сил на морфологию океанского дна. Анализу глубинных процессов, тесно связанных с теорией дрейфа континентов и бывшему в центре геологических дискуссий последние два десятилетия, посвящено несколько прекрасных статей и книг, рассчитанных на широкий круг читателей. Мы же придаем особое значение экзогенным процессам, формирующим физическую, химическую и биологическую среду на океанском дне, которые имеют непосредственное отношение к разумному использованию океана и к пониманию его роли в эволюции климата и жизни на нашей планете.

Наша книга включает материалы, представляющие собой результаты интенсивных исследований многих специалистов, которые посвятили себя морской геологии. В книге помещены портреты нескольких выдающихся ученых (см. фотографии на стр. 14–15). Многие другие исследователи, внесшие весомый вклад в науку, упоминаются нами в тексте. Однако мы не смогли в этой книге воздать должное всем, кто этого несомненно заслуживает. Мы приносим искренние извинения нашим коллегам, которые не упомянуты в тексте в силу его ограниченного объема. Для читателя, который хочет глубже ознакомиться с предметом, мы прилагаем список литературы.

Настоящая работа представляет собой результат переработки ранее изданного в ФРГ учебника Зейболда для высших учебных заведений. Зейболд переписал значительную часть его. Бергер перевел и отредактировал текст для английского издания и написал разделы, посвященные осадконакоплению в глубоководных частях океана, океанографии плейстоцена и результатам Проекта глубоководного бурения. Зейболд благодарит своих сотрудников по Институту геологии и палеонтологии Кильского университета, которые разделяли с ним волнения открытий во время многочисленных экспедиций научно-исследовательского судна «Метеор» и других судов за последние два десятилетия. Бергер признателен своим учителям, коллегам и студентам Скрипсовского океанографического института в Ла-Холье, Калифорния. Особо мы хотели бы поблагодарить наших друзей и коллег, которые помогли собрать портреты пионеров морской геологии.

Е. Зейболд

В. Х. Бергер

Киль и Ла-Холья, весна 1981 г.

ПИОНЕРЫ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Морская геология – молодая отрасль науки, хотя ее начало можно исчислять с момента выхода в свет в Эдинбурге в 1795 г. «Теории Земли» Джеймса Геттона (1726–1797). Помимо других вопросов Геттон описал морские породы на суше, а изменение уровня океана («вторжение океана» и «размещение материала, накопленного на дне океана и в атмосфере выше уровня океана») было центральным догматом его «теории». Таким образом, задача выяснить, что происходит на дне океана, была поставлена перед исследователями в самом начале систематических геологических исследований. Этот вопрос можно было бы решить, поняв природу морских отложений, распространенных на суше. Не один Геттон интересовался этим. За несколько лет до того, как «Теория Земли» была опубликована, выдающийся химик Антуан Л. Лавуазье (1743–1794) выделил два типа морских осадочных слоев: осадков, образовавшихся в открытом океане на большой глубине, которые он назвал пелагическими пластами, и накопившихся в прибрежной зоне, названных им литоральными пластами. Под «большой глубиной» Лавуазье понимал все глубины за пределами базы волны, т.е. те глубины, на которых волны уже не способны взмучивать осадки дна. Лавуазье предполагал, что частички осадков спокойно осаждаются на глубоководье и вторичный перенос их менее заметен, чем у побережья.

Морская геология как наука началась с выхода геологов в море для наблюдения за процессами, в результате которых образуются породы, хорошо известные на суше. Ясно, что такая работа началась в прибрежных и легко доступных водах и предпринималась многими учеными-исследователями. Немецкий геолог Иоганн Вальтер был пионером такого рода исследований. Безусловно, принимая догмы классической геологии, он был выдающимся представителем направления научного направления – униформизма, т.е. доктрины Геттона о том, что происходящие сейчас на поверхности Земли процессы объясняют геологам, что же происходило в геологическом прошлом (*Lithogenesis of the Present*, Jena, 1894, in German). В своей книге *Bionomie des Meeres* (Jena, 1893) он дал



Основатели морской геологии. Верхний ряд (слева направо): Джон Меррей (1841–1914); Йоханнес Вальтер (1860–1937); Н. И. Андрусов (1861–1924). Нижний ряд: А. Д. Архангельский (1879–1940); Альфред Вегенер (1880–1930); Жак Буркар (1891–1965).

оценку морских условий и описал экологию донных организмов, придавая особое значение раковинным формам и отложениям, которые они формируют. Исследования осадконакопления в океанах в следующие четыре десятилетия обобщены в работе под редакцией Траска [P. D. Trask (ed.), *Recent Sediments*, AAPG, Tulsa, 1939]. Это труды симпозиума, на котором рассматривались палеогеографические условия осадконакопления в морях от линии берега до глубоководья. Многие статьи в этой книге написаны пионерами морской геологии.

По мере того как морские геологические исследования развивались и продвигались дальше в море, изменялись постепенно проблемы, стоящие перед учеными. Дно океана стало центром внимания исследовате-



Верхний ряд: Н. М. Страхов (1900–1978); Филип Кюнен (1902–1976); Гарри Хесс (1906–1969). Нижний ряд: Морис Юинг (1903–1976); Брюс Хизен (1924–1977); Френсис Шепард (род. 1897).

лей, задавшихся целью объяснить его роль в истории Земли. Этот новый акцент впервые проявился в работах шотландца Джона Меррея, естествоиспытателя, принимавшего участие в экспедиции на «Челленджер» (1873–1876). Эта экспедиция, возглавленная биологом Чарлзом В. Томсоном (1830–1882), знаменовала начало современной океанографии – была установлена общая морфология океанского дна и типы осадков, покрывающих его. Главная работа Джона Меррея «Deep Sea Deposits», написанная совместно с А. Ф. Ренардом и опубликованная в 1891 г., заложила основы учения о седиментологии глубоководных областей океана (гл. 3). Исследования Меррея установили резкое различие между мелководными шельфовыми осадками и глубоководными

илами. После ее публикации бесспорно было принято в геологии, что нигде на суше не могут быть распространены истинно глубоководные отложения. Эта теория подверглась сомнениям, когда Ф. Кюнэн экспериментально доказал, что масса мелководных осадков может транспортироваться вниз по склону на дно океана с большой скоростью и на большую глубину, так как мутьевой поток, содержащий обломочный материал, тяжелее чистой воды, которая его окружает. Осадок, транспортируемый в виде суспензии, постепенно оседает, при этом тяжелые и большие зерна захороняются первыми, а самые мелкие — последними. В результате такого процесса получаются *градационные* слои, и такие слои широко распространены в геологических разрезах (например, Альпийские *флишевые* отложения). Веские дополнительные данные, подтверждающие концепцию Кюнэна о процессах седиментации в океане, были представлены Хизеном и Юингом в 1952 г. Помимо изложенной выше концепции Кюнэн внес огромный вклад в понимание геологии дна океанов и морей, рассмотрев широкий спектр вопросов в своей книге *Marine Geology* (New York, 1950) и в других многочисленных публикациях.

Когда ученые при исследовании процессов осадконакопления в океане получили возможность отбирать из гравитационных трубок керн, они сделали первый шаг к пониманию истории развития океана. Морские геологические экспедиции, занимавшиеся изучением скоростей седиментации, работали на немецком судне «Метеор» (1925–1927) и шведском «Альбатрос» (1947–1948) под руководством Ханса Петерсона. Во время экспедиции на «Альбатросе» была установлена цикличность осадконакопления в океанах благодаря колебаниям климата в течение последнего миллиона лет, включающего несколько эпох оледенения (гл. 9). Самым последним и самым большим достижением в этой области является Проект глубоководного бурения с использованием бурового судна «Гломар Челленджер» (1968 — настоящее время), в результате которого впервые подверглись систематическому изучению разрезы третичного и мелового времени.

Исследования морфологии океанского дна происходили параллельно с изучением процессов осадконакопления. Прибрежные формы рельефа были более доступны для изучения, и поэтому уже в начале века была накоплена значительная информация о них (*D. W. Johnson, Shore Processes and Shoreline Development, Wiley, New York, 1919*). Большая работа в этой области была проделана Ф. Шепардом, а также Дж. Буркармом, которые создали первые научные концепции о процессах, происходящих на мелководье. Эти два пионера морской геологии особенно много внимания уделяли проблемам происхождения континентальных окраин, подводных каньонов, изучая их морфологию и осадконакопление.

Широкий диапазон вопросов охватывают работы Ф. Шепарда, он изучал шельфовую зону у восточного побережья США, шельф и склон у западного побережья, а также дно Мексиканского залива. В его учеб-

нике *Submarine Geology* (New, York, 1948) и в последующих его изданиях суммированы результаты этих исследований, а также дана глобальная статистика по морфологии океанского дна. Другими важными его работами этого периода были *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Tulsa, 1960, with *F. B. Phleger* and *Tj. H. Van Andel*) и *Submarine Canyons and Other Sea Valleys* (Chicago, 1966, with *R. F. Dill*). Дж. Буркар выполнил подобные исследования у берегов Франции, особенно в Средиземном море. Его теория об «изгибе» континентальной окраины с поднятием в сторону материка шарнирной линии и опусканием ее в сторону моря оказалась полезной в объяснении миграции уровня океана в шельфовой зоне и в изучении природы накопления осадков на континентальном склоне (см. гл. 2).

Великолепным морским геоморфологом был Б. Хизен, чьи физиографические схемы океанского дна (составленные вместе с коллегой Мэри Тарп) отражают четкое понимание тектоники и седиментологических процессов на дне океана. Его диаграммы сейчас печатаются фактически во всех учебниках геологии и географии (рис. 1.3 и 2.2). Это о Хизене Буллард сказал в шутку, что он усовершенствовал искусство составления карт по регионам, для которых нет данных. Большая часть результатов его работ представлена в прекрасно иллюстрированной книге *The Face of the Deep* (New York, 1971, with *C. D. Hollister*).

Наиболее удовлетворительное объяснение морфологии океанских бассейнов и различных типов континентальных окраин могла дать только геофизика, которая объясняет глубинные процессы внутри Земли. Не случайно, именно геофизик первым сформулировал глобальную гипотезу о морфологии краевых частей океана, которая оказалась жизнеспособной, — это метеоролог Альфред Вегенер.

Вегенер заинтересовался параллельной конфигурацией береговой линии по обеим сторонам Атлантического океана (явление, замеченное уже в 1801 г. знаменитым натуралистом-исследователем Александром Гумбольдтом). Континенты представлялись Вегенеру отдельными частями игрушки-головоломки, которые должны примыкать друг к другу. Затем он совершенно случайно узнал, что палеонтологи предполагают существование «мостов» между двумя побережьями Атлантического океана, чтобы объяснить поразительную схожесть между найденными ископаемыми остатками на этих побережьях. Изучив литературу, он пришел к выводу, что континенты когда-то были единым целым и разошлись лишь в послепалеозойское время. Своей книгой, где он на смену концепции «мостов» между континентами предложил гипотезу дрейфа континентов, Вегенер положил начало «дебатам века» в геологии. Его гипотеза сейчас является неотъемлемой частью ведущих теорий *спрединга* (расширения океанского дна) и *тектоники плит*, объясняющих геоморфологию и геофизику дна океана и земной коры (гл. 4). Исследования геофизиков в конечном счете привели к созданию *теории тектоники плит*. Важное значение в развитии тектоники плит имели работы Булларда (1907–1980) по земному магнетизму, тепловому потоку



и сейсморазведке, а также Юинга и его коллег по всем аспектам морской геофизики (хотя сам Юинг не был сторонником теории спрединга морского дна). Эти ученые пролили свет на строение континентальных окраин (*M. Ewing et al.*, 1937, *Geophysical Investigations in the Emerged and Submerged Atlantic Coastal Plain*, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, p. 909; *E. C. Bullard, T. F. Gaskell*, 1941, *Submarine Seismic Investigations*, *Proc. Royal Soc.*, Ser. A177, p. 476). Поворотным пунктом в научной революции в науках о Земле и кульминационным моментом в тектонике плит принято считать статью Г. Хесса (1962) «История океанских бассейнов», опубликованную в 1962 г. Хесс начал свою замечательную карьеру, работая с голландским геофизиком Венинг-Мейнецем над изучением гравитационных аномалий глубоководных желобов. Эти исследования вылились в гипотезу о том, что желоба могут быть поверхностными выражениями опускающихся вниз крыльев мантийных конвективных ячеек. Будучи во время войны офицером подводного флота, Хесс открыл и закартировал большое число плосковершинных подводных гор, морфология которых навела его на мысль об обширном погружении дна океана. Последующие открытия на срединно-океаническом хребте (морфология рифта, тепловой поток и др.) помогли ему сформулировать идеи о том, что дно океана образуется в центре срединно-океанического хребта, со временем раздвигаясь в обе стороны и погружаясь в желоба. Термин «спрединг» океанского дна был предложен Р. Дицем в 1961 г. для этого явления. С того времени спрединг океанского дна и его ветвь тектоника плит стали главным каркасом, в пределах которого интерпретируются данные морской геологии. В гл. 1 раскрывается сущность этой теории.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ОКЕАНСКИХ БАССЕЙНОВ

1.1. Глубина океана. Самый обычный вопрос, который возникает в связи с изучением океанского дна: какова глубина океана и почему она именно такая? Первые данные об общем распределении глубин были получены во время океанографической экспедиции судна «Челленджер» (рис. 1.1). Из рисунка видно, что преобладают два типа глубин: мелководье, где дно находится близко к поверхности воды (шельфовые моря) и глубоководье — где оно расположено на 4–5 км ниже уровня моря (обычная глубина океана). Промежуточную глубину имеют участки, соединяющие шельф и глубоководные равнины, — это континентальный склон и его подножие. В океане существуют глубины вдвое больше обычных: они приурочены к узким желобам, в основном опоясывающим Тихий океан (приложение П.2).

С борта «Челленджера» был проведен промер глубин путем опускания груза на дно океана и затем измерения длины каната, на котором он был привязан. Когда точки промера были соединены на карте горизонталями, оказалось, что океанское дно пологое. Только после того, как систематически стало применяться эхолотирование, выяснилось, что большие участки океанского дна заняты огромными горными хребтами, которые по своим масштабам соперничают с Альпами и Сьеррой-Невадой. Пожалуй, самый грандиозный из них — Срединно-Атлантический хребет (рис. 1.2). Он был открыт во время знаменитой экспедиции на «Метеоре» (1925–1927).

Позже в основном благодаря работам Юинга и Хизена из Ламонтской геологической обсерватории (США) стало известно, что кажущийся бесконечным Срединно-Атлантический хребет (рис. 1.3) — это всего лишь часть срединно-океанического хребта, опоясывающего весь земной шар.

Несомненно, это было открытием исключительной важности, поскольку была установлена одна общая морфологическая структура планеты — основная модель, с которой должны сверяться наши разрозненные и часто загадочные отрывочные знания о дне океана. Другая, сопоставимая по размерам структура океанского дна — это линия жело-

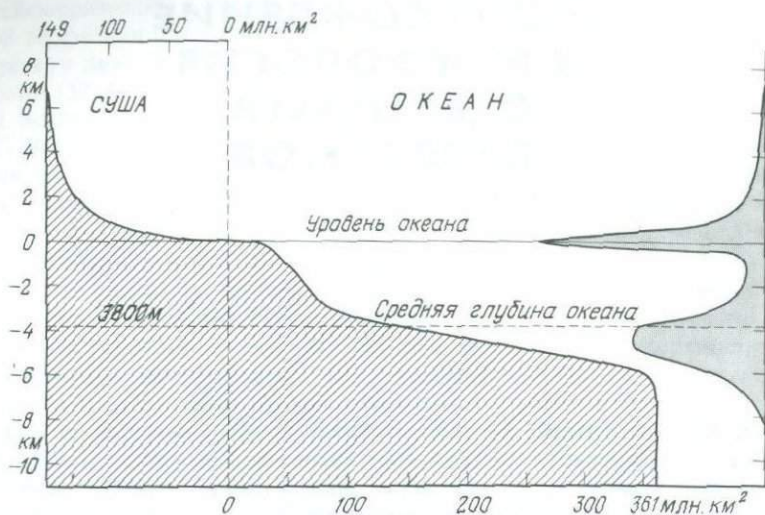


Рис. 1.1. Общее распределение глубин в океане и превышений на суше (гипсометрическая кривая). Справа частота распространения превышений.

бов, опоясывающих Тихий океан (рис. 1.4). Взаимно дополняющее значение этих двух типов структур стало очевидным в 1960-х гг. в результате изучения магнитных свойств пород океанского дна, землетрясений и распределения теплового потока. В конце этого десятилетия в основном уже была сформулирована гипотеза о том, что новая океаническая кора образуется в центре срединно-океанического хребта, а затем движется по направлению к желобам, где она погружается.

Эта гипотеза, называемая гипотезой спрединга океанского дна, лучше других объясняет основные особенности распределения глубин в океане.

Прежде чем перейти к детальному рассмотрению этой основополагающей концепции, вернемся к рассмотрению основных процессов, которые формируют поверхность Земли, включая дно океана.

1.2. Эндогенные процессы. Так же как лик Земли в целом, дно океана формируется под воздействием двух процессов: тех, что берут свою энергию из глубин Земли, называемых эндогенными, и тех, что управляются Солнцем, называемых экзогенными.

Силы, тающиеся в глубине Земли, вызывают извержения вулканов и землетрясения. Мы встречаемся с ними, когда наблюдаем извержения на Гавайях, гейзеры в Йеллоустонском парке, землетрясения в Калифорнии. Эндогенные силы, проявляющиеся в течение длительного промежутка времени и питающиеся источником тепла из глубин Земли, образуют горные хребты, такие, как Сьерра-Невада и Гималаи, создают гигантские рифты, такие, как Долина Смерти или Рейнский грабен. Естественно предположить, что подводные горы представляют собой

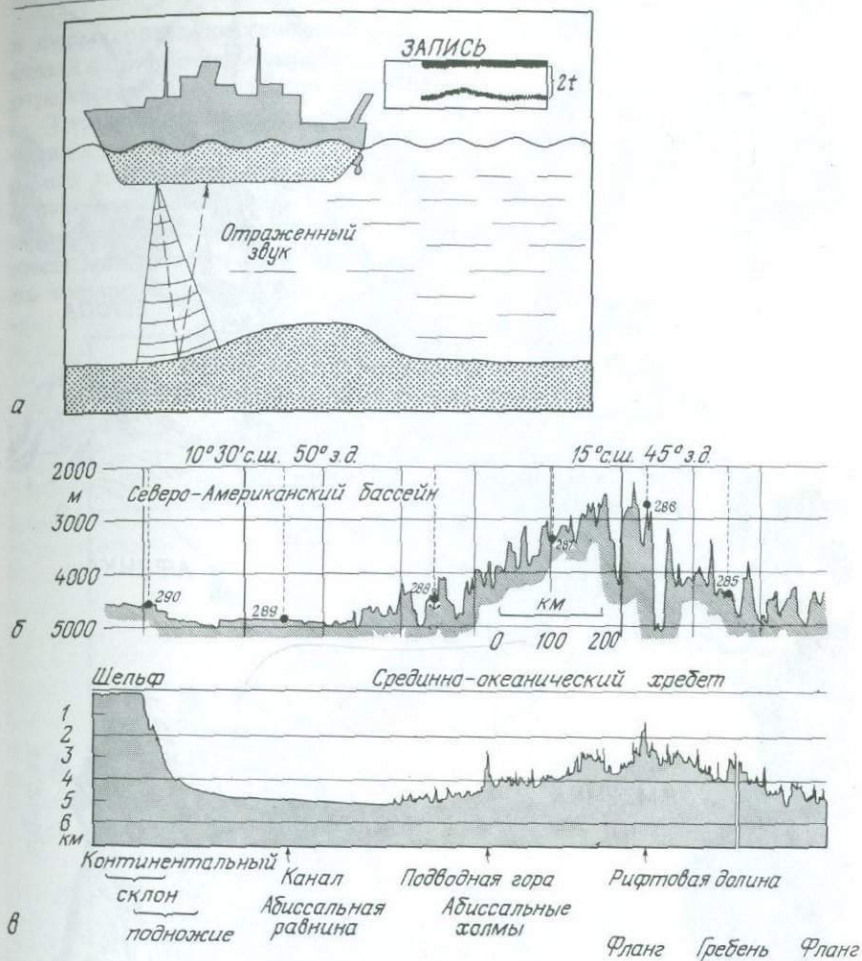


Рис. 1.2. Топография Срединно-Атлантического хребта и прилегающих участков дна. а — принцип непрерывного эхолотирования. Глубина океана дана по формуле $s = v \cdot t$, где v — скорость звука, $2t$ — время прохождения звука туда и обратно; сверху справа — образец записи на движущейся ленте бумаги; б — результаты эхолотирования, полученные во время экспедиции на немецком судне «Метеор» (1925–1927). Прострелы производились каждые 4,5 км. Цифры означают номера станций. Обратите внимание на центральный рифт; в — профиль современного рельефа с названиями географических структур.

поднятия и что огромные желоба образовались в результате прогибания океанского дна под действием эндогенных сил. Такое движение, конечно, требует перемещения вещества внутри Земли. Таким образом, чтобы сформировать подводные хребты, вещество должно подниматься, а чтобы сформировать желоба — погружаться. Существенный скачок



Рис. 1.3. Физиографическая схема дна Атлантического океана по рисунку Берана (Национальное географическое общество, США), основанная на батиметрических исследованиях Б. Хизена и М. Тарп.

в формулировании гипотезы спрединга (расширения океанского дна) связан с появлением концепции, в соответствии с которой эти движения отражают действие конвекционной системы (рис. 1.5).

Точная природа сил и движений в глубинах Земли не доступна изучению путем непосредственных наблюдений и опробования. Даже самые глубокие буровые скважины на континентах (порядка 10 км) только как бы царапают поверхность Земли. Они не проникают сквозь всю кору — самый верхний слой твердой Земли. Континентальная кора имеет мощность от 20 до 50 км, в то время как океаническая значительно тоньше, ее мощность около 5 км. Под корой расположена мантия,

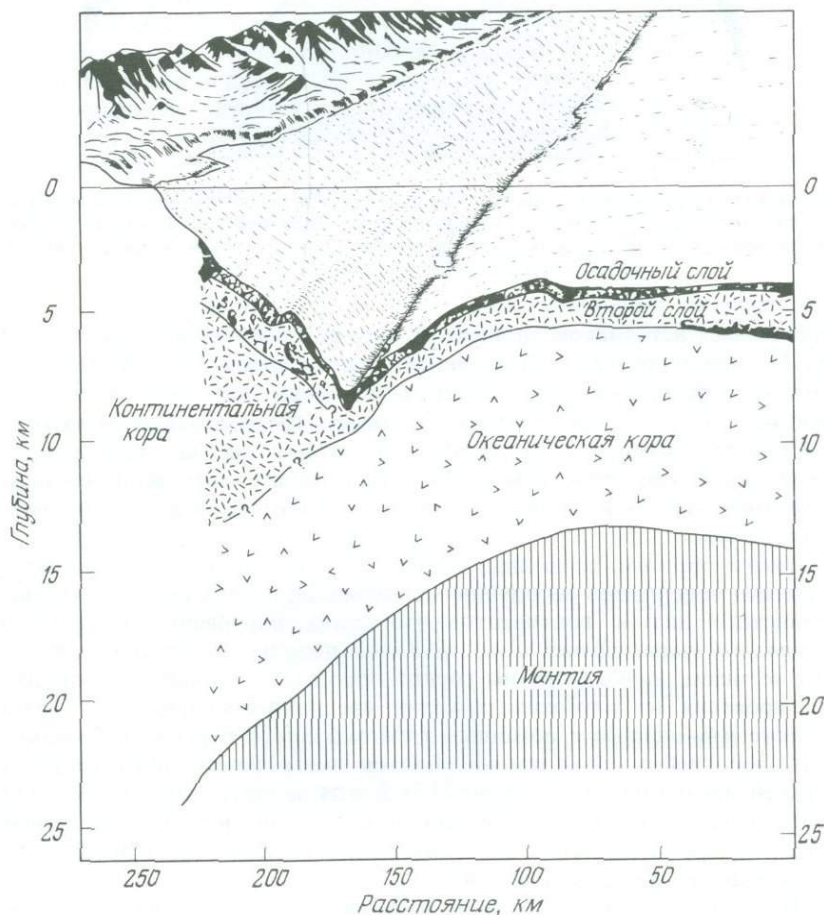


Рис. 1.4. Строение океанской окраины у северного побережья Чили по данным сейсморазведки методом преломленных волн. По Фишеру и Райту (R. L. Fisher, R. W. Rait, 1962, Deep Sea Res. 9: 423).

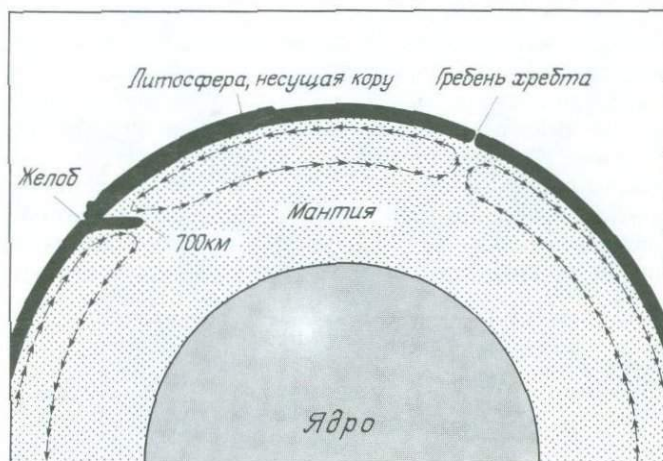


Рис. 1.5. Гипотетические конвективные течения в верхней мантии, вызывающие расширение (спрединг) океанского дна и дрейф континентов. Это одна из конвекционных моделей, которая была предложена для объяснения происхождения срединно-океанических хребтов и желобов.

являющаяся источником эндогенных сил, которые воздействуют на кору. Ее мощность 2850 км, и она составляет около $\frac{2}{3}$ массы Земли (рис. 1.6). Оставшаяся $\frac{1}{3}$ падает в основном на ядро (его радиус 3470 км). Следовательно, только 0,4% массы Земли приходится на кору. На глобусе диаметром примерно 2 м глубина океана будет меньше 1 мм. Даже литосфера с ее мощностью 100 км, состоящая из коры и верхней мантии и несущая континенты, будет не толще, чем линия фломастера.

Таким образом, подводные хребты и глубоководные желоба представляют собой лишь небольшие морщинки на лице планеты. Движение океанского дна и континентов — это лишь нарушения поверхности огромного шара горячей породы. Какой породы? И почему горячей? Мы не знаем точно. Образцы горной породы, отобранные с помощью драгирования из глубоких расселин срединно-океанического хребта, а также извлеченные с помощью глубоководного бурения в базальтовом слое хребта, по-видимому, больше всего напоминают вещество верхней мантии (см. приложение П.7). Когда вещество мантии выдавливается вверх в срединно-океаническом хребте, оно изменяет свои свойства по мере уменьшения давления, высвобождения газов и особенно из-за реакции с морской водой.

Наиболее вероятно, что тепло выделяется за счет распада радиоактивных элементов. Другим возможным источником тепла является гравитационное разделение тяжелого и легкого вещества, что привело прежде всего к луковичному строению Земли. Чтобы получить «весточ-

ку из мантии», т.е. информацию о ее строении и процессах, протекающих в глубине, геофизики проводят сейсмические эксперименты и изучают характеристики магнитного и гравитационного полей. Минералогия и петрологи исследуют поведение пород при высоких давлениях и температурах, а геохимики собирают косвенные данные о глубинах Земли, исходя из распространенности химических элементов в Солнечной системе и распределения плотностей внутри Земли.

1.3. Экзогенные процессы. Крупнейшие структуры океанского дна, сформированные эндогенными процессами, несут на себе отпечаток работы внешних или экзогенных сил, т.е. воздействия эрозии и седиментации. Классический пример тому – тип океанского дна, называемый абиссальной равниной – исключительно плоские участки диаметром до сотен миль (рис. 1.2, в). Примером подобных структур на суше могут быть плайи, опоясывающие Большое Соленое озеро в штате Юта, США.

Абиссальные равнины представляют собой подводные плайи, куда поступает обломочный материал с континентов, который образуется в результате воздействия сил выветривания: дождя, ветра, льда. Ветер и реки выносят в океан обломки, углубляя русла потоков и сглаживая горы. Обломочный материал откладывается в основном на континентальных окраинах, а остатки его аккумулируются на абиссальных равнинах.

Много осадков поступает в океан после стихийных катастрофических событий: наводнений, штормов, землетрясений или (в более крупном временном масштабе) наступлений ледников. Другой тип осадков поступает на океанское дно в виде более или менее непрерывного потока различных частиц: раковин планктона, рожденной ветром пыли, космических частиц. За геологическое время эти постепенно накапливавшиеся пелагические осадки образовали слой мощностью в несколько сотен метров, формирующий покров на океанической коре. Этот покров

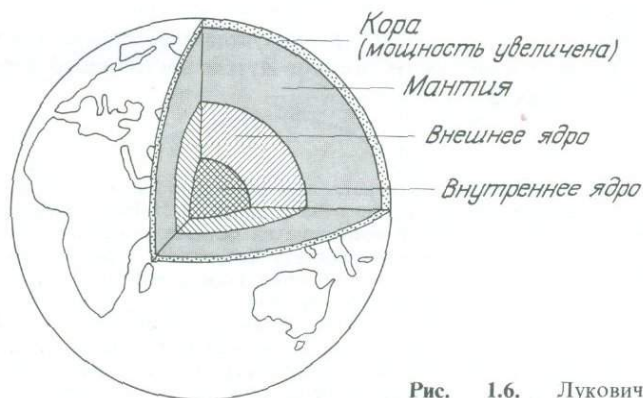


Рис. 1.6. Луковичное строение Земли: кора, мантия, ядро.

хранит детальную историю эволюции океанской циркуляции и пелагических организмов за последние 100–150 млн. лет.

Хотя экзогенные процессы в основном имеют тенденцию к *сглаживанию* поверхности Земли путем эрозии и отложения осадков, но иногда и ими создаются горы. Примером этому служит Большой Барьерный риф к востоку от Австралии, вершины которого поднимаются на тысячи метров над дном Кораллового моря. Эти столбообразные рифовые горы состоят из карбоната кальция, выделенного коралловыми водорослями, кораллами, моллюсками и маленькими одноклеточными организмами, называемыми фораминиферами. Рост водорослей, конечно, зависит от солнечного света. Кораллы и фораминиферы содержат внутри своих тел одноклеточные водоросли, существуя в симбиозе с ними, и тоже зависят от солнечного света.

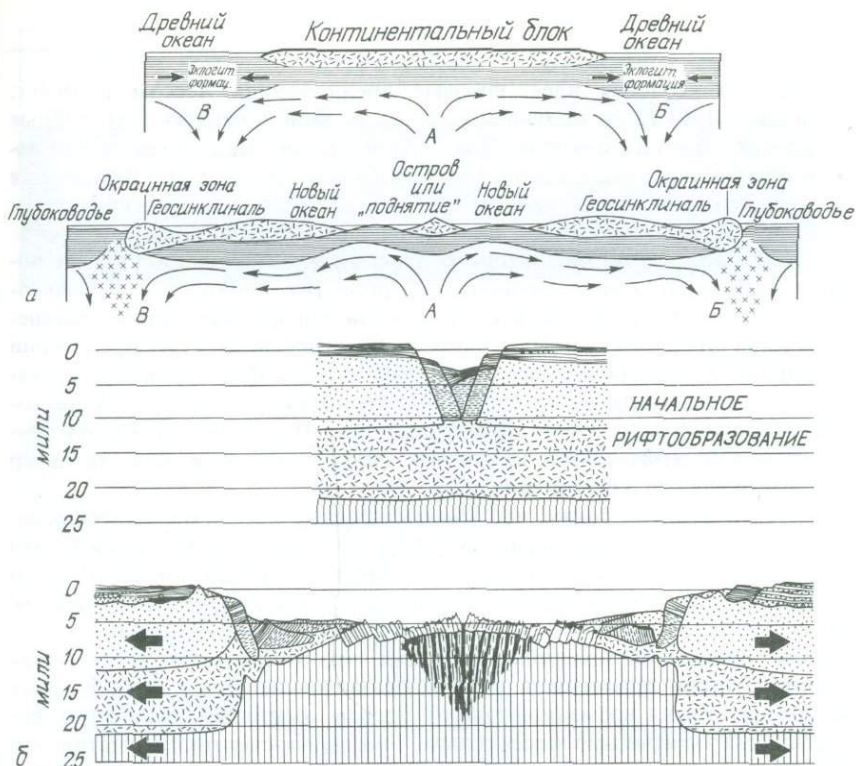
Рассмотрев вкратце разнообразие воздействия эндогенных процессов, которые образуют складки на поверхности Земли, и экзогенных, которые в основном сглаживают их, перейдем к природе крупных структур на дне океана, а также к такому понятию, как спрединг океанского дна.

Как впервые возникла эта идея?

1.4. Исторические аспекты. Всего лишь 20 лет назад геологи думали, что осадки на океанском дне могут содержать полную летопись фанерозоя и ведут нас даже дальше – в докембрий (см. приложение П.3). Сегодня геологов, которые питают такие тщетные надежды, мало. Возраст самых древних осадков, извлеченных с океанского дна, определен в 150 млн. лет, что составляет менее 10% возраста фаунистически охарактеризованных осадочных отложений на суше. Где же тогда тот обломочный материал, который смывался в океан в течение нескольких миллиардов лет существования континентов?

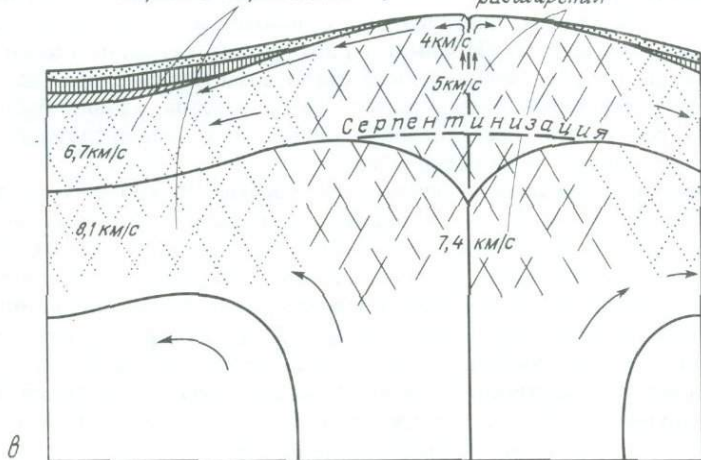
В соответствии с гипотезой спрединга океанского дна все осадки, аккумуляющиеся на дне океана, перемещаются к желобам как на конвейере (рис. 1.5). Здесь часть осадков засасывается в мантию, а остальные соскабливаются внутренней стенкой желоба. Таким образом, дно океана очищается от осадков путем постоянного возобновления и перемещения их.

Рис. 1.7. Модели спрединга океанского дна, объясняющие происхождение Средне-Атлантического хребта. *а* – гипотеза Холмса (*A. Holmes*, 1929, *Trans. Geol. Soc., Glasgow*, 18: 559). Обратите внимание на остаток континента в центре (в действительности не существует); *б* – гипотеза Хизена (*B. C. Heezen*, 1960, *Sci. Am.* 203: 98). Обратите внимание на то, что мобильность континентальных окраин и рассеянное внедрение мантийного материала в обширную область хребта на рисунке увеличены (в действительности внедрение происходит в узкой зоне); *в* – гипотеза Г. Хесса (1962). Обратите также внимание на узкую зону внедрения и на стратиграфически несогласное трансгрессивное прилегание глубоководных осадков. Это наиболее подходящая модель, хотя серпентинизация (тип химического изменения базальтов) кажется здесь менее важной, чем представлял себе Хесс.



Температуры низкие,
трещины залечены,
скорость нормальная

Сейсмическая скорость
уменьшена из-за более
высоких температур, трещино-
ватости, дрекчирования и
расширения



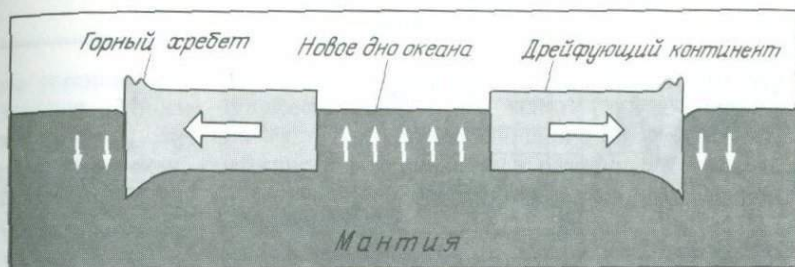
Эта удивительная идея, впервые предложенная Хессом в 1960 г. и Дицем в 1961 г., не получила сначала полной поддержки. Подобные идеи высказывались и раньше (рис. 1.7), но также расценивались как необоснованные предположения. Однако постепенно по мере накопления фактов оппозиция ослабевала, и к 1970 г. лишь очень немногие геологи подвергали сомнению концепцию движущегося океанского дна.

Оппозиция крупномасштабному горизонтальному движению на поверхности Земли имеет длинную историю. Все началось с *континентального дрейфа*. В начале века (1912 г.) немецким геофизиком Вегенером была предложена идея о коренных изменениях в распределении континентов и океанских бассейнов в геологической истории. Он высказал мысль, что континенты, сложенные гранитами, плавают в базальтовой магме мантии подобно айсбергам в воде. И действительно, эту точку зрения подтверждают измерения силы тяжести и сам характер гипсометрической кривой (рис. 1.1).

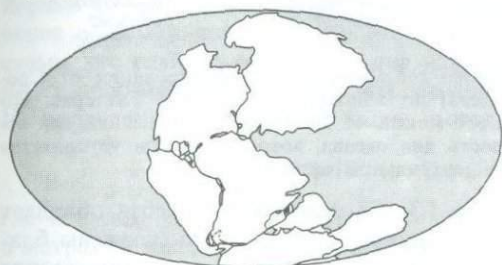
Вегенер заметил также, что многие неясные проблемы палеоклиматологии и палеобиогеографии могут быть решены, если принять, что континенты по обеим сторонам Атлантического океана были когда-то соединены, а затем отошли друг от друга. Само очертание континентов, как в составной картинке-загадке, было главным аргументом его концепции. Однако он предположил также, что континенты «бороздили» магму, которая перемещала их, что оказалось неправильным. К тому же он предложил временной график дрейфа отдельных масс суши, который был совершенно нереальным. Геофизики-скептики, заметив эти слабые места в теории Вегенера, яростно отвергли континентальный дрейф. Таким образом, несмотря на поддержку геологов, которым была известна исключительная схожесть древних пород и ископаемых остатков Южной Америки и Южной Африки, гипотеза Вегенера не получила всеобщего признания.

По существу, свидетельства дрейфа континентов были отклонены потому, что сам механизм движения был ошибочным. Только в конце 1950-х гг. благодаря работам Ирвинга и Ранкорна по изучению геомагнетизма и изменения положения полюса стало возможным снова говорить о дрейфе континентов. Неоспоримые доказательства, однако, были получены в результате исследований магнетизма непосредственно океанского дна, как мы и увидим далее.

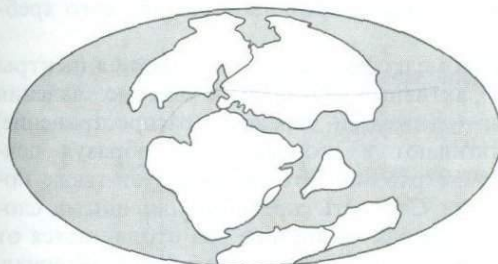
1.5. Морфология срединно-океанического хребта. В конце концов лишь геофизические данные по коровому магнетизму заставили поверить в мобильность океанского дна, и гипотеза спрединга океанского дна превратилась в ведущую теорию. Самым главным достижением новой теории является объяснение происхождения срединно-океанического хребта — центральной морфологической структуры дна океана. Он имеет длину более 60 000 км и составляет треть площади океана и около четверти поверхности Земли. В Атлантическом океане и в некоторых других частях по центральному своду хребта проходит рифт, или долина, с крутыми склонами шириной от 30 до 50 км и глу-



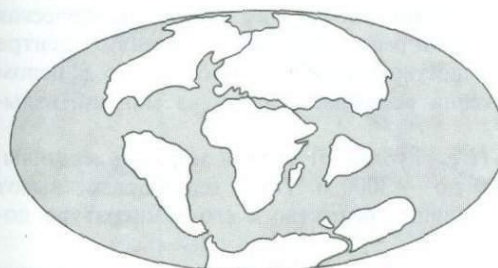
а



Конец пермского периода



Конец юрского периода



Конец мелового периода

б

Рис. 1.8. Схематическое изображение (наше) гипотезы Вегенера о дрейфе континентов. а – континентальные блоки, состоящие из легкого силля, плавают, подобно айсбергам, в тяжелой мантийной симе. По мере их раздвигания в складчатых зонах образуются горные хребты, а между блоками новое дно океана; б – разделение Пангеи, впервые предсказанное Вегенером, в современной реконструкции Дица и Холдена (R.S. Dietz, J.C. Holden, 1970, J. Geophys. Res. 75: 4939; упрощено).

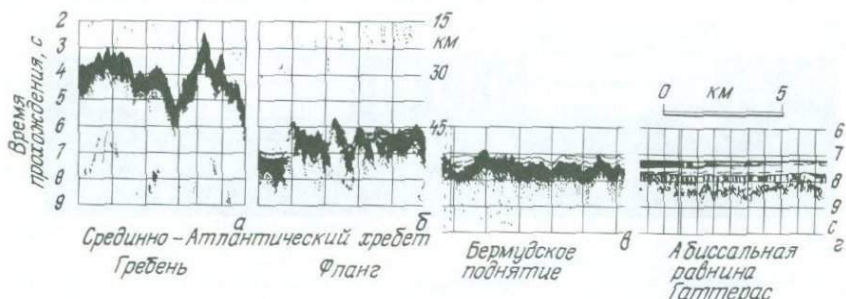


Рис. 1.9. Части записи непрерывного сейсмического профилирования от Срединно-Атлантического хребта (слева) до абиссальной равнины Гаттерас. По Холкомбу (T.L. Holcombe, 1977, Geol. Journal 1: 31). Обратите внимание, как чехол осадков сглаживает поверхность дна океана, возраст осадков удревяняется в направлении центральной части хребта.

биной 1 км или более (рис. 1.2 и 1.3). Сводовая часть хребта обладает очень сложной морфологией, в то время как фланги его сглажены благодаря осадконакоплению (рис. 1.9). Рассмотрим кратко, как теория спрединга дна океана объясняет строение срединно-океанического хребта.

Для свода хребта характерны мелкофокусные землетрясения (центры расположены не глубже 60 км), активный вулканизм и высокие значения теплового потока. Апвеллинг (подъем) и спрединг (распространение) мантийного материала растягивают в стороны свод, образуя центральный рифт и порождая землетрясения. Это способствует также поступлению тепла из глубин Земли. Скорость спрединга, или, иными словами, скорость, с которой одна сторона океанского дна отодвигается от другой, составляет от 1 до 10 см в год. Горячий мантийный материал, заполняющий зияющий разлом, менее плотен, чем старая океаническая кора, вследствие термального расширения. По мере удаления от центра хребта, остывая, мантийное вещество становится плотнее, но в целом новая литосфера и ее дно океана всплывают вверх из мантии, вздымаясь в хребет.

Высотные отметки хребта (т. е. глубина от уровня моря до вершины) обычно составляют от -2500 до -3000 м. Такое однообразие высот позволяет заключить, что восходящее вещество и его температура достаточно однородны.

За небольшим исключением, вулканические породы, формирующие океаническую кору на хребте, представлены оливиновыми толеитами. Эти плотные, тяжелые породы, обогащенные железом и магнием, принадлежат к базальтам и состоят главным образом из плагиоклаза, пироксена и оливина. По сравнению с обычными базальтами суши они имеют более низкое содержание калия, титана и фосфора. В них также меньше элементов-примесей (рубидия, цезия, бария, лантана), которые в процессе плавления или фракционной кристаллизации имеют тенденцию концентрироваться в жидкой фазе. Трудно, однако, непосредствен-

но установить состав мантийного вещества по составу толеитовых базальтов. Многие процессы влияют на магму на ее пути вверх к океанскому дну. Они включают дифференциацию посредством частичного плавления; смешение и реакции между различными типами расплавов; реакции с растворами, включая морскую воду; выделение газов (приложение П.7).

Поскольку дно океана раздвигается от центрального свода хребта, литосфера остывает и погружается приблизительно на 1000 м в течение первых 10 млн. лет. Следующее погружение на 1000 м происходит в течение ~26 млн. лет (рис. 1.10). Можно доказать физическими зависимостями, что глубина океанского дна на расширяющихся флангах хребта будет простой функцией возраста: глубина ниже свода = $k \cdot \sqrt{\text{возраста}}$. Из уравнения, приведенного выше, можно рассчитать k как

$$k = 1000/\sqrt{10} \quad \text{и} \quad k = 2000/\sqrt{10 + 26},$$

где k будет равняться приблизительно 320, если глубина измеряется в метрах, а возраст в миллионах лет. Если это справедливо, мы можем вычислить средний возраст дна океана по его средней глубине (с по-

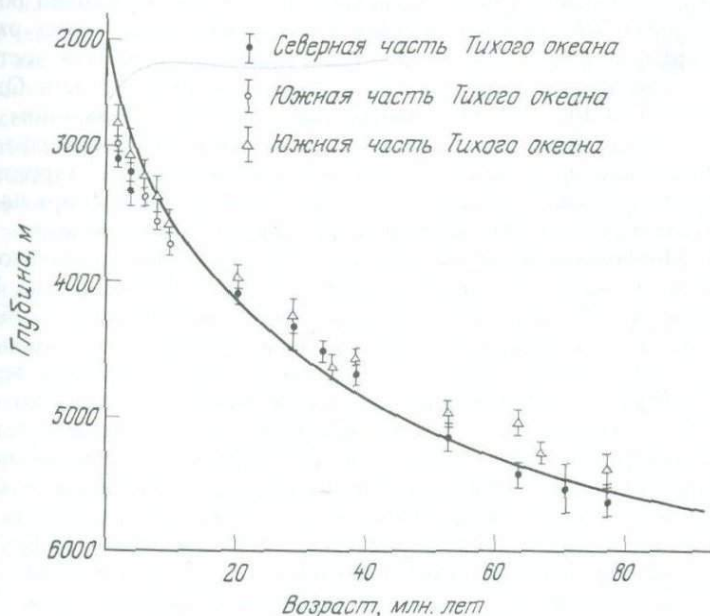


Рис. 1.10. Кривая зависимости глубины от возраста дна для ложа Тихого океана. Условными значками нанесены результаты фактических измерений. Кривая — рассчитанный гипотетический профиль для остывающей литосферы мощностью 100 км. По Склатеру и др. (J. G. Sclater et al., 1971, J. Geophys. Res. 76: 7888). Для других океанских регионов кривые похожи, исключая скорость спрединга.

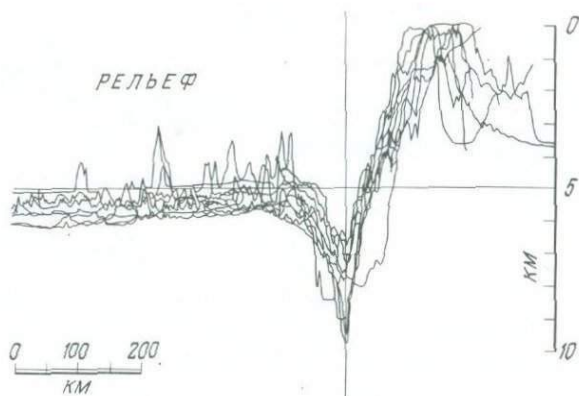


Рис. 1.11. Топографические профили желобов в различных регионах океана. Справа – суша или островные дуги. По Тальвани (М. Talwani, 1970, in: *The Sea*, 4: 282).

правкой на осадочный чехол). Для средней (с поправкой) глубины фундамента 5000 м (2400 м ниже свода хребта) мы получим возраст 60 млн. лет, который действительно близок к среднему возрасту дна океана.

Во время опускания дна океана рельеф на флангах хребта постепенно сглаживается по мере накопления осадков (см. рис. 1.9). Однако абиссальные холмы с амплитудой рельефа 50–1000 м и наклоном склонов в 1–15° остаются как проявление на поверхности дна морфологии подстилающего фундамента и сохраняются на большой территории. Абиссальные холмы – самые распространенные формы рельефа на Земле: в Тихом океане они занимают примерно 80% поверхности.

1.6. Морфология желобов. Желоба прослеживаются в основном по окраинам океанских бассейнов и исключительно в Тихом океане. Неясно, почему желоба не встречаются в срединной части океана. Чтобы ответить на этот вопрос, надо иметь больше информации о процессах, протекающих в мантии. Сначала несколько общих наблюдений: желоба имеют ширину около 100 км (включая и мелководье) и длину от сотен до тысяч км. Например, Алеутский желоб простирается на 2900 км. Его поперечный разрез имеет V-образную форму (рис. 1.11), а наиболее погруженная часть (на профилях) плоская благодаря толще осадков. Отложения имеют обычно ненарушенную горизонтальную слоистость. Это явление иногда использовали в качестве аргумента против субдукции. Склоны желоба чаще всего имеют наклон 8–15°, хотя установлены и более крутые склоны (до 45°), иногда ступенчатой формы. В некоторых районах драгированием и с помощью фотографирования на склонах желобов обнаружены выходы базальтов.

Глубина желобов различна (см. R. L. Fisher, H. H. Hess, in: *The Sea*, vol. 3, 1963; ref. p. 250). Самые большие глубины приходятся на западную часть Тихого океана, где нет осадков. Прослеживаясь вдоль

островных дуг, эти структуры достигают максимального погружения: Марианский желоб опущен на глубину 10 915 м, желоб Тонга – 10 800 м, Филиппинский желоб – 10 055 м, Японский желоб – 9700 м, желоб Кермадек – 10 050 м. Значения глубин не абсолютно точны, так как они были определены эхолотированием, требующим поправки скорости звука в воде, с учетом эффекта региональных температур и распределения солености. Никакая ошибка в определениях не может скрыть сходство этих глубин. Они так же одинаковы, как и глубины погружений сводовых частей срединно-океанических хребтов. Это совпадение, возможно, связано с единством процессов, протекающих в желобах западной части Тихого океана. В других регионах желоба менее погружены: Пуэрториканский желоб имеет глубину 8600 м; Южно-Сандвичев – 8260 м; Зондский – 7135 м. Для желобов, расположенных в восточной части Тихого океана, характерно непосредственное примыкание к континентам, без островных дуг. Эти желоба заполнены обломочным материалом, и в этом, может быть, заключается главная причина их относительно малой глубины по сравнению с западными (менее чем 1000 м).

Кольцо желобов, опоясывающих Тихий океан, представляет собой место наибольшего числа землетрясений на Земле: здесь происходит более чем 80% землетрясений, очаги которых находятся неглубоко (менее 60 км), 90% землетрясений, эпицентры которых находятся на промежуточной глубине (от 60 до 300 км), и почти все глубокофокусные землетрясения от 300 до 700 км (рис. 1.12).

Остальная часть средне- и глубокофокусных землетрясений приурочена также к поясам желобов, некоторые из них приходятся на Средиземное море, Иран и центральную Азию – северную границу Гималаев. Если эпицентры землетрясений поместить на плоскость, то последняя, уходя от поверхности у оси желобов, будет погружаться под островные дуги или континенты под углом от 15 до 75° на глубину около 700 км. Поэтому было высказано предположение, что землетрясения вызываются трением на верхней поверхности пластины океанского дна, погружающейся под островные дуги, и что это трение прекращается там, где под воздействием температуры породы испытывают частичное плавление и становятся пластичными (рис. 1.13).

«Огненное кольцо» вокруг Тихого океана пространственно тесно связано с желобами: вулканы прослеживаются вдоль верхней границы погружающейся плоскости с эпицентром землетрясений, т.е. на краю опускающейся литосферы. Из 800 активных вулканов 75% расположены в этом «кольце». Там, где океаническая литосфера погружается недалеко от континентов, вулканы образуют островные дуги: там, где литосфера опускается под континент (Южная Америка), возникают вулканические горные хребты. Магма, которая формируется в результате частичного плавления опускающейся плиты, ассимилирует перекрывающие образования, и возникают характерные вулканические породы – ан-

дезиты, названные по имени гор Анд, где извержение андезитовой магмы происходит особенно часто (приложение П.6).

В соответствии с теорией спрединга желоба образуются в процессе субдукции океанской плиты. Погружающаяся литосфера мощностью около 100 км исчезает в астеносфере, т.е. «мягкой» части мантии. Погружающаяся литосфера добавляет материал к континенту, соскабливая осадки перед его краем, а также в результате частичного плавления на глубине. Этот материал способствует континентальной аккреции, т.е. росту континентов.

Континентальная аккреция представляет собой один из примеров, когда эндогенные процессы мешают экзогенным разрушать континенты. Таким образом, продолжительное существование континентов, которые поднимаются достаточно высоко над уровнем моря, тесно связано с процессами спрединга океанского дна.

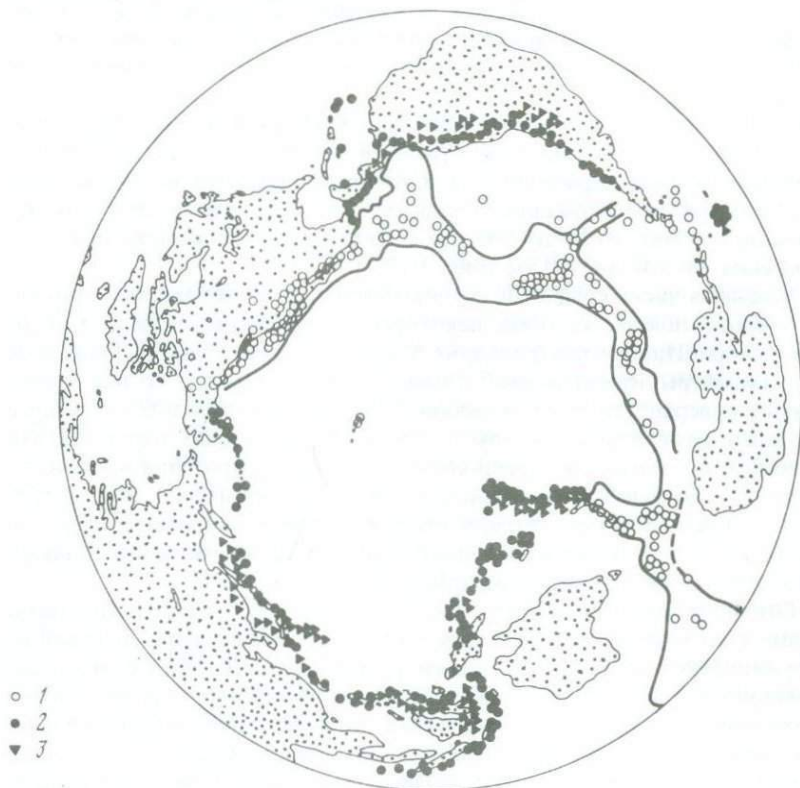


Рис. 1.12. Пояса землетрясений в Тихом океане. По Гирдлеру (R. W. Girdler, 1964, Astron. Soc. Geophys. J. 8: 537). Глубоко- и среднефокусные землетрясения приурочены к районам желобов. Землетрясения: 1 – мелкофокусные; 2 – среднефокусные; 3 – глубокофокусные.

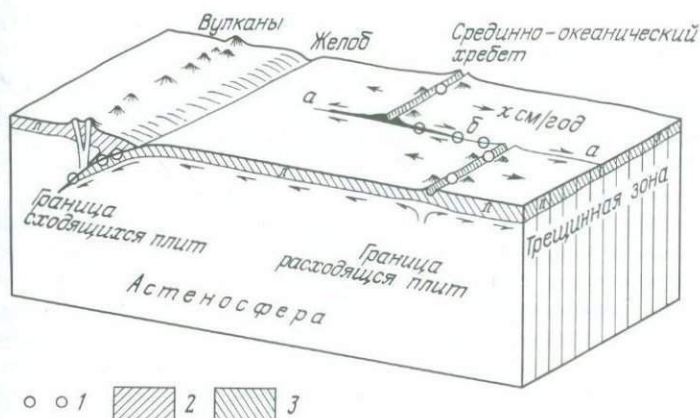


Рис. 1.13. Связь типов границ плит и сейсмичности с движением литосферных плит. Граница расходящихся плит—срединно-океанический хребет, землетрясения мелкофокусные; граница сходящихся плит—желоб, землетрясения мелко-, промежуточно- и глубокофокусные. Сбоку показана зона разлома, мелкофокусные землетрясения только в активной части. Горизонтальные движения порядка 1–10 см/год (на основе диаграммы). По Айзексу, Оливеру и Сайксу (B. Isacks, J. Oliver, Z. R. Sykes, 1968, J. Geophys. 73: 5855). 1—землетрясения; 2—литосфера с континентальной корой; 3—литосфера с океанической корой.

1.7. Зоны разлома и тектоника плит. До сих пор мы не обращали внимания на то, что гребень срединно-океанического хребта не протягивается непрерывно, а состоит из более или менее прямых участков, смещенных один относительно другого. Наличие такого смещения заставляет сделать вывод, что оба конца каждого отрезка хребта ограничены, вероятно, поперечными разрывами (рис. 1.13). Поскольку во время активного спрединга происходит перемещение по этим разломам, то к ним приурочены очаги землетрясений. Они формируются неглубоко и определяют контуры активной части зоны разлома, а именно зоны трансформного разлома в системе хребет—хребет. За пределами этой активной части зона разлома представляет собой как бы замороженный след тектонического нарушения; уступы по обеим сторонам зоны понижаются по мере увеличения возраста океанского дна. Эти обширные линейные зоны имеют необычайно неровный рельеф с высокими подводными горами, крутыми или асимметричными хребтами, впадинами или эскарпами (рис. 1.3).

Некоторые зоны разлома соединяют конец отрезка осевой части хребта с желобом. Они сейсмически активны и представляют собой третий тип границ, которые очерчивают литосферную пластину, или плиту. Два других типа границ—это ось спрединга (центр разрастания) и желоб. То, что эти структурные элементы ограничивают «плиту», было впервые отмечено Дж. Т. Вильсоном в 1965 г. На основе распределения землетрясений и изучения их первых вступлений (т.е. наблюдая, как

смещается грунт в первый момент сейсмических колебаний) можно выделить ряд крупных литосферных плит, на которые делится поверхность планеты. Каждая из плит имеет свое собственное направление движения, которое можно определить по магнитным аномалиям океанского дна, о чем будет сказано ниже. Количественный анализ этих представлений был начат в конце 1960-х гг. Мак-Кензи и Паркером, Морганом, Ле Пишоном, а также Айзексом, Оливером и Сайксом.

Движения плит в основном однородны и не приводят к их деформации; следовательно, эти движения можно описать как вращение на сфере в соответствии с одной из теорем знаменитого математика Эйлера (1707–1783). Зоны разлома идут вдоль широтных кругов (параллелей) вокруг полюса вращения, который может не совпадать с полюсом вращения Земли. Для каждой плиты определяется свой полюс вращения. По геометрическим расчетам скорость спрединга должна увеличиваться по мере удаления от полюса, что и наблюдается на самом деле. На рис. 1.14 можно увидеть, что плита может включать как океаническую, так и континентальную литосферу. Таким образом, континенты действительно дрейфуют, как и предполагал Вегенер, но они не плавают на мантийной магме.

1.8. Подводные горы, цепочки островов и горячие точки. Океанские острова, за небольшим исключением, сложены вулканическими порода-

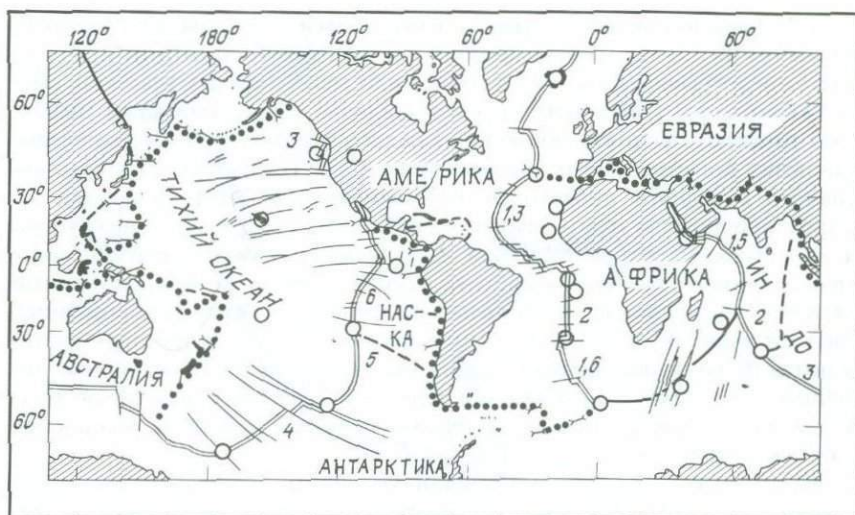


Рис. 1.14. Крупные литосферные плиты. По Моргану (*W.J. Morgan*, 1968, *J. Geophys. Res.* 73: 1959). Двойные линии — границы расходящихся плит (цифры показывают скорость спрединга, см/год); черные точки — границы сходящихся плит (желоба и цепи альпийских гор); кружки — мантийные струи или вулканизм «горячих точек».

ми и либо окружены рифовыми карбонатными образованиями, либо лишены этой короны. Рифовый венец, конечно, может образоваться только в мелководных условиях, так как это связано, о чем уже упоминалось, с ростом водорослей. Таким образом, если подводная гора, имеющая на вершине известковый риф, глубоко погружена под воды океана, то это, очевидно, результат опускания дна. Такие подводные горы очень характерны для западной части Тихого океана.

Выше говорилось о том, что открытие плосковершинных подводных гор дало ключ к новому пониманию происхождения океанских впадин. Впервые плосковершинные горы были открыты Хессом в центральной части Тихого океана в 1940-х гг. Хесс предположил, что столовые горы, или гайоты, как он их назвал, образовались как вулканические острова, затем были как бы срезаны волновой эрозией, а после погрузились до их современной глубины. Сначала он полагал, что они докембрийского возраста, а следовательно, процесс их погружения был медленным. Однако все породы, драгированные с гайотов, оказались по возрасту не древнее мела.

В сущности, гипотеза Хесса об образовании гайота была экстраполяцией гипотезы Чарлза Дарвина об образовании атолла (гл. 7). Идея о погружении подводной горы легко согласуется с более поздней концепцией Хесса о спрединге океанского дна (рис. 1.7, в). Таким образом, он раскрыл две главные проблемы: происхождение гайотов и для решения этого вопроса — спрединг океанского дна. Подводные горы погружены в основном на глубину не более 1000 м, и наклоны их склонов не превышают углов от 5 до 15°. В Тихом океане имеется около 10 000 таких гор.

Есть ряд поразительных примеров, когда подводные горы, в том числе и плосковершинные, встречаются в цепи островов. Лучший пример этому — Гавайский хребет. Как образуются такие цепи? Одним из возможных объяснений можно считать допущение, что вулканы, образующие хребет, лежат на вытянутой зоне утонченной коры — глубоком разломе, — вдоль которого поднимается магма и образует острова. Кроме того, по крайней мере в случае с Гавайскими островами, существует четкая возрастная последовательность от высоких и крупных островов с активными вулканами в начале цепи до погруженных островов с потухшими вулканами в конце ее (рис. 1.15). Несомненно то, что крупные острова самые молодые по возрасту, а более мелкие, погруженные, — более древние. Определение времени формирования пород радиоактивным методом подтверждает это впечатление. Таким образом, по этой гипотезе мы должны допустить распространяющуюся трещину, которая раскрывается на одном конце и закрывается на другом.

Наиболее удовлетворительное объяснение происхождения цепи островов было дано Дж. Т. Вильсоном в 1965 г. и У. Дж. Морганом в 1972 г. Они предположили существование стационарного источника горячей магмы, расположенного глубоко в мантии, над которым плавает литосфера. Вулканы образуются в верхней части коры над «горя-

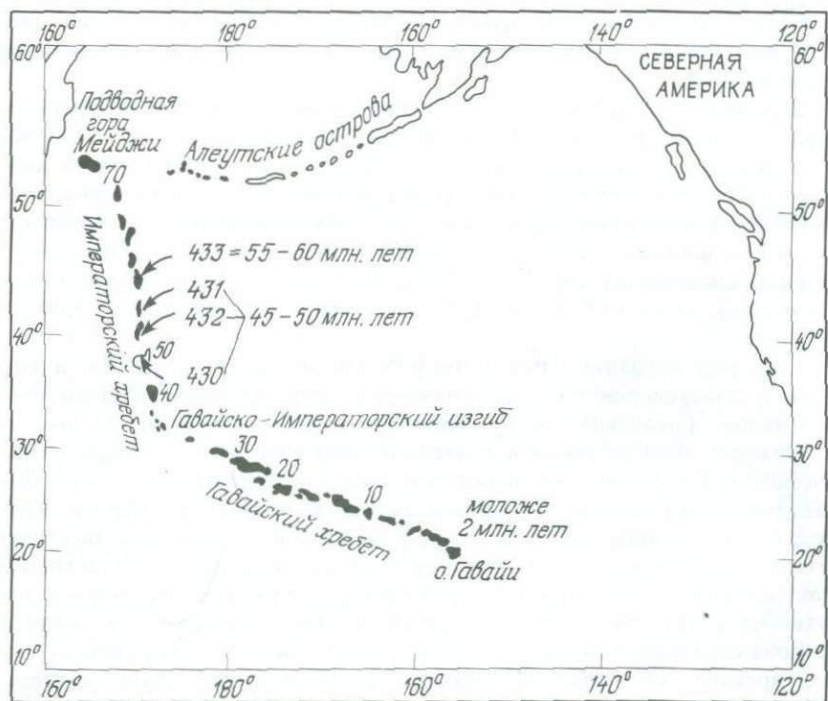
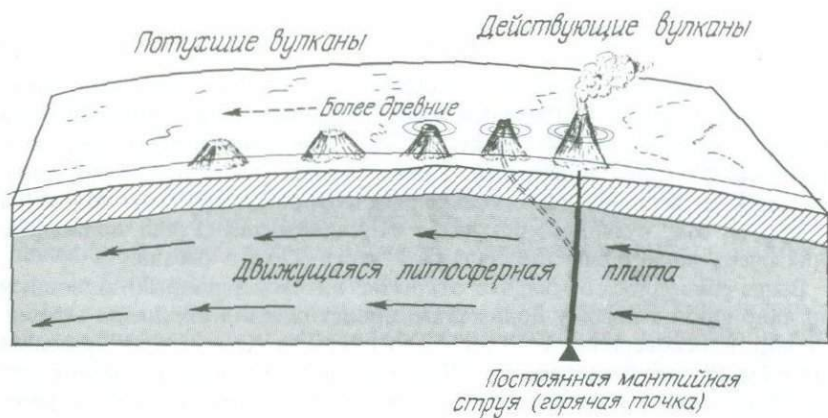


Рис. 1.15. Происхождение Гавайских островов, подводных коралловых отелей и Императорского хребта в соответствии с гипотезой «горячей точки», выдвинутой Вильсоном (J. T. Wilson, 1963, Can. J. Phys. 41: 863) и Морганом (W. J. Morgan, 1971, Nature, London, 230: 42). Вверху — графическое изображение гипотезы. Внизу — возраст в миллионах лет вдоль Гавайского хребта (определения по К-Аг-методу, суммированные Уедой (S. Uyeda, 1978), и биостратиграфический возраст базального осадка в скважинах 430–433 рейса 55 судна «Гломар Челленджер», 1977).

чей точкой». По мере движения плиты образуется след потухших вулканов за пределами активного края цепи (рис. 1.15).

Такой след указывает на направление движения литосферной плиты по отношению к (более или менее стационарному) мантийному источнику. Изменение в направлении такого следа, как, например, между Гавайскими островами и Императорским хребтом, будет указывать на изменение направления движения плиты.

1.9. «Доказательства» спрединга океанского дна: магнитные аномалии. До сих пор мы использовали концепцию спрединга океанского дна для объяснения природы ряда важных морфологических структур дна океана. Какие есть доказательства того, что эта теория правомерна? Этот вопрос был поставлен в семидесятых годах, и некоторые ученые не снимают его до сих пор.

Что служит «доказательством» в геологических науках? Можем ли мы доказать, что ископаемый остаток был когда-то частью живого организма? Что Земля имеет возраст 4,6 млрд. лет? Что континентальные ледники когда-то покрывали обширные области Северной Америки и Северной Европы?

Все зависит от того, что каждый хочет принять за доказательство. Конечно, когда-то на все приведенные выше вопросы эксперты ответили бы НЕТ и ответили бы с недоверием и сегодня — с недоверием к тому, кто может задавать такие наивные вопросы.

Что тогда можно сказать о доказательствах спрединга океанского дна? С 1968 г., когда появилось несколько статей по этому вопросу, спрединг океанского дна и ряд других предположений о перемещении плит на поверхности Земли не были приняты как факты. Теперь мы можем прекратить цитировать голоса противников концепции, так же как мы не говорим больше об «игре природы», объясняя ископаемые остатки или принимая возраст Солнца на основе вычислений, сделанных лордом Кельвином. Мы находим объяснение и «великому потопу», считая, что он совпадает по времени с таянием ледников.

Почему мы уверены, что концепция спрединга океанского дна правильна?

Наша уверенность основана на глобальной схеме магнитных аномалий океанского дна (рис. 1.16). Для каждого наблюдения по морфологии, тепловому потоку, сейсмической активности и другим, которые легко объясняются спредингом океанского дна, можно предложить какую-либо иную гипотезу или найти другие пути, по которым развивалось это явление. Однако для объяснения магнитных аномалий, кроме спрединга океанского дна, нет никакого другого приемлемого варианта, и не из-за отсутствия предположений.

Модели «магнитных полос» впервые были открыты геофизиками Скриппсовского океанографического института США (Р.Г. Мейсон, А.Д. Рафф, В. Вакье). Однако в течение нескольких лет их происхождение оставалось полной тайной. Одной из проблем было то, что территория, на которой они были закартированы, тектонически очень сложна,

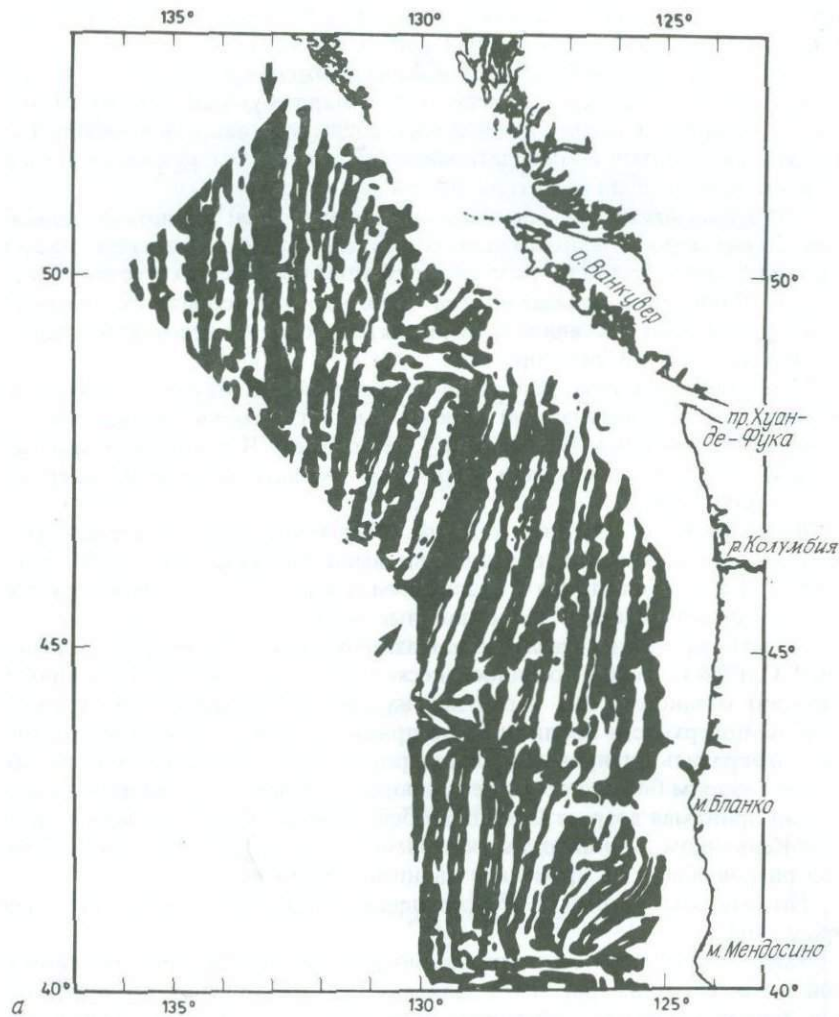
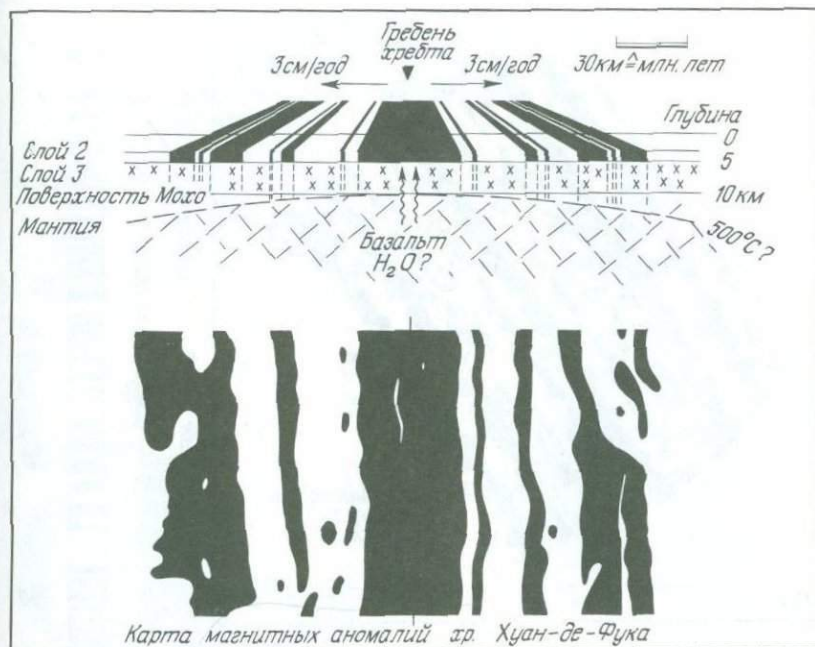


Рис. 1.16. Линейные магнитные аномалии на дне океана. *а* – расположение аномалий. По Раффу и Мейсону (A. D. Raff, R. G. Mason, 1961, Geol. Soc. Am. Bull. 72: 1267). Эти аномалии были необъяснимы в течение нескольких лет, сейчас известно, что они возникли в «центрах спрединга» (стрелки). *б* – механизм возникновения магнитных аномалий, предложенный Вайном и Мэтьюсом (F. J. Vine, D. H. Matthews, 1963, Nature, London 199: 947; по Вайну и Финни – F. J. Vine and R. A. Phinney, 1968, The History of the Earth's Crust, Princeton Univ. Press, pp. 73–89).



Б

и поэтому не наблюдается симметрии магнитных аномалий по обе стороны от срединно-океанического хребта, что послужило ключом для объяснения этого явления.

Первая успешная попытка объяснить «полосы» была предпринята Вайном, тогда студентом выпускного курса Кембриджского университета, и Мэтьюсом, его руководителем, в 1963 г. Их предположение было поразительно просто: объединить идеи спрединга океанского дна Хесса и Дица с доказательствами периодических изменений магнитного поля Земли, которые представили Кокс с коллегами в 1963 г. Поднятый из глубин горячий материал в своде срединного хребта (или в пределах центрального рифта) намагничивается по мере остывания ниже 525°C (точка Кюри) в соответствии с преобладающим магнитным полем. Если это поле изменяется периодически и, как они говорят, «если происходит спрединг океанского дна, то блоки материала с чередующейся прямой и обратной намагниченностью будут дрейфовать от центра хребта параллельно его своду». Здесь в двух словах и лежит ключ к доказательству реальности спрединга океанского дна (рис. 1.17). Дно океана, как магнитофонная лента, несет на себе запись магнитного поля Земли.

В конечном счете в каждом крупном океанском бассейне последовательность магнитных аномалий на каждой стороне хребта точно такая же, как и в лавовых потоках, изученных (и датированных) на суше.

Запись магнитных аномалий на такой «магнитной ленте» может

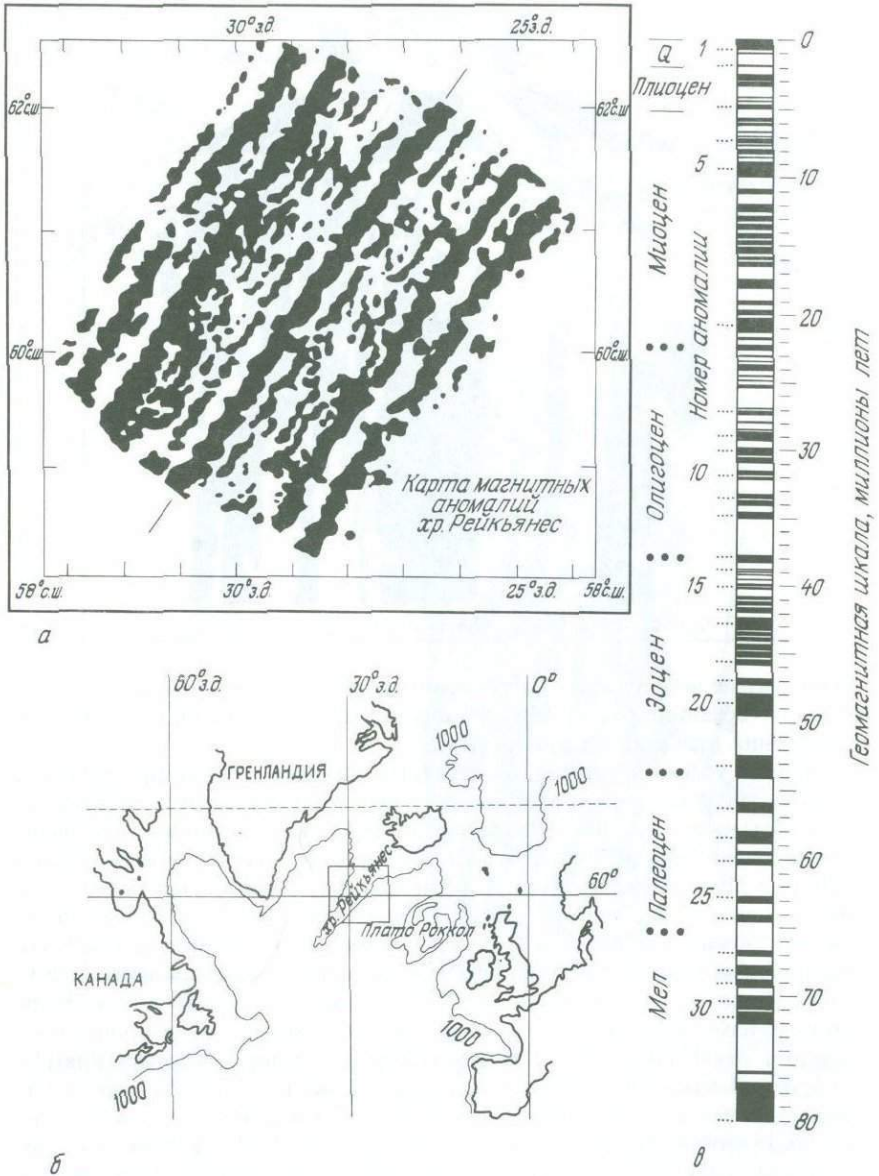


Рис. 1.17. Линейные магнитные аномалии на дне океана и геомагнитная временная шкала на последние 80 млн. лет. Схема для хребта Рейкьянес. По Хейртлеру и др. (J. R. Heirtzler et al., 1966, Deep-Sea Res. 13: 427; J. R. Heirtzler et al., 1968, J. Geophys. Res. 73: 2119). Биостратиграфические границы изменены.

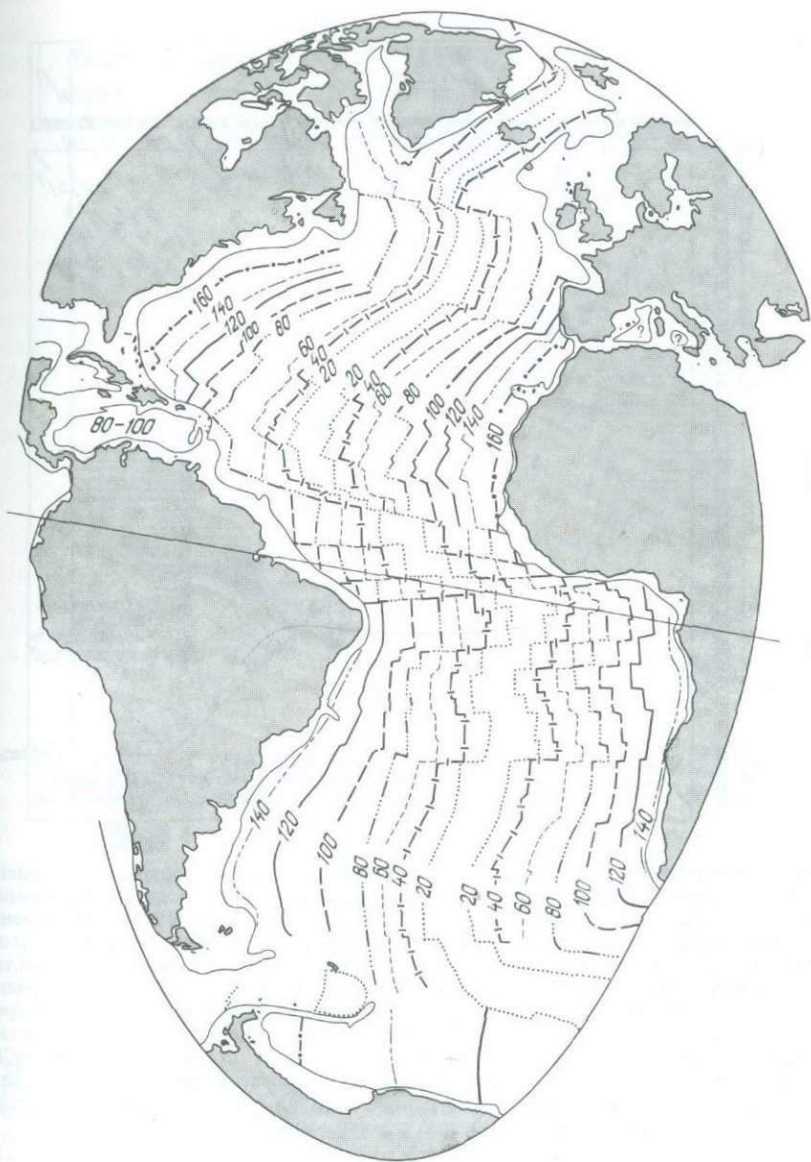


Рис. 1.18. Возраст дна Атлантического океана, определенный на основе шкалы, составленной по обратной намагниченности пород. По Бергеру и Уинтереру (W.H. Berger, E.L. Winterer, 1974, Int. Assoc. Sediment. Publ. 1: 11). Постепенное увеличение размеров Атлантического океана очевидно. Его рост происходит за счет Тихого океана (распределение возрастов для последнего менее изучено).

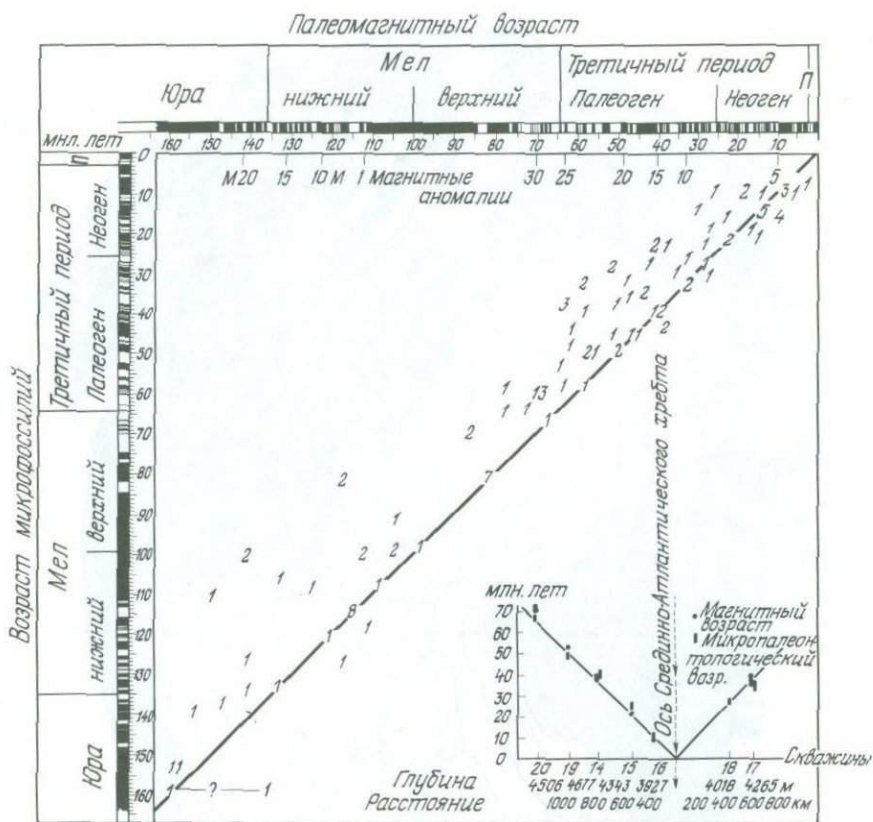


Рис. 1.19. Сравнение возрастов по магнитным аномалиям («возраст фундамента») и биостратиграфическим данным для самых древних осадков. Скважины 1–417, пробуренные с борта «Гломар Челленджер» (1968–1976); составлено д-ром М. Сартейном, Киль. Обратите внимание, что большинство возрастов осадков немного моложе возрастов по палеомагнитным данным, что и ожидалось. Внизу справа – диаграмма зависимости расстояния от возраста, вычерченная по данным рейса 3 Проекта глубоководного бурения, профиль через Срединно-Атлантический хребет у Бразилии на широте 30°. Эти данные, опубликованные Максвеллом и др. (A. E. Maxwell et al., 1970, Science, 1970, Science, 168: 1074), впервые продемонстрировали согласие между определением возраста палеомагнитным методом, основанным на гипотезе спрединга океанского дна, и биостратиграфическим методом.

быть и не самого лучшего качества, но достаточно понятна (рис. 1.17, а). Имея временную шкалу (рис. 1.17, в), мы можем вычислить скорость спрединга, подгоняя аномалии океанского дна к шкале изменения магнитного поля Земли. Таким образом, мы можем сделать карту возраста океанского дна (рис. 1.18).

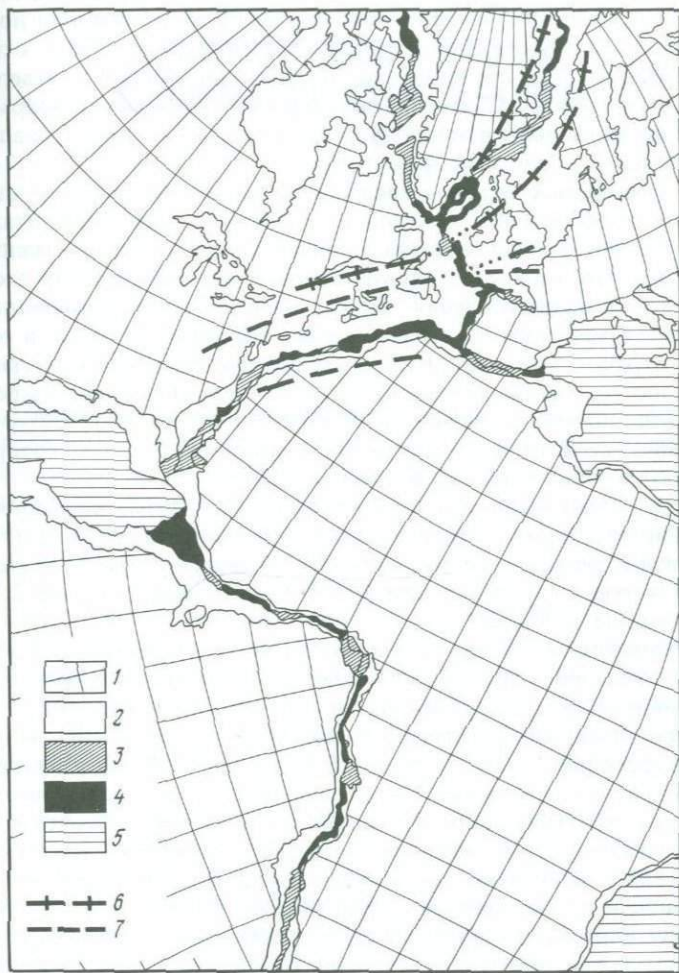


Рис. 1.20. Расположение континентов, окаймляющих Атлантический океан, предложенное Буллардом и др. (E. C. Bullard et al., in: Blackett et al. 1965). Схема основана на совпадении изолинии 500 фатомов (900 м). Обратите внимание на то, что дельта р. Нигер перекрывается, как и ожидалось. Багамские острова также перекрываются, что не ожидалось. Обратите внимание на положение Гибралтарского пролива относительно Африки и «закрытие» Бискайского залива. Простирание палеозойских складчатых поясов в Северной Америке и Европе (здесь добавлено) хорошо совпадает. 1—континент; 2—шельф; 3—перекрытие; 4—брешь; 5—бассейн; 6, 7—североатлантические складчатые пояса: 6—каледонские; 7—герцинские.

Если карта правильна, мы увидим, что самые древние осадки, лежащие на базальтовом субстрате, показывают ту же временную последовательность. Буровое судно «Гломар Челленджер» в 1968 г. отправилось проверить это предсказание. Впервые оно было подтверждено в рейсе 3 (1968–69 гг.). С тех пор большинство определений возраста по магнитным аномалиям и микропалеонтологическим данным совпадают с удивительной точностью (рис. 1.19).

1.10. Нерешенные задачи и вопросы. Большинство вопросов касается уточнения существующих концепций. Улучшение временной шкалы изменения магнитного поля Земли является одной из самых важных задач, потому что эта шкала служит основой для определения скорости движения и осадконакопления. Другие вопросы менее принципиальны. Например: изменялось ли движение плит коренным образом в определенные отрезки времени? Каково происхождение сейсмически спокойных зон со слабой линейностью магнитных аномалий (такие зоны встречаются по обеим окраинам Атлантического океана)? Каково происхождение «неожиданных» магнитных аномалий, т.е. тех, которые не подчиняются установленной последовательности?

Группа более сложных вопросов касается механизма движения плит. Что в действительности представляет собой конвекция в мантии? Какие у нее связи с движением плит? Что контролирует скорость спрединга? Почему скорость спрединга невелика в Атлантическом океане и значительно больше в Тихом?

Для морских геологов, заинтересованных в реконструкции истории океанов, совершенно необходима надежная палеогеографическая карта, показывающая распределение суши и моря. В 1965 г. Буллард и др. показали, как правильно распределить дрейфующие континенты и участки суши на сфере (рис. 1.20). Сотрудники Булларда (А. Смит и другие коллеги) специально занимались такого рода работой и недавно выпустили серию карт, показывающих положение континентальных масс в прошлом. Это исключительно важная работа для исторической геологии, изучающей как континенты, так и океаны. Однако мы знаем, что горообразование и другие процессы, действующие в переходной зоне между океанической и континентальной корой, значительно изменили конфигурацию материков. Некоторые из таких изменений являются решающими, например, при определении того, была ли связь между океанскими бассейнами. Потребуется много лет для сбора материалов, полевых исследований и выяснения деталей геологической летописи только для того, чтобы выработать основы глобальных палеогеографических карт, необходимых, в частности, для объяснения распределения древних ископаемых органических остатков.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ОКРАИН ОКЕАНОВ

2.1. Общие черты континентальных окраин. Возраст континентов очень древний — до нескольких миллиардов лет. Они являются продуктом селективной аккумуляции мантийного материала малой плотности. Благодаря этой низкой плотности континенты «плавают» на мантии. А океанское дно, как мы видели, геологически молодо. Базальтовые породы, которые слагают фундамент дна океана, по составу довольно близки к породам мантии, из которых они образовались. Базальты немного тяжелее континентальных пород (главным образом из-за высокого содержания железа). Более легкие массы континентов выдаются над окружающим дном океана (рис. 2.1, а). На границе между континентом и океаном аккумулируются мощные толщи осадков, формируя окраину (рис. 2.1, в). Эти осадки могут иметь четко выраженную слоистость или быть сильно деформированными в зависимости от действия тектонических сил.

Окраины океанов, т. е. переходная зона между континентом и океаном, сильно различаются по своим характеристикам в зависимости от расположения: в средней части плиты (на тыловом крае континента), в зонах столкновения континентов или вдоль сдвигов. Общая черта большинства океанских окраин — наличие мощных толщ осадков. Океанские окраины часто называются континентальными, это отражение нашей «сухопутной» точки зрения:

Важность континентальных окраин в общей географии дна океана лучше всего может быть проиллюстрирована некоторой статистикой (табл. 2.1). Цифры в таблице отражают, в сущности, продуктивность экзогенных и эндогенных процессов, которые обуславливают баланс между распространенностью континентов и океанических бассейнов. Этот баланс определяется эрозией возвышенностей, отложением осадков вокруг континентов и процессами горообразования, кратко упомянутыми ранее.

Около 70% территории суши имеют высоту над уровнем моря в пределах 1000 м. Континенты разрушаются до уровня моря, или бази-

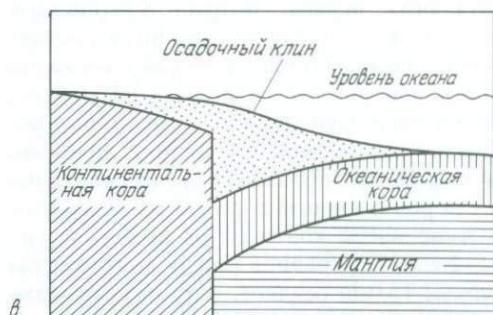
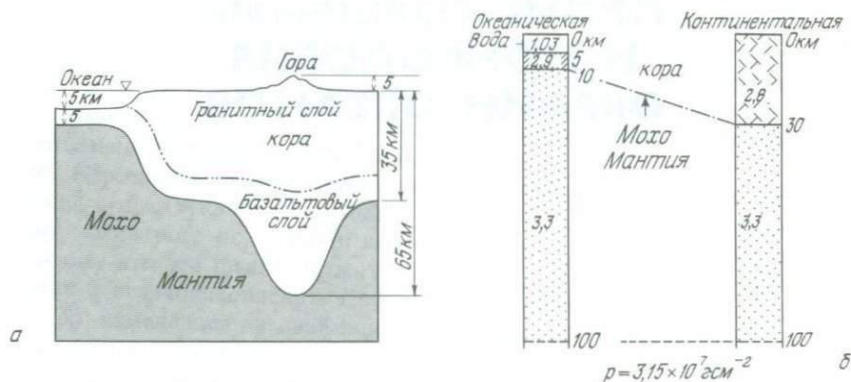


Рис. 2.1. Изостатическая модель переходной зоны континент–океан. а – схематический поперечный разрез через континент, «плавающий» на мантии (Уеда, 1978); б – плотностные профили; в – схема общего строения континентальной окраины.

са эрозии. Уровень моря одновременно является самым верхним пределом накопления осадков в океане. Следовательно, осадки, скопившиеся у берега, имеют тенденцию достичь уровня океана. Большие равнины нижнего течения Миссисипи и все побережье Мексиканского залива служат хорошими примерами этой тенденции для крупных континентальных областей, расположенных приблизительно на уровне моря. В данном регионе современные отложения подстилаются осадками, которые формировались в таких же мелководных условиях в геологическом прошлом, когда море наступало на сушу.

Низкие береговые равнины континентов покрыты морскими отложениями. В действительности эти участки можно рассматривать как часть континентального шельфа, за геологическую историю часто погружавшуюся ниже уровня моря, а в настоящее время поднятую над ним. Сейчас, в наш геологический период, необычно широкая часть шельфа является сушей. Если мы примем за внешнюю границу шельфа глубину 150 м (эта отметка условна – на самом деле глубины сильно варьируют), то окажется, что около 5% поверхности Земли относятся к погруженным шельфам и составляют 7–8% территории дна океана или приблизительно площадь Африки.

Схематический рис. 2.2, а показывает взаимоотношения между шельфом, континентальным склоном и континентальным подножием и наглядно объясняет термины, которые обычно употребляются при описании континентальных окраин. Физикогеографическая диаграмма континентальной окраины восточного побережья Америки показывает, какие морфологические провинции выделяются в этих зонах (рис. 2.2, б).

Понятия *пелагический* и *неритовый* относятся к морским организмам; их также применяют к осадкам, разделяя тем самым фауну и осадки *открытого океана* и *прибрежных зон*. Термины *литоральный* и производные от него до *пучинный* (*глубоководный*) характеризуют водные глубины. *Литоральный*, или *внутриприливный*, означает находящийся между уровнями высокого и низкого приливов. *Надлиторальный* относится к зоне разбрызгивания волн прилива; *сублиторальный* — к области берега, расположенной мористее приливной зоны.

2.2. Континентальные окраины — ловушки осадков. Континентальные окраины представляют собой место разгрузки обломочного материала, сносимого с континентов, или *терригенных* осадков. Континентальные окраины являются также и наиболее плодородной частью океана, где органическая продуктивность очень высока. Большая часть органического вещества погребена в обломочном материале. При благоприятных условиях за миллионы лет это органическое вещество может превратиться в нефть. Так произошло на побережье Мексиканского залива, где нефть обнаружена в мощной толще прибрежных осадков (см. гл. 10).

Какие же окраины имеют мощный клин осадков? Разумно предположить, что океанский бассейн, дренирующий огромную площадь суши на единицу площади океана (табл. 2.2), должен иметь мощную осадоч-

Таблица 2.1. Статистика континентальных окраин. По Менарду (*H. W. Menard, S. M. Smith, 1966, J. Geophys. Res. 71, p. 1305* и другие источники)

	Шельф (0–200 м)			Континентальный склон			Континентальное подножие	Желоба
	Площадь, 10 ⁶ км ²	Средняя ширина, км	Средний уклон	Площадь, 10 ⁶ км ²	Средняя ширина, км	Средний уклон	Площадь, 10 ⁶ км ²	
Мировой океан без окраинных морей								
Атлантический океан	6,080 (7,0%)	115	0°28'	6,578 (7,6%)	260	1°19'	5,381 (6,2%)	0,447 (0,5%)
Индийский океан	2,622 (3,6%)	91	0°23'	3,475 (4,7%)	182	1°35'	4,212 (5,7%)	0,256 (0,3%)
Тихий океан	2,712 (1,6%)	52	0°49'	8,587 (5,2%)	139	3°13'	2,690 (1,6%)	4,757 (2,9%)

В скобках указано, какую часть (в процентах) данная площадь составляет от площади каждого океана.

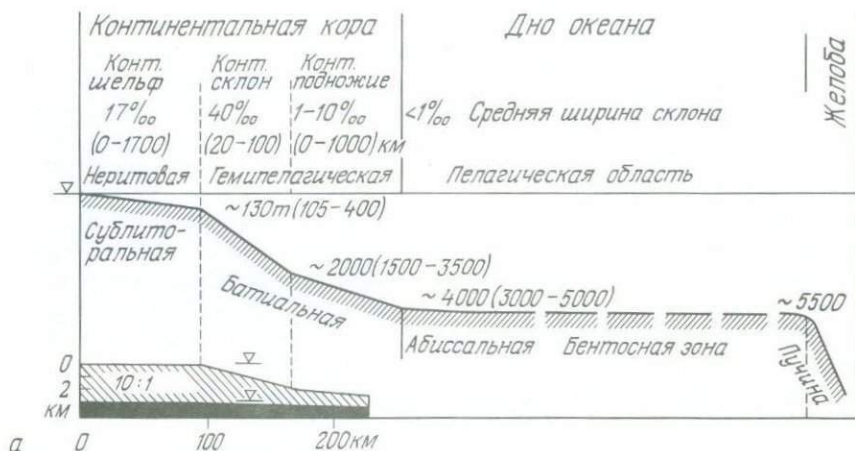


Рис. 2.2. Глубинная зональность океана. *а* – наиболее распространенные термины, употребляемые для определения глубины зон и расстояния от суши. Профили обычно сильно преувеличивают: в действительности склоны более пологи. Внизу слева показан профиль океанского дна у берегов северо-западной Африки; *б* – физиографическая диаграмма континентальной окраины северо-востока Америки. По Хизену и др. (В. С. Heezen et al., 1959, Geol. Soc. Spec. Pap. 65). 1 – шельф; 2 – континентальный склон; 3 – континентальное подножие; 4 – абиссальная равнина; 5 – подводный каньон.

ную толщу. В самом деле, окраины Атлантического океана имеют очень мощный осадочный клин (до 10 км и более). Из основных океанских бассейнов для Атлантического океана характерна самая большая площадь склона и континентального подножия (рис. 2.3). Причина этого заключается не только в поступлении осадков, а также и в том, что континентальные окраины Атлантики до образования океана были древними тыловыми зонами континентов и в течение длительного времени не подвергались влиянию тектонических процессов, кроме погружения.

2.3. Окраины атлантического типа – пассивные. Континентальные окраины сильно отличаются друг от друга в зависимости от геологического происхождения. Еще в 1883 г. Зюсс (1831–1914) предложил термины *атлантические* и *тихоокеанские окраины*, подчеркнув главные различия между ними. По существу, окраины атлантического типа представляют собой постоянно погружавшиеся регионы, на которых накапливаются мощные толщи осадков, похожие на слоистый торт. В противоположность этому окраины тихоокеанского типа в целом поднимаются; им свойственны вулканизм, складчатость, разломы и другие процессы горообразования. Окраины атлантического типа называют также «пассивными», а тихоокеанского типа – «активными» из-за разной интенсивности тектонических процессов.

Таблица 2.2. Статистика суши, океанов и дренируемых ими территорий (H. W. Menard, S. M. Smith, 1966, J. Geophys. Res., 71, p. 4305 и другие источники)

	Площадь, 10 ⁶ км ²	% от земной поверхности	Дренируемая площадь суши ^б 10 ⁶ км ²	Площадь океана Площадь суши	Средняя глубина воды, км
Азия	44,8	8,7			
Европа	10,4	2,1			
Африка	30,6	6,0			
Северная Америка	22,0	4,3			
Южная Америка	17,9	3,5			
Антарктида	15,6	3,1			
Австралия	7,8	1,5			
Тихий океан	181,3 ^а (166,2)	35,4	18	10 : 1	4,0 (4,2)
Атлантический океан	106,6 ^а (86,6)	20,8	67	1,6 : 1	3,3 (3,8)
Индийский океан	74,1 ^а (73,4)	14,5	17	4,3 : 1	3,9 (3,9)

^а Включая окраинные моря. Черное и Средиземное моря, а также Северный Ледовитый океан включены в Атлантический океан. Цифры в скобках – без окраинных морей.

^б Исключая площади с внутренним дренажем и Антарктиду.

Происхождение окраин можно объяснить спредингом океанского дна. В атлантическом океане континентальные окраины образовались в результате разрыва древнего континента вдоль линии напряжения или зоны дробления с дальнейшим погружением и накоплением осадков (рис. 2.3).

Красное море может служить моделью такого развития. Мантийный материал здесь поднялся и отделил Аравийский полуостров от Африки.

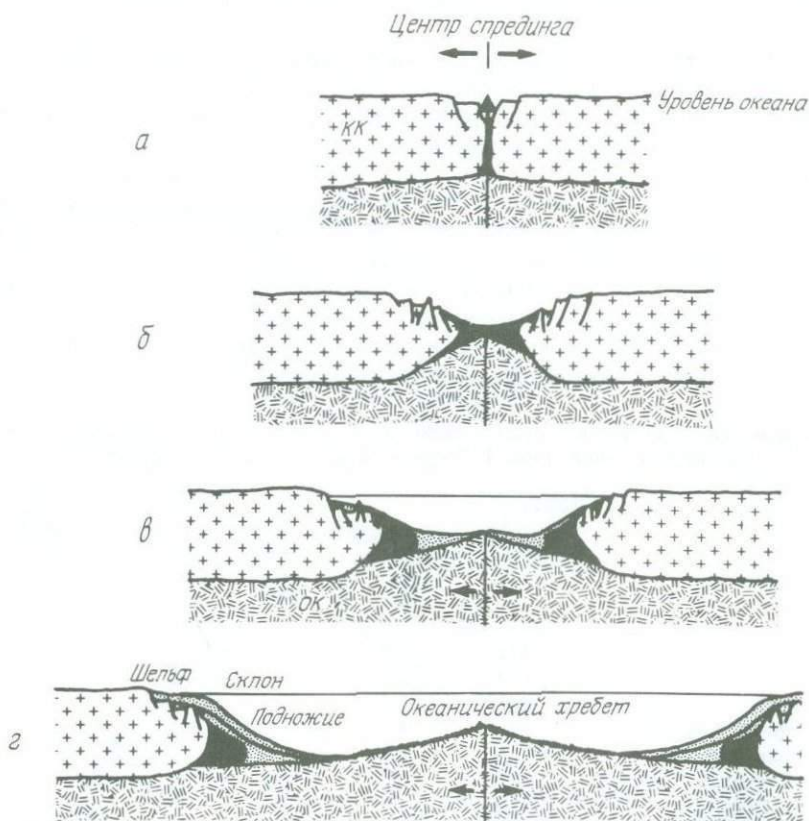


Рис. 2.3. Эволюция континентальных окраин атлантического типа. Подъем мантийного материала из глубин Земли. *а* – континентальная кора (КК) раздвигается, в результате чего образуются структуры грабена. На этой стадии обычны вулканизм; *б* – континентальная кора становится тоньше, опускается и раскалывается. Отлагаются грубые терригенные осадки, вулканогенные осадки (и в некоторых случаях соли). После рифтообразования наступает дрейф с последующим опусканием континентальных окраин; *в* – мантийный материал образует новую океаническую кору (ОК). Эта стадия напоминает современные условия Красного моря; *г* – за счет спрединга океанского дна расширяется область вновь образованной океанической коры. Осадки покрывают древние части океанского дна и надстраивают окраину.

Противолежачие континентальные окраины откололись и погрузились в виде длинных и узких блоков. Механизм погружения еще не вполне ясен. Понятно, однако, что по мере остывания дно океана погружается и, таким образом, прилегающие окраины теряют опору. Может также играть роль гравитационное скольжение потерявших опору краев окраин.

На этих погружающихся блоках могут расти рифы, постепенно создающие перекрытый карбонатными осадками шельф, в дальнейшем давящие своим весом на кору. Если бы Красное море было открыто чуть меньше, то образовались бы месторождения соли — в действительности мощные эвапоритовые толщи свидетельствуют о том, что это происходило в прошлом, на ранних этапах развития этого региона.

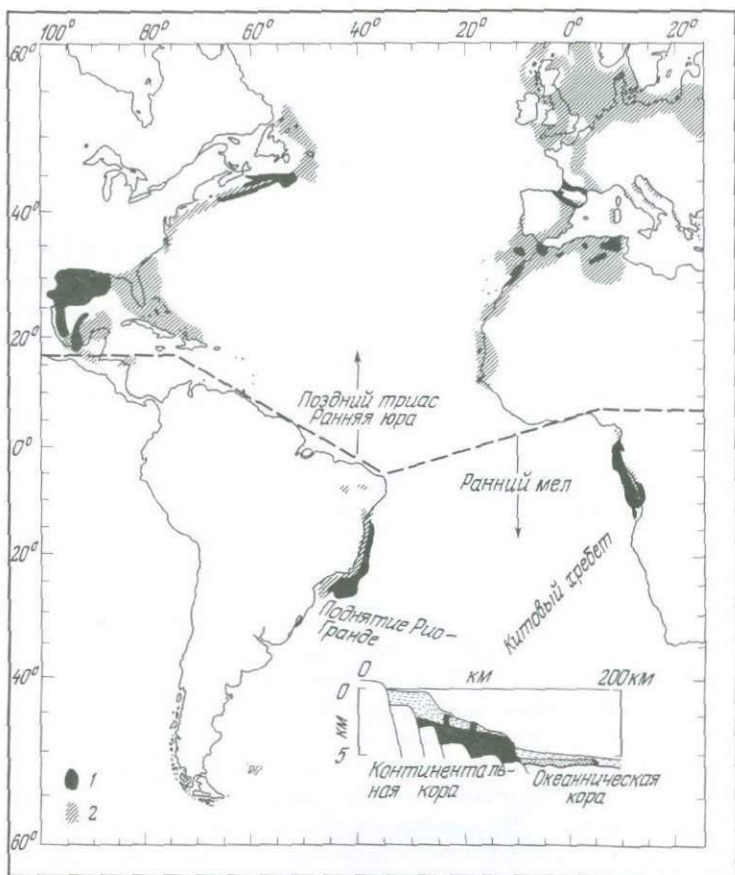
Таким образом, на первых стадиях образования рифта, когда расходящиеся окраины погружаются, могут сформироваться узкая гряда коралловых рифов и месторождения соли.

Именно такие древние соляные месторождения и рифовые барьеры известны во многих районах вдоль атлантических континентальных окраин (рис. 2.4, а). Соляные отложения установлены также в Мексиканском заливе в виде соляных куполов (диапиров), обеспечивающих пути для миграции нефти (см. гл. 10). Существуют веские доказательства наличия мощных соляных отложений в Атлантическом океане, и особенно у берегов Анголы. Соль в Южной Атлантике формировалась, вероятно, когда океан был узким, закрытым с севера и с юга, с ограниченным водообменом из-за барьера, образованного Китовым хребтом и поднятием Рио-Гранде (сейчас около 30° ю.ш.). С этими соляными отложениями могут быть связаны крупные месторождения нефти, поскольку в течение длительного промежутка времени Южная Атлантика была местом накопления осадков, богатых органическим веществом.

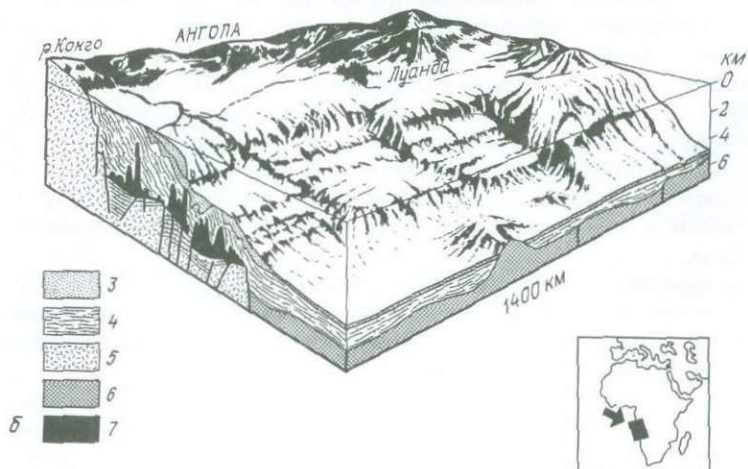
Тип материала, накапливающегося на погружающихся континентальных окраинах, зависит от геологических условий региона. В тропиках и в районах, где нет больших рек, приносящих много осадков и пресной воды, могут расти карбонатные рифы. В других местах смесь лагунных и речных осадков может постепенно перекрываться прибрежными отложениями, в основном гемипелагическим илом, богатым раковинами планктонных (плавающих) и бентосных (живущих на дне) организмов. Местами вблизи дельт больших рек, таких, как Нигер, Миссисипи и других, толщина осадков достигает огромной мощности, до 10–15 км.

Окончание процесса образования рифта совпадает по времени с завершением седиментации мощного осадочного клина на погружающихся блоках краев континентов и частично на океаническом фундаменте, который прилегает к ним (рис. 2.5).

Этот вывод применим и к другим окраинам континентов, образовавшимся в процессе рифтогенеза, которые пассивно плывут на движущейся плите (отсюда название — *пассивные* окраины). Помимо Атлантических окраин к ним относятся окраины Восточной Африки, Индостана,



а



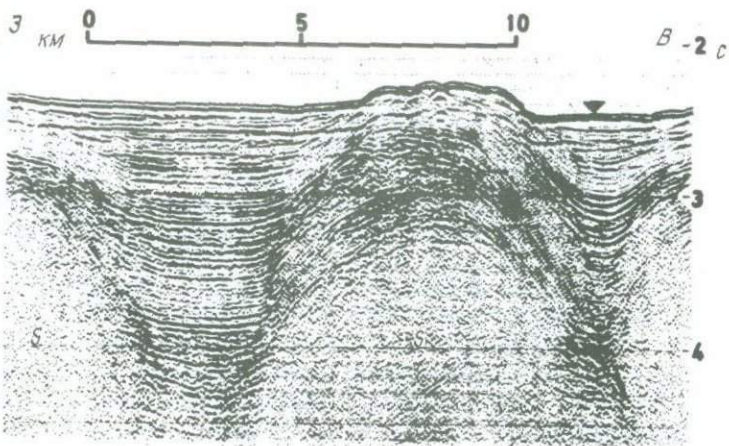


Рис. 2.4. Эвапоритовые отложения молодой Атлантики. *а*—географическое распределение эвапоритов в мезозое. По Эмери (K. O. Emery, 1977, AAPG Continuing Education Course Notes, Ser. 5: В-1); *б*—связь соляных диапиров с окраинной структурой у берегов Анголы (Юго-Западная Африка). Соляные отложения апта подстилаются неморскими кlastическими отложениями, которые выполняют грабеноподобные депрессии в пределах докембрийского фундамента. По Беку и Ленеру (R. H. Beck, P. Lehner, 1974, AAPG Bull. 58, 376); *в*—сейсмо-акустический профиль структур соляных диапиров (S), полученный во время экспедиции на «Метеоре», рейс 39, у берегов Марокко ($\sim 30^\circ$ с.ш.). Глубина воды у треугольника приблизительно 1800 м. По Зейболду и др. (E. Seibold et al., 1976); 1—диапир; 2—пласты; 3—третичные отложения; 4—мел; 5—докембрий; 6—океанические базальты; 7—соли.

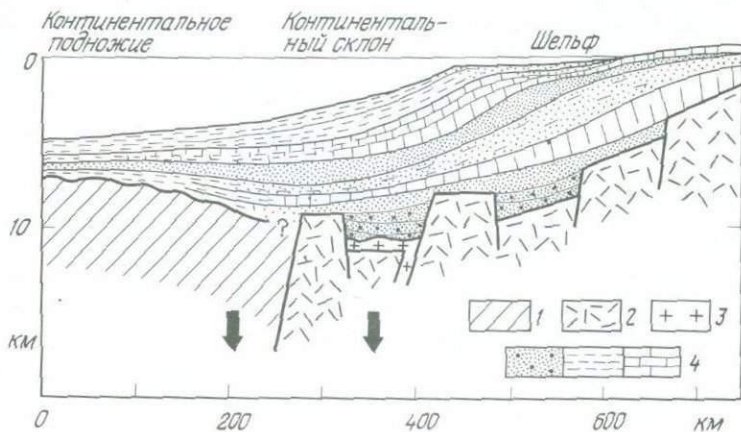


Рис. 2.5. Поперечный разрез окраины атлантического типа. Краевая часть континентальной коры опускается вместе с остывающей (и погружающейся) литосферой. Давление толщи осадков способствует дополнительному погружению. 1—океаническая кора; 2—континентальная кора; 3—вулканические породы; 4—осадки.

большей части Австралии и практически всей Антарктиды. В Антарктике существуют особые условия отношений эрозии и процессов седиментации по крайней мере с момента образования ледового щита. Мощный ледовый панцирь образовался здесь в позднечетвертичное время.

2.4. Нерешенные вопросы геологической эволюции пассивных окраин. В объяснении происхождения и эволюции пассивных окраин есть свои собственные проблемы. Для их понимания обычно прибегают к изучению эволюции рифтогенеза от Восточно-Африканского рифта до Красноморского и Калифорнийского рифтов и, наконец, Атлантического океана—этот эволюционный ряд помогает уяснить, как протекали эти процессы. Были ли до рифтообразования поднятие и эрозия корового выступа на месте будущего рифта? Какой ширины была первоначальная рифтовая долина? Как повлияло погружение внешних частей края континента на коровые блоки суши? Каковы скорости поднятия и опускания, эрозии и седиментации во времени и пространстве? Что касается погружения, то какова относительная роль «плавания в мантии» (изостатическое равновесие) блоков в сравнении с гравитационным скольжением? Какие силы вызвали поднятие некоторых частей континентальных окраин, а также образование длинных глубоко опущенных барьерных хребтов вдоль некоторых окраин? Какое значение имеет отсутствие осадков определенного возраста на многих окраинах? Было это вызвано эрозией или они вообще не отлагались? Или это связано с оползанием больших участков?

Один вопрос представляет особый интерес: будет ли (и где) найден на суше разрез мощной толщи осадков, лежащей на пассивной окраине? Иными словами, оба края Атлантического океана удаляются сейчас друг от друга и в позднейшие времена не сойдутся снова вместе. Вильсон предположил, что прото-Атлантика была сформирована в процессе рифтообразования, *затем снова закрылась*, придвигая ранее пассивные окраины друг к другу. Можно допустить, что в ходе этого процесса образовалась цепь гор от Норвегии через Шотландию, Ньюфаундленд до Аппалачей. Если проверить их положение по «схеме Булларда» (рис. 1.20), то можно увидеть, что предположение Вильсона разумно.

Если гипотеза Вильсона правильна, то пассивные окраины должны были бы превратиться в активные при столкновении с желобом, который, по-видимому, существовал там и дал возможность прото-Атлантике исчезнуть. Как выглядит такое столкновение? Имеются ли следы такого столкновения в складчатых поясах?

Чтобы ответить на этот вопрос, мы должны перейти к изучению окраин тихоокеанского типа, т.е. окраин, где происходит столкновение плит.

2.5. Окраины тихоокеанского типа—активные. Выше мы рассмотрели столкновение континента с желобом, сосредоточивая внимание на доказательствах субдукции (разд. 1.6). Действительно, существуют два типа окраин столкновения, которые необходимо различать: окраины, образованные столкновением континента и океана, как у Перуанско-Чилийско-

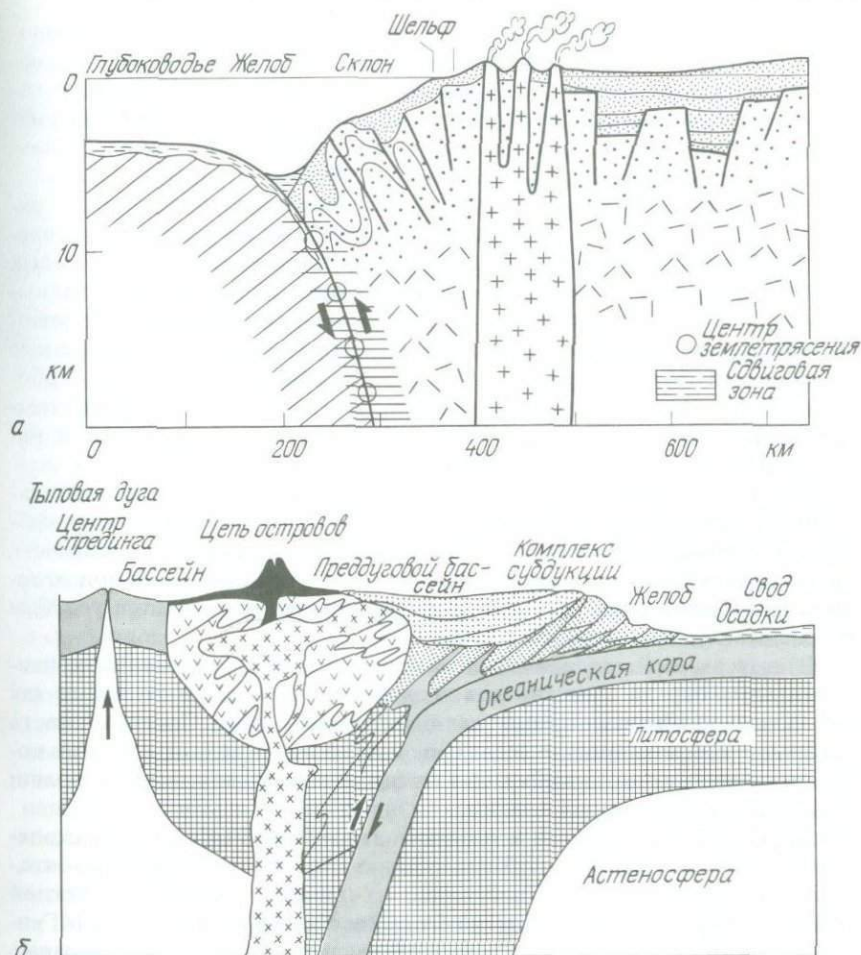


Рис. 2.6. Разрез сталкивающихся окраин (вне масштаба). *а* – столкновение перуанского типа (океан – континент). Осадки на склоне тектонически деформированы. Магматическая деятельность, включая вулканизм, питается расплавами, образующимися в пределах зоны субдукции; *б* – столкновение островодужного типа (океан – океан). Вулканические острова формируются над зоной субдукции. По Керри и Муру (*J. R. Curray, D. G. Moore*, in: *C. A. Burk, C. L. Drake* (eds.), 1974, *The geology of continental margins*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York); Сили и Дикинсон (*D. R. Seely, W. R. Dickinson*, 1977, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Continuing Educ. Notes, Ser. 5*).

го желоба, и окраины, где происходит субдукция вдоль островных дуг, как, например, у Марианского желоба (рис. 2.6).

По-видимому, самой существенной характеристикой таких окраин являются смятие в складки и сдвиг осадков, а также добавление вулка-

нического и плутонического материала активных вулканов, расположенных на краю погружающейся литосферы. К тому же процессы дифференциации, связанные с частичным плавлением опускающейся пластины и с гидротермальными реакциями, могут привести к обогащению расплава тяжелыми металлами и, следовательно, к образованию рудных месторождений, как, например, в Андах.

Типы пород, которые характерны для континентальных окраин рядом с зоной субдукции, очень разнообразны, что не вызывает удивления. Наступающая литосфера несет богатый ассортимент базальтовых пород, габбро, серпентинит, перидотит, которые являются производными мантии, измененными затем гидротермальными процессами в условиях различных температур и давлений. К ним добавляются различные виды пелагических осадков—глубоководные глины, ракушечные карбонатные породы, биогенный кремнезем. Когда такие породные комплексы находят на суше, их относят к *офиолитам* и картируют в надежде обнаружить древние зоны субдукции.

Крутые склоны, ведущие в желоб, благоприятны для гравитационных переносов крупных масс пород со стороны суши в зону субдукции. Перемешанные массы (меланж), образованные таким образом, затем деформируются и метаморфизуются под давлением (но при относительно низких температурах). В таких условиях образуются голубые и зеленые сланцы, а также амфиболиты.

В классической геологической литературе осадки пассивных континентальных окраин известны как *миогеосинклинальные*, в то время как образования активных окраин—как *эвгеосинклинальные*. Составная часть термина «-геосинклиналь-» ведет свое начало от постулата, согласно которому земная кора прогибалась в процессе накопления мощной толщии пород, слагающих горные пояса.

2.6. Окраины сдвигового и сложного типов. Пассивные, или расходящиеся, континентальные окраины обычно параллельны срединно-океаническим хребтам, что хорошо видно на примере Северной и Южной Атлантики. А что можно сказать об окраинах северной Бразилии и Гвинейского побережья Африки, которые имеют широтное простирание. Около Экватора они параллельны многочисленным зонам разломов и представляют собой третий (сдвиговый) тип окраин с узким шельфом.

Не все окраины легко классифицировать. Некоторые из них окаймляют окраинные бассейны, расположенные за островными дугами и в прилегающих морях. Другие имеют исключительно сложную историю, как, например, Калифорнийская окраина. Однако задача морского геолога заключается не в том, чтобы дать классификацию, которая подошла бы ко всем возможным примерам, а в том, чтобы определить процессы, которые характеризуют различные типы окраин и приводят к их отличию друг от друга.

2.7. Области шельфа. Окраинную часть континента называют *шельфом*. Мы видели ранее, что относительно приподнятые прибрежные низменности тоже можно рассматривать как часть шельфа. Однако

в этом разделе мы будем касаться только дна океана ниже уровня моря.

Обычно шельфы плоски и погружены неглубоко. Средняя глубина шельфа, окаймляющего Атлантику, около 130 м. Некоторые участки шельфа достаточно широки, особенно те, что располагаются на пассивных окраинах. Это связано в основном с условием отложения осадков. С другой стороны, узкие и каменистые шельфы характерны для активных окраин (рис. 2.6). В этих областях в морфологии шельфа важную роль играют эрозионные процессы.

Некоторые районы шельфа распространены далеко на континент, здесь на них располагаются *шельфовые моря*, такие, как Гудзонов залив, Балтийское море или Персидский залив. Большая часть морских осадков, найденных на суше, отложилась в шельфовых морях. Чтобы лучше исследовать эти осадки, которые покрывают значительную часть континентов, необходимо изучить процессы образования и накопления осадков в современных шельфовых морях (см. гл. 3).

В большинстве случаев обстановка осадконакопления и типы осадков на современном шельфе резко меняются на коротких расстояниях. Частично эта изменчивость объясняется тем, что всего лишь 15 000 лет назад уровень Мирового океана был заметно ниже. Тогда повсеместно были другие условия седиментации, которые сказались на рельефе и осадочном чехле современного шельфа. Причиной послужило, конечно, существование ледового покрова континентов, который как бы закрыл доступ воды в океан, понизив его уровень на 130 м. Поднятие уровня океана из-за таяния ледников было очень быстрым, и эрозионные процессы и отложение осадков не успели за время трансгрессии сгладить поверхность шельфа. О недавнем поднятии уровня океана напоминают нам и незаполненные осадками затопленные речные долины, пересекающие шельф (долины когда-то прорезанные реками, бежавшими до более далекого берега океана недавнего прошлого). В гл. 7 мы вернемся к этому вопросу.

Мы видим, что в большой степени на характер шельфов (активные или пассивные) влияют тектоника и недавнее поднятие уровня океана. В региональном масштабе первостепенное значение имеют климатические условия и привнос осадков.

В северных районах Северной Америки, например, на шельфах сказывается влияние оледенения. Рост ледников привел не только к подъему шельфов, но и к скоплению в отдельных местах огромного количества обломочного материала — образованию *морен*. До сих пор морены располагаются на шельфе у Ньюфаундленда и в Северном море. Ледник, продвигаясь на шельф, пробивал глубокие ущелья и впадины, которые еще не успели заполниться осадками. Фьорды Норвегии, Гренландии и западной Канады являются свидетелями могучей деятельности языков ледовых покровов.

В тропических районах, где температура никогда не падает ниже 18°C, обширные шельфы полностью построены организмами, выра-

батывающими карбонат. Наиболее распространенный рельеф шельфа – коралловые рифы. Платформы пересечены глубокими каналами с долинами неправильной формы, в которых встречаются крутые холмы. Многие капитаны потеряли свои суда в этих водах. Джеймс Кук (1728–1779), известный исследователь Тихого океана, едва избежал такой участи в пределах Большого барьерного рифа на судне «Эндеву» водоизмещением в 368 т. С позиции мореплавателя (Дневник Кука, 7 августа 1770 г.) он описывал свои впечатления:

«Оценив наше положение с верхушки мачты, я увидел, что мы со всех сторон окружены мелководьем, и не было видно никакого пролива, а только извилистые каналы между участками суши, чрезвычайно опасные, так что я был в совершенной растерянности – в каком направлении двигаться, когда погода позволит идти под парусом».

Шельфы, образованные дельтами больших рек (Амазонки, Миссисипи и др.), могут быть очень плоскими и монотонными в противоположность неправильному рельефу шельфов с коралловыми рифами и шельфов, подвергшихся деятельности ледников. Обильный привнос тонкого осадочного материала в дельту реки постоянно меняет рельеф. Волны и течения сглаживают его и перераспределяют осадочный материал. Конечно, волны течения и ветер в зависимости от обстоятельств могут образовывать дюны, барьеры, бермы и песчаные «волны» (см. гл. 7). Примером таких условий переноса терригенного материала могут служить Северное и Желтое моря и шельфы у дельт сибирских рек. Самый лучший пример – дельты реки Сенегал, где рельеф шельфа имеет перепад высот всего лишь 10 см на несколько миль!

При изучении современного шельфа мы сталкиваемся с вопросом, в какой степени рельеф и осадочный чехол унаследованы от прошлых ледниковых эпох и что можно считать результатом позднейшей деятельности моря. Задача осложняется тем, что «позднейшая» включает по крайней мере последние несколько сотен лет. В течение такого периода времени море оказывает влияние, причины которого не могут быть установлены, особенно если они включают редкие, но мощные ураганы и огромные волны, образованные землетрясениями (цунами).

Цунами возникают в основном над желобами, окаймляющими Тихий океан; за несколько часов они покрывают расстояние в тысячи миль. Это очень длинные волны и такие низкие в открытом океане, что незаметны с борта судна. Когда такая волна достигает области шельфа, скорость ее затухает и сама она вздымается, достигая огромной высоты (десятки метров), и обрушивается на берег с сокрушительной силой. При таких условиях она производит опустошение на побережье и влияет также на рельеф шельфа, поскольку одновременно с цунами связано образование мощных придонных течений.

2.8. Перегиб шельфа. Перегиб шельфа, место сочленения его с верхней частью континентального склона, представляет собой четко выраженную морфологическую структуру континентальных окраин. Происхождение его не совсем ясно. В принципе перегиб служит границей

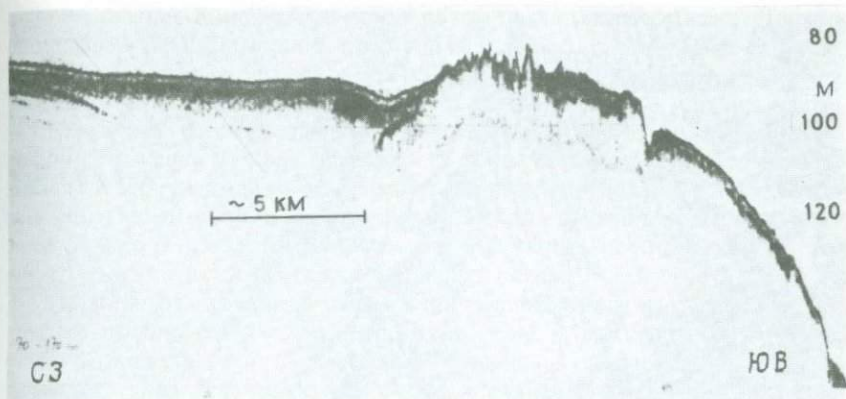


Рис. 2.7. Перегиб шельфа (бровка) у входа в Персидский залив. Профиль получен в результате эхолотирования с судна «Метеор» (1965). Обратите внимание на скопление мягких слоистых осадков за рифовой структурой с изрезанным рельефом. На верхнем склоне накапливается рифовый обломочный материал; риф мертв. Бровка шельфа на глубине примерно 100 м.

погружения, ниже которой влияние поверхностных явлений океана на эрозию и отложение осадков быстро исчезает (гл. 7). Детали этих явлений, однако, не ясны.

Перегиб шельфа обычно представлен отчетливым увеличением крутизны склона на глубине 100–150 м, а в среднем на земном шаре на глубине 130 м. В Антарктике и Гренландии перегиб расположен очень глубоко, до 400 м. Здесь перегиб приурочен к резким понижениям, образованным под воздействием ледников в результате выпахивания и проседания дна под его тяжестью. Однако также глубоко перегиб расположен и у юго-западных берегов Африки, где его положение нельзя объяснить ледниками. Большой частью перегиб на склоне шельфа прослеживается очень четко (рис. 2.7), но местами он может быть очень пологим.

Тот факт, что перегиб шельфа обычно расположен на глубине 100–150 м, указывает на низкое положение уровня океана в ледниковую эпоху. По-видимому, такое снижение уровня океана повторялось неоднократно в эпохи максимального оледенения в позднечетвертичное время, контролируя эволюцию шельфа. При рассмотрении шельфа и его перегиба в какой-то определенной географической зоне нужно принимать во внимание региональные изостатические реакции шельфа на приток и отток воды при изменении уровня океана, но их трудно отличить от региональных погружений и опусканий.

2.9. Континентальный склон и континентальное подножие. Классический профиль континентальных окраин атлантического типа показывает, что ниже перегиба шельфа склон становится круче и затем постепенно понижается к ложу океана (рис. 2.2). Относительно крутую часть ниже

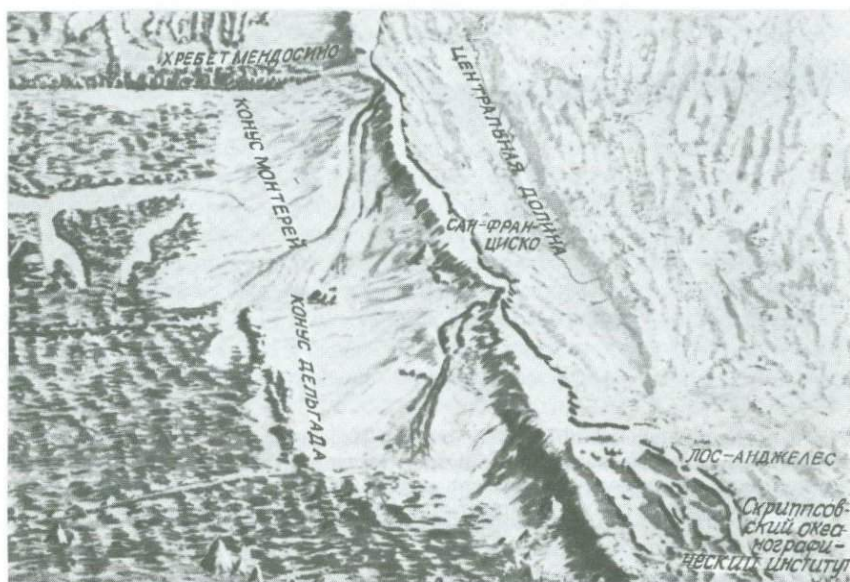


Рис. 2.8. Физиографическая диаграмма окраины океана у Калифорнии. Обратите внимание на узкие шельфы, ограниченные с суши морскими клифами (поднятие!). Континентальный бордерленд на юге представлен затопленной провинцией бассейн-хребет. Континентальный склон состоит из многочисленных слившихся конусов, которые наступают на провинцию абиссальных холмов. Рисунок основан на физиографической диаграмме. Менарда, 1964.

перегиба шельфа называют континентальным склоном; постепенно понижающуюся часть, ведущую в глубоководье, — континентальным подножием. Граница между склоном и подножием четко не проявляется. Вероятно, мы можем говорить, что склон — это часть окраины континента, в то время как подножие лежит на океанической коре и является существенной частью глубоководной среды.

Не все склоны и подножия отвечают идеальному атлантическому типу даже в самой Атлантике. На их поверхности могут встречаться хребты, как у берегов Бразилии, отвесные стены обнажений древних осадков, погруженные на большую глубину плато, такие, как плато Блейка близ полуострова Флорида.

Окраины зон столкновения плит у Перу и Чили характеризуются крутыми склонами без подножия — весь тот материал, который сложил бы подножие, попадает в желоб. Для таких склонов типична ступенчатая форма погружения.

У западного побережья США преобладают в основном сложные геологические условия. Если морфология склона и подножия у Северной Калифорнии достаточно просто объясняется переотложением осадков конусов выноса предгорного шлейфа (рис. 2.8, верхняя часть), то для

окраин южной Калифорнии такая интерпретация невозможна. Бордерленд Южной Калифорнии представляет собой продолжение в океан структуры рельефа бассейнов и хребтов, известного в пустыне Мохаве. Вершины хребтов вздымаются, как острова (рис. 2.8, б, нижняя часть).

Различные физиографические диаграммы, обычно отражающие быстрое понижение от края шельфа в глубины океана, в какой-то степени вводят в заблуждение из-за большой разницы горизонтального и вертикального масштабов. В действительности склоны очень пологие: с уклоном от 1 до 6° (см. табл. 2.1). Склон 1° для наземного наблюдателя, конечно, покажется практически горизонтальным.

Из всего разнообразия типа склонов ясно, что в формировании их облика принимали участие различные силы. Мы ссылались на эндогенные процессы, когда сравнивали окраины атлантического и тихоокеанского типа. В качестве механизма, влияющего на эволюцию окраин, было предложено изменение мощности континентальной коры в результате переплавления и ассимиляции ее мантией (подкорковая эрозия). Такие процессы могут быть активными, например, в бордерленде Южной Калифорнии.

Чаще всего большая часть склонов представляет собой поверхность аккумуляции мощных толщ осадков, смытых с континента и перемешанных с морским органогенным материалом. Глубоководные части океана получают мизерную долю континентальных продуктов: основная их масса аккумулируется на окраинах. Высокая скорость аккумуляции на многих склонах приводит иногда к неустойчивому равновесию. В тех случаях, когда склоны очень круты и недостаточно времени для консолидации осадка, образуются огромные оползни. Этому способствуют землетрясения, которые оказываются как бы спусковым крючком при образовании таких оползней.

Пример большого оползня показан на рис. 2.9; беспорядочная масса осадков остановилась у подножия склона, образуя часть континентального подножия. По результатам эхолотирования дна океана с более мощным звуковым сигналом, чем применяют в эхолотах для изучения рельефа дна, был построен сейсмический профиль (метод называется *непрерывное сейсмическое профилирование* — НСП).

Распределение осадочных слоев ниже дна океана, приведенное на рис. 2.9, показывает, что процессы эрозии чередовались с периодами отложения осадков. Эрозия могла происходить в результате оползней и под действием сильных донных течений, идущих горизонтально вдоль склона. Такие течения называли *горизонтальными* течениями, чтобы отличать их от турбидных, которые представляют собой течения, нагруженные взвешенным осадком и движущиеся под влиянием силы тяжести вниз по склону (разд. 2.11 и 4.3.6). Сейчас полагают, что большая часть осадков на континентальном подножии принесена туда первоначально турбидными течениями и оползнями, начавшимися где-то около перегиба шельфа, и что впоследствии они были переотложены горизонтальными течениями.

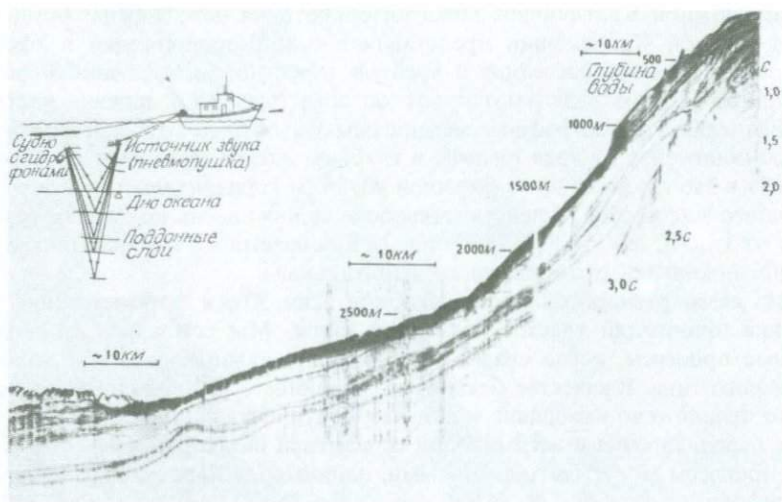


Рис. 2.9. Движение подводных осадочных масс у Дакара, Северо-Западная Африка. Сейсмоакустический разрез, выполненный в рейсе 25/1971 судна «Метеор». Край шельфа *наверху справа*. Оползание начинается на глубине 1050 м (время возвращения звукового импульса 1,4 с). Мощность оползня около 200 м. Осадочный материал останавливается на глубине около 2300 м (соответствует 3,6 с) у подошвы континентального склона. В верхнем левом углу изображена сейсмоакустическая система с пневматической пушкой в качестве источника звука. Акустические сигналы отражаются от дна океана и поддонных слоев и записываются гидрофонами на судне.

2.10. Подводные каньоны. Континентальный склон обычно изрезан различного типа ущельями, ложбинами и долинами, наиболее примечательные из них – подводные каньоны. Эти выразительные структуры (рис. 2.10) давно озадачивали морских геологов, да и сейчас все еще служат предметом дискуссий и интенсивного изучения.

Многие из больших подводных каньонов похожи, как двойники, на каньоны на суше: система притоков в верхней части с меандрирующими *талвегами* (аналоги речных русел) и местами крутые склоны (от 20 до 25° и даже до 45°). Вдоль каньонов встречаются обрывы склонов с отрицательными углами падения (рис. 2.11). Как и в речных каньонах, существует непрерывное понижение базиса эрозии долины с максимальным уклоном склона 15° близ берега до пологих склонов 1° дальше от моря.

Очень часто каньоны врезаются прямо в шельф и переходят на сушу. Иногда близ вершины каньона можно обнаружить древние рыбацкие поселки – большая глубина каньона как бы рассеивает крупные волны у берега и обеспечивает сравнительную безопасность для судов и хижин на берегу. Примером могут служить населенные пункты Назаре в Португалии и Кайяр в Сенегале. Некоторые каньоны, однако, на-

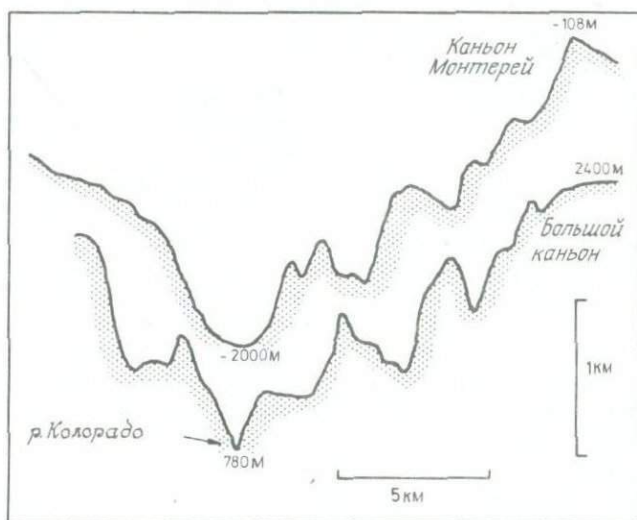


Рис. 2.10. Сравнение профилей каньона Монтерей и Большого каньона реки Колорадо в Аризоне. Сходство случайное, но при сравнении видны огромные размеры каньона Монтерей (см. рис. 2.8.). По Шепарду и Диллу (J. Shepard, R. F. Dill, 1966).



Рис. 2.11. Иллюстрация морфологической схожести наземного каньона (слева — Большой каньон) и подводного каньона (справа — каньон Ла-Холья). Обратите внимание на крутизну и нависание в обоих случаях. Фото: слева Зейболда, фото под водой — Дилла.

чинаются только у края шельфа. Продолжаясь в океан, подводный каньон может достигать края континентального подножия, заходить за него дальше и протягиваться на сотни и даже тысячи километров по дну океана (рис. 2.2. б, каньон Гудзон; рис. 1.3, каньон Мид-Ошен у восточных берегов Канады в Лабрадорском море).

Местами многочисленные каньоны и другие типы долин так рассекают склон, что эта территория выглядит как бы состоящей из холмов-останцов. Необязательно каньоны простираются прямо вниз по склону; они могут идти и под углом к нему. В ряде районов подводные каньоны отсутствуют, по-видимому, или из-за небольшого привноса осадков (недостаточного для образования нисходящих течений), или из-за пологих склонов, а возможно, по обоим причинам сразу. Известные каньоны связаны с устьями больших рек — Конго, Инда, Ганга, Гудзона. В сущности, они представляют собой долины в пределах конусов осадков, принесенных реками, сохраняющиеся в верхней своей части благодаря эрозии, а в нижней части разветвляющиеся на отдельные русла, подобно тому, как это наблюдается в дельтах или на аллювиальных равнинах. Здесь они ограничены береговыми валами.

О происхождении подводных каньонов существует много гипотез. Действительно, различные типы каньонов должны иметь различное происхождение. Например, глубоководным бурением доказано, что Средиземное море 5–6 млн. лет назад было изолировано от Мирового океана и высохло в результате испарения. В тот период под действием дождевых потоков могли быть образованы глубокие каньоны. Действительно, истинное ложе долины Нила расположено очень глубоко, подтверждая теорию о том, что каньон врезался во время засушливых периодов. Современная река Нил течет в верхней части мощной толщии осадков, которые заполнили с тех пор каньон.

В принципе каждый океанический бассейн с соляными отложениями на окраинах, по-видимому, имел в прошлом низкий уровень, когда каньоны врезались. Это справедливо для Северной и Южной Атлантики. Однако вряд ли мы можем предположить такое радикальное падение уровня для всего Мирового океана. Таким образом, должна быть какая-то особенность, которая заставляла бы каньоны врезаться под водой. Тот факт, что многие каньоны отходят от речных долин, предполагает, что должен существовать определенный механизм: что-то похожее на подводную реку, текущую по дну океана. Этот поток не может быть продолжением реки, впадающей в океан, — ее вода пресная, следовательно, менее плотная, чем океанская. Речные воды растекаются над океанскими. К примеру, от устья Амазонки, самой мощной из всех рек, на сотни миль в океане поверхностные воды имеют низкую соленость. Но морская вода с высоким содержанием взвешенных частиц достаточно тяжелая, чтобы течь вниз по склону к океанскому дну, врезаясь в склон.

Взвешенные частицы попадают в океанскую воду при оползнях в рыхлых осадках, отложенных ниже устья реки. Большое количество взвеси сносится вниз по реке во время наводнений, и такая взвесь очень

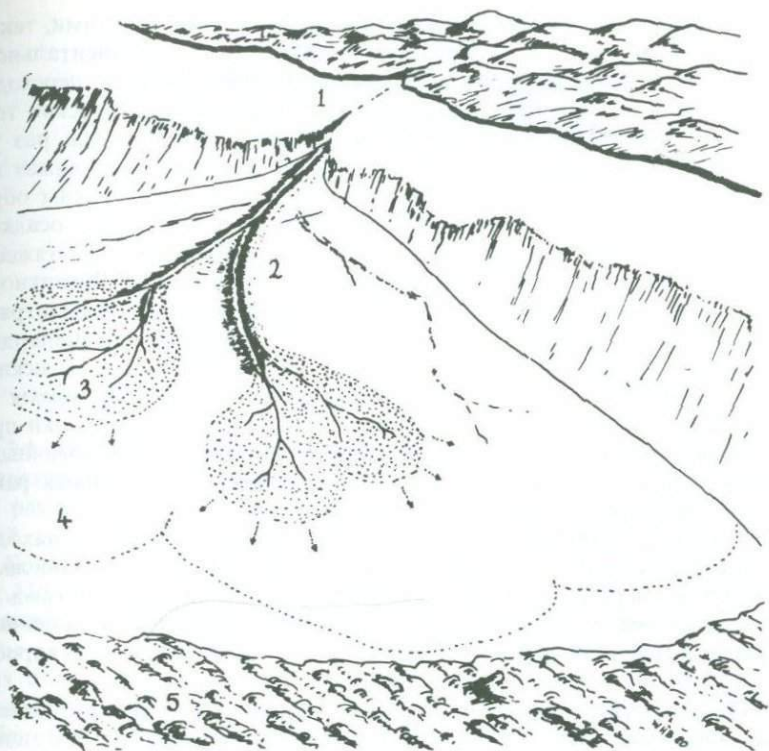


Рис. 2.12. Образование глубоководных конусов. 1—каньон, прорезающий шельф и верхнюю часть склона, улавливает осадки и транспортирует их к конусу; 2—долина верховья конуса с намывными валами, удерживающими мутьевый поток. В намывных валах могут быть бреши (вспомните мертвые каналы); 3—активный супраконус с многочисленными руслами; 4—внешняя часть конуса, получающая тонкий осадок из супраконуса; 5—район абиссальных холмов за пределами конуса. Долины между холмами могут содержать дистальный материал конуса. На основе схемы Нормарка (W. R. Normark 1970, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 54: 2170).

нестабильна. Ураганы и волновая деятельность, которая размывает и перемешивает осадки, насыщают воду взвешенными частицами. Землетрясения дают начало оползням, которые превращаются в грязевые потоки или мутьевые течения, движущиеся вниз по склону.

Такие течения, энергия которых образуется за счет силы тяжести, могут, вероятно, прорезать подводные каньоны в крутых местах склона. Если это так, то и первоначальная взвесь, а также эродированный материал должны отлагаться в районах, где длины склона недостаточно, чтобы сохранить энергию потока по мере ослабления силы тяжести. И мы должны находить такие отложения, что и происходит в действительности.

2.11. Подводные конусы выноса. Каньоны с крутыми бортами, такие, как показано на рис. 2.11, прорезают верхнюю часть континентального склона. Далее вниз по склону характер их меняется: они переходят в долины конуса, которые пересекают громадные полуконические тела осадков, глубоководные океанские конусы (рис. 2.12). Это как раз то, что мы ожидали увидеть в случае, если подводные каньоны служат каналами для мутьевых течений (см. также разд. 4.3.6 и 8.5). Таким образом, мутьевые течения здесь — это нагруженные взвешенным осадком придонные течения, медленно движущиеся под влиянием силы тяжести вниз по подводному склону и затем растекающиеся по дну. Возникновение их обусловлено наводнениями, штормовыми волнами и землетрясениями. Как было доказано исследованиями, проведенными Шепардом и его сотрудниками, обычно в подводных каньонах спокойно, за исключением движущихся взад и вперед приливных течений. Но время от времени, по-видимому раз в тысячу лет, большие грязевые потоки проносятся по каньону, сбрасывают свой груз на конусе. Аналогичными явлениями на суше являются случайные наводнения в пустынных районах, которые откладывают конусы вдоль стенок долины.

Отложения мутьевых течений называют турбидитами; их находят как в осадках склона, так и абиссальных равнин (разд. 8.5). В зависимости от их размера и продолжительности мутьевые течения, двигаясь по долине в конусе выноса, прорезают разветвленные русла в различных местах и откладывают турбидиты по мере уменьшения их скорости (рис. 2.12).

В большинстве случаев турбидиты маломощны и вскоре разрушаются организмами, живущими на дне, и придонными течениями. Мощные слои турбидитов в таких случаях сохраняются, и впоследствии их распознают в разрезах осадков.

До 1950 г. этот важный процесс транспортировки и эрозии осадков, влияющий на морфологию большей части океанских окраин, был неизвестен, так как морской геологии как отдельной отрасли науки не было. Еще 10 лет ушло на то, прежде чем тектоника океанских окраин попала в центр внимания благодаря теории расширения и новообразования океанского дна. История развития океанских окраин все еще не до конца ясна из-за отсутствия достаточного количества керн и разрезов пород осадочного клина: извлечение их с помощью глубоководного бурения стало теперь возможным, но эти работы весьма трудоемки и дорогостоящи.

СОСТАВ МОРСКИХ ОСАДКОВ И ИХ ИСТОЧНИКИ

3.1. Осадочный цикл. Морские осадки очень разнообразны, они представлены обломочным материалом, принесенным с суши, остатками раковин и органического материала, солью, выпадающей из морской воды, вулканическими продуктами — пеплом и пемзой (рис. 3.1).

Большая часть осадков поступает за счет выветривания пород на суше. Под действием льда и воды, тепла и холода породы дробятся до маленьких частиц, выщелачиваются, наиболее легко растворимые минералы разрушаются. На гребне хребтов и на других молодых вулканических структурах в океане происходит «выветривание» особого типа — реакции нагретой морской воды с базальтами. Такие реакции добавляют значительное количество вещества в морскую воду, однако его объем еще точно не установлен.

Само море также много берет от континентов — волны и приливы «вгрызаются» в сушу, унося обломочный материал, который может отлагаться на шельфе или, проходя над ним, аккумулироваться на континентальном склоне продолжительность ниже.

Осадочный материал, который задерживается на шельфе, по существу, остается на континенте. Другие осадки со временем выносятся обратно на континенты или в мантию в процессе погружения океанского дна, завершая цикл.

3.2. Источники осадочного вещества. *3.2.1. Поступление осадочного вещества за счет рек.* Растворенное и взвешенное вещество, приносимое реками, составляет большую часть поступающего осадка: сросшиеся конусы, которые образуют континентальный склон у Калифорнии (см. рис. 2.8), например, большей частью сложены речным илом с примесью раковин и органического материала. Этот осадок (карбонат кальция CaCO_3 и опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) также поступает с речным стоком. Мы можем подсчитать общее количество вещества, поступающего таким образом в океан. Скорость осадконакопления в глубинах океана составляет от 1 до 20 мм за 1000 лет. На подводном склоне осадки отлагаются приблизительно со скоростью до 100 мм за 1000 лет.

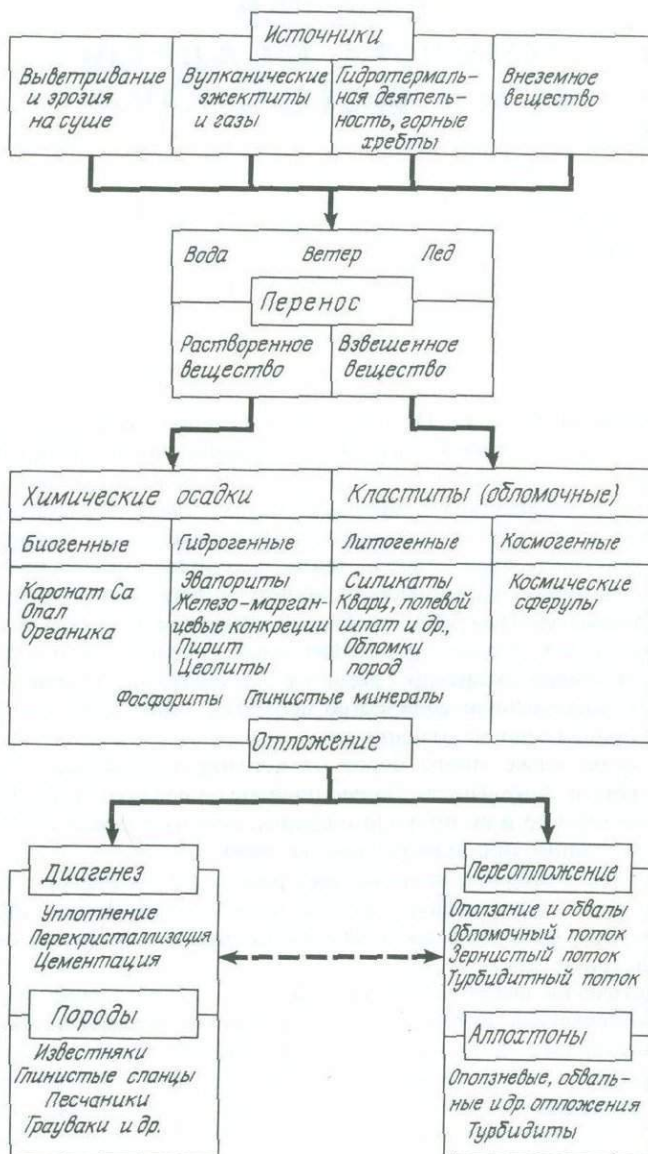


Рис. 3.1. Источники, условия транспортировки и отложение морских осадков.

Если взять значение 100 мм/1000 лет для 10% океана и 5 мм/1000 лет для остальной его части, то получим в среднем около 15 мм/1000 лет ($0,1 \times 100 + 0,9 \times 5$). Площадь дна океана в два раза превышает площадь суши. Следовательно, континенты, если они единственные источники осадочного вещества, должны «изнашиваться» со скоростью около 30 мм/1000 лет. В целом это было бы не так уж плохо. Недавний расчет эрозии территории Северной Америки, занимаемой США, показал, что он составляет 65 мм/1000 лет. Конечно, сельскохозяйственная деятельность человека сильно увеличила скорость эрозии, хотя мы еще не можем достаточно определенно оценить ее влияние.

3.2.2. Поступление осадочного вещества за счет ледников. Легко оценить большее значение ледников в выносе осадочного вещества в океан на высоких широтах при рассмотрении огромных масс зандровых отложений, которые ледники принесли к берегу. Позднее эти осадки были переработаны на шельфе. Плавающие обломки льда транспортировали как тонкий, так и грубообломочный материал далеко в море. Этот факт очень интересен не столько в отношении к самим осадочным массам, сколько для палеоклиматических реконструкций. Когда айсберги таяли, они роняли свой груз. У Антарктиды этот тип транспортировки распространяется до 40° ю.ш. В Северной Атлантике границы ледниковой транспортировки совпадают с современным положением границы между очень холодными и умеренными водами (рис. 3.2). Во время последнего оледенения эта граница простиралась дальше на юг до линии, соединяющей Нью-Йорк с Португалией (разд. 7.2.3). В настоящее время небольшое количество осадочного вещества, принесенного ледниками, встречается на 20% поверхности дна океана.

3.2.3. Поступление осадочного вещества, переносимого ветром. В противоположность ледникам ветер может транспортировать только тонкообломочный материал. Арабские ученые в средние века заметили, что пыль Сахары приносится в «темное море» Атлантического океана (рис. 3.3). В 1880 г. Ч. Дарвин предположил (правильно), что пыль наращивает дно океана. По мере движения пыли к морю первыми оседают более крупные частицы, и чем дальше от берега, тем размер частиц становится меньше. В 1901 г. во время большой пылевой бури в Сахаре размер частиц пыли в Палермо составлял около 0,012 мм и у Гамбурга 0,006 мм. Это уже можно классифицировать как исключительно тонкий алеврит. Над Средиземным морем во время этой бури содержание пыли в воздухе составляло до 11 г пыли на 1 м³.

Скорость осаждения пыли из воздуха лучше всего можно измерить в разрезах снега и льда, где видна годичная слоистость. Даже в Антарктике и Гренландии, далеко от пустынь, эта скорость вполне поддается оценке: от 0,1 до 1 мм пыли за 1000 лет. Абсолютно точно не известно, сколько пыли оседает на дне океана. По некоторым оценкам, большая часть глубоководных глин сложена частицами, принесенными ветром. Такие глины отлагались со скоростью 1 мм/1000 лет в северной части Тихого океана и 2,5 мм/1000 лет в Атлантическом океане.

3.2.4. *Вулканические источники осадков.* Существенная часть осадочного вещества поставляется вулканами, особенно расположенными на активных океанских окраинах. Действительно, состав глубоководных глин (гл. 4) говорит о том, что 10 млн. лет назад, до того как горообразование и оледенение круто изменили рельеф континентов, основным источником глубоководных глин служил вулканический пепел. Конечно, вулканический материал эродируется и на суше и приносится в море с терригенным осадком. Едва уловимая разница в химическом составе, «химические отпечатки», позволяет определить, каков источник данного вулканогенного материала.

В геологическом отношении у вулканов короткая жизнь, и одиночные извержения подобны вспышкам. Поэтому слои пепла можно использовать для региональных стратиграфических определений (*тефрахронологии*), например, в Средиземноморье или около Исландии (рис. 3.4). В результате вулканической деятельности в океан попадают также газы и гидротермальные растворы, играющие важную роль

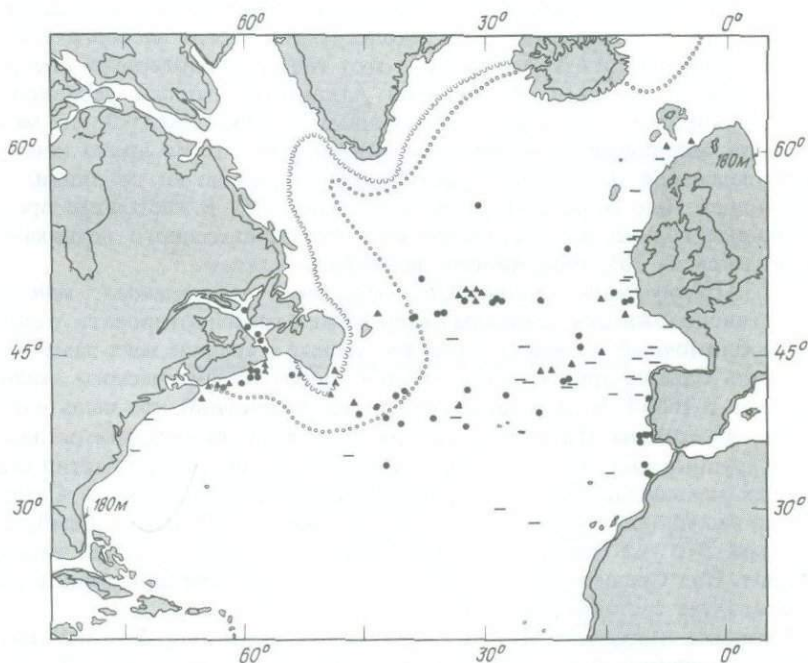


Рис. 3.2. Ледовый разнос осадочного материала в Северной Атлантике. Современные границы дрейфа льдин (нормального и экстремального) проходят вокруг Ньюфаундленда, далее к Гренландии и Исландии. В последнюю эпоху оледенения эта граница проходила от Нью-Йорка прямо к Португалии. Треугольники — образцы, взятые с поверхности; черточки — образцы, полученные при драгировании; кружки — образцы керна. По Кудрассу (*H. R. Kudrass, 1973, Meteor Forschungergeb Reihe C 13: 1*).

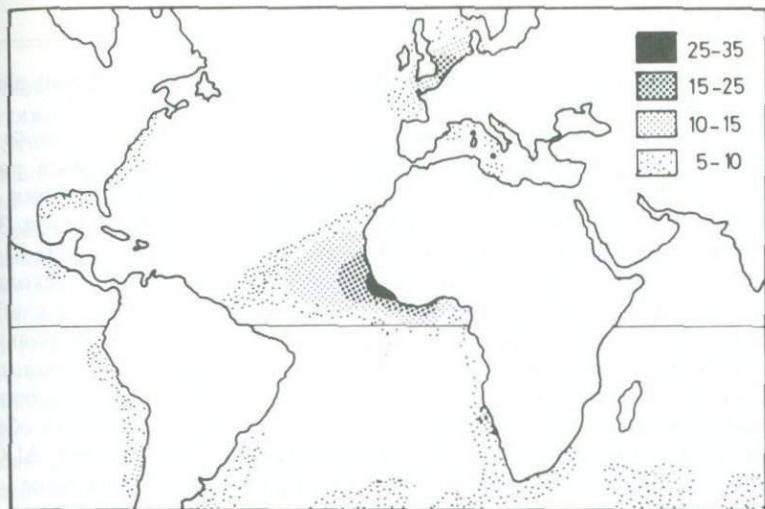


Рис. 3.3. Распространение дымки от пыли над Атлантическим океаном. По Аррениусу (G.O.S. Arrhenius, 1963, in: M.N. Hill, Sea, 3: 695).

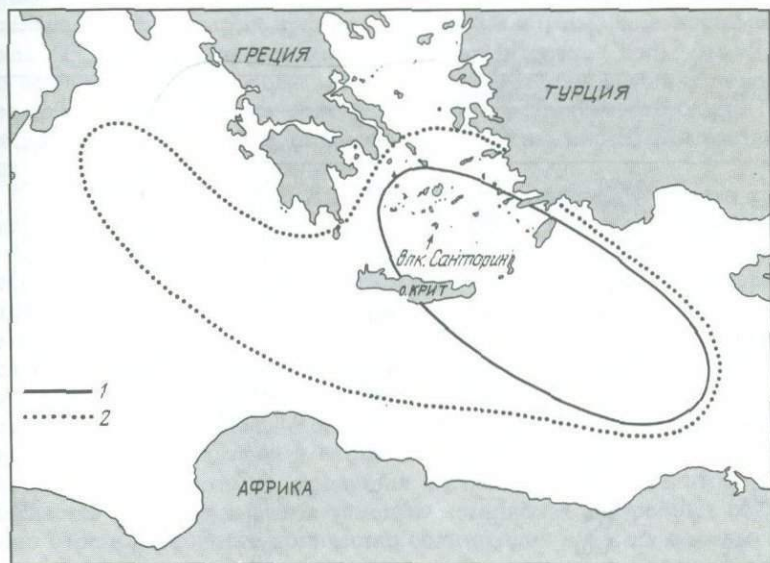


Рис. 3.4. Распределение вулканического пепла, выброшенного двумя большими вулканическими взрывами в Эгейском море, вероятно, вулканом Санторин. Нижний слой пепла отмечает доисторическое извержение (> 25000 лет назад). Возраст верхнего слоя меньше 5000 лет; по-видимому, это было то извержение, которое стало катастрофой для минойской культуры 3450 лет назад. По Нинковичу и Хизену (D. Ninkovich, B.C. Heezen, Nature, London, 213: 1967, 582, in: K.K. Turekian, 1968, Oceans. Printice-Hall, New Jersey). 1—граница распространения верхнего пеплового слоя; 2—то же для нижнего пеплового слоя.

в эволюции химии океана и атмосферы, и их изучением сейчас занимаются многие ученые.

3.3. Осадки и состав океанской воды. 3.3.1. *Кислотно-щелочной состав.* В первом приближении океанская вода представляет собой раствор хлористого натрия (NaCl), т.е. пищевой соли. Натрий и хлорид составляют 86% всех присутствующих в ней ионов по весу (табл. 3.1). Другие ионы — магний, кальций, калий (щелочные и щелочно-земельные металлы), а также кислые радикалы сульфат и бикарбонат. Поскольку главные катионы образуют сильные основания, а бикарбонаты слабые кислоты, то океанская вода слегка щелочная, рН около 8, а нейтральное состояние рН 7 (рН — мера кислотности раствора). В целом океанскую воду можно рассматривать как продукт эмиссии кислых газов вулканов (гидрохлорноватая, серная и угольная кислоты) и выщелачивания обыкновенных силикатных пород, чьи минералы имеют форму $(MeSi_a Al_b O_c)$, где Me — это металлы натрия, калий, магний и кальций, а остальное — нерастворимые окислы кремния и алюминия, т.е. глинистые минералы.

Таблица 3.1. Сравнительная характеристика океанской и речной воды

Ионы	Океанская вода			Средняя речная вода ^a		
	Содержание			Содержание		
	млн ⁻¹	вес. %	Ранг ^б	млн ⁻¹	вес. %	Ранг ^б
Cl ⁻	18 980	55,0	(1)	7,8	6,4	(5)
Na ⁺	10 561	30,6	(2)	6,3	5,2	(6)
SO ₄ ²⁺	2 649	7,7	(3)	11,2	9,3	(4)
Mg ²⁺	1 272	3,7	(4)	4,1	3,4	(7)
Ca ²⁺	400	1,1	(5)	15,0	12,4	(2)
K ⁺	380	0,4	(6)	2,3	1,9	(8)
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	140	0,2	(7)	58,8	48,6	(1)
Br ⁻	65	0,1	(8)	0,02	—	
H ₃ BO ₃	26	—		0,1–0,001	—	
Sr ²⁺	13	—		0,09	—	
F ⁻	1,4	—		0,09	—	
H ₄ SiO ₄	1	—		13,1	10,8	(3)
NO ₃ ⁻	0,5	—		1,0	0,8	
Fe ²⁺ , Fe ³⁺	0,01	—		0,67	0,5	
Al(OH) ₄ ⁻	0,01	—		0,24	0,2	
Сумма	34 479	100%		120,8	100%	

^a По Ливингстону (*D. A. Livingstone*, 1963, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 44DG). В «жесткой» речной воде общее содержание солей в два раза больше, а в «мягкой» в два раза меньше, чем в средней речной воде.

^б Место, занимаемое данным элементом в количественной характеристике состава воды; например, хлор в океанской воде занимает первое место, а в речной — пятое, карбонат- и бикарбонат-ионы в речной — первое, а в океанской — седьмое и т.д.

Насколько стабильным был химический состав океанской воды на протяжении геологического времени?

Если принять приведенную выше концепцию кислотно-щелочного состава и допустить, что океанская вода находится в равновесии с осадками на дне океана, то в результате получим, что химический состав должен быть довольно стабильным. Мы можем получить также образцы солей морской воды из докембрийских соляных отложений. Их химический состав указывает на то, что состав морской соли не сильно изменился за последние 600 млн. лет (по-видимому, меньше чем в два раза для любого крупного компонента, входящего в ее состав). Палеонтологические данные согласуются с этой оценкой. Уже в раннем палеозое существовали организмы, чьи близкие современные родственники имеют довольно узкую солевую толерантность: радиолярии, кораллы, брахиоподы, цефалоподы, иглокожие. Конечно, адаптация живых организмов к увеличивающемуся или изменяющемуся солевому составу не может быть исключена.

При сравнении средних составов речной и океанской воды заметна большая разница. В сущности, речная вода — это раствор бикарбоната кальция и кремнистой кислоты с незначительной примесью солей, значительная часть которых представляет собой морские соли повторного цикла. Из этого различия в составе морской и речной воды мы видим, что величина речного стока в секунду не имеет отношения к пополнению соли в океане. Имеет отношение лишь растворимость солей. Проще, *растворимых* солей в океанской воде очень много, а *нерастворимых* — мало.

3.3.2. *Время пребывания.* Для сохранения устойчивого состава выпадение солей должно равняться их потоку. Таким образом, океанская вода должна избавлять себя от вновь поступающих солей в том же количестве, в каком они поступают. Куда же убывает этот материал? Количественная оценка этого явления представляет собой крупную геохимическую проблему. Карбонат кальция связывается в известковых скелетах живых организмов; кремний — в опалиновых скелетах. Металлы связываются, вероятно, во вновь образованных минералах, таких, как аутигенные глины, окислы и сульфиды. Они вовлекаются в реакцию между горячими базальтами и океанской водой в активных зонах и присутствуют в цеолитах и продуктах метаморфизма базальтов. Сера осаждается в виде сульфидов тяжелых металлов в анаэробных осадках около берега. Некоторое количество соли входит в состав поровых вод в осадочных породах. Если допустить, что океанская вода не меняет свой состав, можно вычислить среднюю продолжительность отрезка времени, в течение которого компоненты океанской воды остаются в воде прежде, чем они уходят в осадок. Это время называют *временем пребывания*.

Расчет времени пребывания можно сравнить с аналогичным вычислением времени пребывания людей в выставочном зале: подсчитать присутствующих людей и число посетителей, входящих за единицу

времени. В результате соотношения получим продолжительность посещения. Так же как в нашем случае,

$$t = A/r, \quad (3.1)$$

где A – количество в данный момент, а r – приток. В табл. 3.2 приведены примеры времени пребывания, где ясно видно, что натрий и хлорид имеют продолжительное время пребывания, а кремний – очень короткое. В сущности, время пребывания – это мера геохимической растворимости (или, наоборот, реактивности) рассматриваемого элемента. Уравнение (3.1) однажды применялось для определения «возраста засоления» вод Мирового океана с допущением, что океан образовался пресным и с тех пор сохранил весь натрий. Засоление началось около 100 млн. лет назад. В нашей прежней аналогии расчет времени для периода засоления соответствует вычислению времени, в течение которого выставочный зал открыт – по числу присутствующих людей и количеству входящих в зал за единицу времени. Возраст засоления использовался как минимальный расчет для шкалы геологического времени.

3.4. Главные типы осадков. Существуют три типа осадков: осадки, поступающие в океан в виде рассеянных частиц существовавших ранее пород и осаждающиеся на дно океана; осадки, которые непосредственно выпадают из раствора; осадки, образующиеся в результате жизнедеятельности животных и растений. Для удобства первый тип мы можем назвать *литогенным*, второй – *гидрогенным* и третий – *биогенным* [(рис. 3.5), вкладка 3.1]. Вдоль океанских окраин преобладает литогенный тип осадков, хотя встречаются также соленосные и биогенные осадки. В глубинах океана преобладают биогенные осадки, особенно *известковые илы*.

Таблица 3.2. Время пребывания некоторых элементов в океанской воде (в млн. лет)*

Na	210
Cl	> 200
Mg	22
K	10
Ca	1
Si	0,04

* Время пребывания – это отношение между массой вещества, находящегося в резервуаре, и массой, приносимой за год (данные в основном по Гольдбергу (Goldberg, 1965. In: Chemical Oceanography, vol. 1, pp. 163–196, Academic Press, New York).

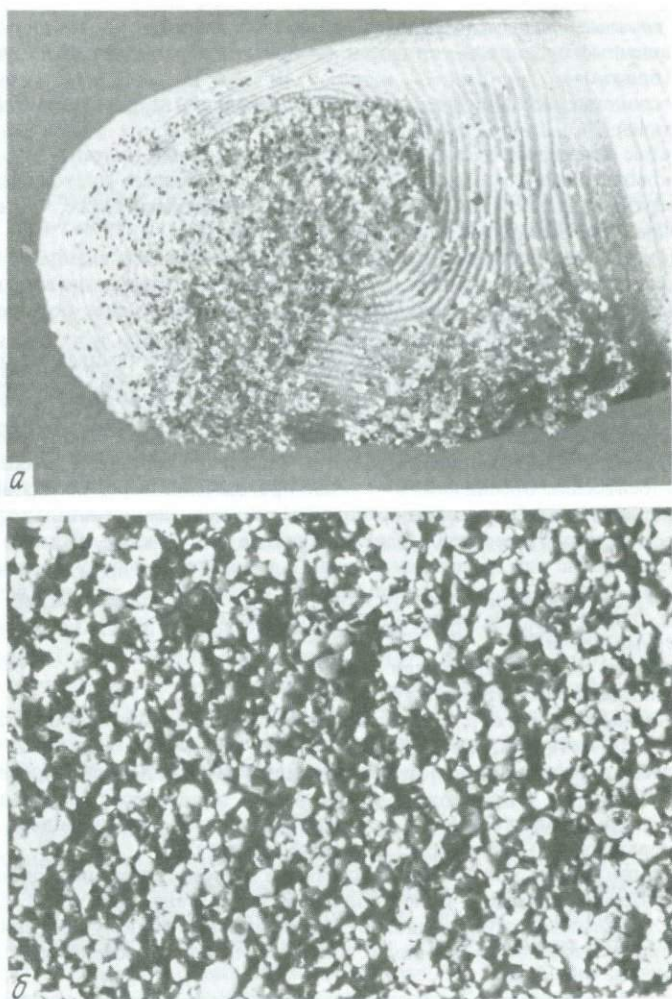


Рис. 3.5. Два главных типа прибрежных песков: *а*—литогенный, Ла-Холья; *б*—биогенный, Гавайи. Фото В. Бергера.

Вкладка 3.1. Классификация типов морских осадков

Литогенные осадки. Обломочный материал происходит из ранее существовавших пород (изверженных, метаморфических или осадочных, см. приложение П.6) и продуктов вулканического извержения (пепел, пемза). Транспортируется реками, ледниками, ветром. Перераспределяется волнами и течениями. В основу номенклатуры положен *размер зерен* (гравий, песок, алеврит, глина). Более дробное деление—по литологии компонентов (терригенные, биокластические, известковые, вулканогенные и др.), а также по структуре и цвету отложений.

Типичные примеры (в скобках указана обстановка):

Обогащенные органикой глинистые алевроиты с фрагментами корней (прибрежные болота)

Тонкослоистые песчанистые алевроиты с небольшими раковинами (верхняя часть дельты)

Слоистые кварцевые пески, хорошо отсортированные (пляжи)

Оливково-зеленые гомогенные илы, богатые обломками диатомовых водорослей (верхняя часть континентального склона); илы здесь то же, что и терригенные глинистые алевроиты или алевроитовые глины)

Мелкозернистые литогенные осадки (которые становятся сланцами по мере старения и уплотнения) наиболее представительны по объему из всех морских осадков (около 70%). Это происходит главным образом за счет большой мощности осадков континентального склона.

Биогенные осадки. Остатки животных и растительных организмов, главным образом карбонат (кальцит, арагонит), опал (кремнезем с содержанием воды) и фосфат кальция (зубы, кости и щитки ракообразных); см. табл. 3.3.

Органические осадки, или, строго говоря, биогенные, обычно рассматриваются отдельно. Они накапливаются путем осаждения непосредственно в месте обитания (бентосные организмы) или после прохождения через толщу воды (пелагические организмы); крупные раковины оседают самостоятельно, мелкие обычно в агрегатах. Переоткладываются волнами и течениями. Обычно повторное выщелачивание как на дне океана, так и в осадке. В основу номенклатуры положен тип организмов, а также химический состав. Более дробное деление по структуре, цвету, размеру, аксессуарным веществам.

Типичные примеры:

Скопления устриц (лагуна или залив)

Ракушечные пески (тропические пляжи)

Брекчии кораллового рифа (склон ниже кораллового рифа); брекчии-грубообломочный материал, здесь обломки рифа

Оолитовые пески, хорошо отсортированные (зона побережья, Багамские острова)

Светло-серые известковые илы, биотурбированные (глубоководье)

Зеленовато-серые кремнистые илы (глубоководье)

Биогенные осадки широко распространены в океане, покрывая около половины территории шельфа и более половины дна океана, всего 55% площади. Около 33% объема морских осадков, отложенных к настоящему времени, можно назвать биогенными, хотя они могут иметь значительное количество примеси литогенных.

Гидрогенные осадки. Осаждаются из океанской или поровой воды. Также продукты ранних химических реакций в только отложенных осадках. Обычно повторное выщелачивание. Номенклатура основывается на происхождении («эвапориты») и химическом составе. Более дробное деление основано на структуре, цвете, аксессуарных веществах.

Типичные примеры:

Пластинчатый полупрозрачный галит (соляные отмели)

Тонкослоистый ангидрит (бассейн Средиземного моря, нижние горизонты)

Почковидный серовато-белый ангидрит (то же)

Марганцевые конкреции, черные, с округлыми выступами, диаметром 5 см (глубокие части Тихого океана)

Фосфатные конкреции диаметром 15 см, неправильные плитки толщиной 5 см, от светло-коричневого до зеленоватого цвета, зернистые (зона апвеллинга)

Гидрогенные осадки хотя и широко распространены (железо-марганцевые конкреции!), но общий объем их не очень значителен в настоящее время. В мезозое, когда мощные соленосные толщи отлагались в раскрывавшемся Атлантическом океане, и позднее, в конце миоцена, в высыхающем Средиземном море объем гидрогенных осадков был значительным. Соленость океана в то время могла быть существенно пониженной.

3.5. Литогенные осадки. **3.5.1. Размер зерен.** Большая часть осадков вокруг континентов состоит из обломочного материала, снесенного с континентов. Этот обломочный материал образовался за счет механического разрушения (с выщелачиванием или без него) изверженных или осадочных пород суши. Продукт разрушения представлен обломками горных пород и минералов. Одним из самых главных свойств при оценке источников и процессов транспортировки является размер зерен (разд. 4.1). Различаются *гравий, песок, алевроит и глина*. Так, песками, например, называют обломочный материал с размером зерен от 0,063 мм до 2 мм, не принимая во внимание их состав или происхождение. Глинистые породы имеют размер зерен меньше 0,004 мм (или 4 мкм). Такая терминология иногда создает путаницу, так как глинистые минералы—это минералы определенного типа, слагающие отложения глин, но они не всегда размерности глин.

По пути переноса осадка от источника происхождения исходного материала до места его отложения происходит сортировка его зерен по размерам—более крупные и тяжелые частицы остаются ближе к источнику, а глинистые могут уноситься на значительные расстояния. Следовательно, гравий не переносится далеко, если он не захватывается ледниками, которым безразличен размер транспортируемого ими груза. Поскольку гравий состоит из обломков пород, которые можно определить, а также установить место их происхождения, обычно возможно определить происхождение гравийной формации. Гравий—не самая важная составляющая часть морских осадков, за исключением тех мест океана, куда он поставляется ледниками или коралловыми рифами.

3.5.2. Пески типичны для отложений пляжей и шельфов (рис. 3.5). Как и гравий, пески состоят из частиц пород, причем поразительным примером служат черные пляжные пески на Гавайских островах, которые произошли из вулканических пород. Обычно пески состоят из частиц минералов—кварца, полевого шпата, слюды и других. За исключением кварца, все это соединения типа $[Na, K, Mg, Ca]_a [Si, Al]_b O_c$, т.е. алюмосиликаты. Кварц SiO_2 —самый стойкий к истиранию и выщелачиванию минерал, и поэтому пески, которые подверглись значительной переработке, бывают обогащены кварцем (зрелые пески). Первыми разрушаются в результате выветривания, транспортировки и переработки богатые железом минералы. Полевой шпат также не очень стоек к химическому выветриванию.

На многих тропических пляжах пески полностью состоят из частичек известковых скелетов—моллюсков, кораллов и водорослей. Как можно рассматривать такие отложения, состоящие из «биокластическо-

го» материала,—как литогенные, т.е. образованные за счет ранее существовавших пород, или как биогенные? Строго говоря, здесь вовлечен цикл механического разрушения и истирания (отсюда литогенные), но для расчета геохимического баланса мы должны отнести этот материал к хемогенным отложениям. Карбонатные частицы легко истираются и химически эродируются. Таким образом, в смеси карбонатного и кварцевого песка кварц вскоре после переработки останется преобладающим компонентом.

Можно легко восстановить источник образования и характер рассеяния песков, учитывая типы *тяжелых минералов* по составу (плотность больше $2,8 \text{ г/см}^3$; примеры: роговая обманка, пироксен, оливин, а также магнетит, ильменит, рутил). Скопления тяжелых минералов позволяют картировать провинции седиментации, что в свою очередь дает ключ к пониманию действий шельфовых течений и других факторов (рис. 3.6).

Форма зерен песка, особенно кварца, дает ключ к пониманию их происхождения. Например, зерна в гляциальных отложениях имеют острые края, в то время как переработка волнами дает окатанные зерна. Дюны состоят из хорошо окатанных зерен песка, они могут иметь матовую поверхность, образующуюся вследствие бесчисленных столкновений с другими подобными зернами. Одна из проблем в применении этой концепции заключается в том, что из-за своей прочности зерна кварца могут неоднократно подвергаться эрозии и перетолжению из древних осадочных толщ (полициклические пески). Другая проблема состоит в том, что окатывание зерен может продолжаться после седиментации, внутри осадочной толщи, и прежние отметки переработки, сделанные еще на поверхности, могут быть уничтожены.

3.5.3. *Алевритовые* осадки характерны для континентального склона и подножия, но они могут встречаться также и в той части шельфа, где условия спокойные и они не смываются волнами или течением. Алевриты ($0,063\text{--}0,004 \text{ мм}$) по химическому составу сходны с песками (крупные фракции) и глинами (мелкие фракции). Наиболее типичный минерал в терригенных алевритах—слюда.

Пески обычно исследуются с помощью бинокулярного микроскопа, а состав глин изучается методами рентгеновской дифракции. Методы исследования алевритов занимают промежуточное положение между выше описанными. Применение электронного сканирующего микроскопа дало возможность исследовать фракцию этого размера более детально (рис. 3.7). Состав алеврита обычно тесно связан с соответствующими фракциями мелкозернистого песка.

3.5.4. *Глинистые* осадки повсеместно развиты на шельфе, склонах и глубоководье. Подобно алевритам, они указывают на *обстановку* низких энергий в месте отложения, поскольку они легко взмучиваются и переносятся течениями на другое место. Исключение составляют глины, отлагавшиеся в обстановке высоких энергий в условиях стабильно сохраняющегося большого привноса—у места впадения тропических рек. Как упоминалось выше, большая часть глин состоит из глинистых

минералов, продуктов выветривания, которые были принесены реками или ветром, а затем рассеяны волнами и течениями.

Обычные глинистые минералы или группы глинистых минералов представлены монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и каолинитом. В гл. 8 более подробно рассмотрено распределение и палеоклиматическое значение различных типов этих пород. Большая площадь поверхности глинистых частиц обуславливает особые химические свойства глинистых осадков. Например, они легко поглощают большое количество веществ и вступают в реакцию с ионами в морской воде и в поровых водах. Таким образом, в ходе диагенеза в пределах захороненных осадков могут образовываться новые глинистые минералы. В конечном счете это имеет большое значение для химизма океанской воды и для геохимии в целом.

Глинистые осадки в районах с высокой скоростью осадконакопления

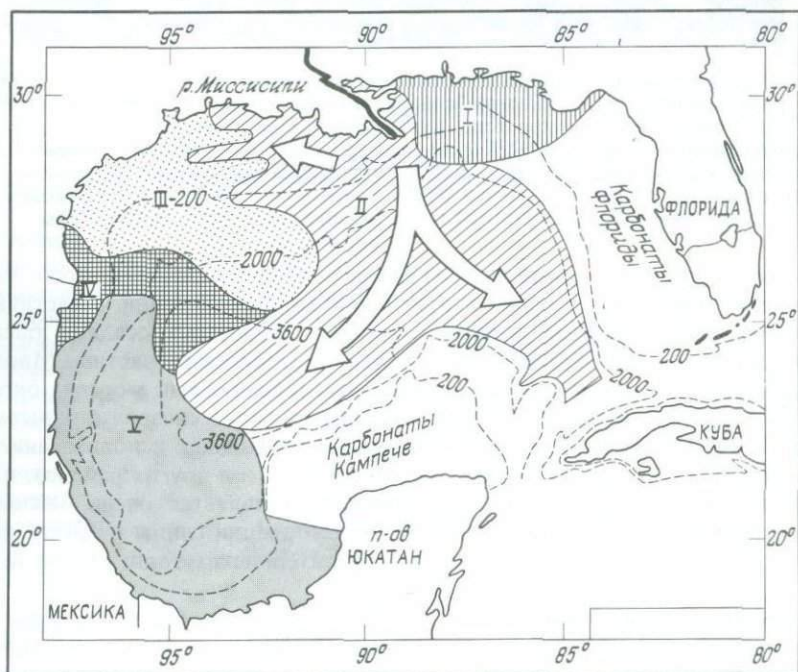


Рис. 3.6. Провинции распространения тяжелых минералов в Мексиканском заливе, выделенные по типичным минеральным ассоциациям. I—провинция восточной части залива; II—провинция реки Миссисипи; III—провинция центрального Техаса; IV—провинция Рио-Гранде; V—Мексиканская провинция. Карбонатные частицы преобладают у берегов Мексики и Юкатана. Схема распределения тяжелых минералов помогает понять источники и пути транспортировки терригенных осадков. По Девису и Муру (D. K. Davies, W. R. Moore, 1970, J. Sediment. Petrol. 40: 339). Глубина в метрах.

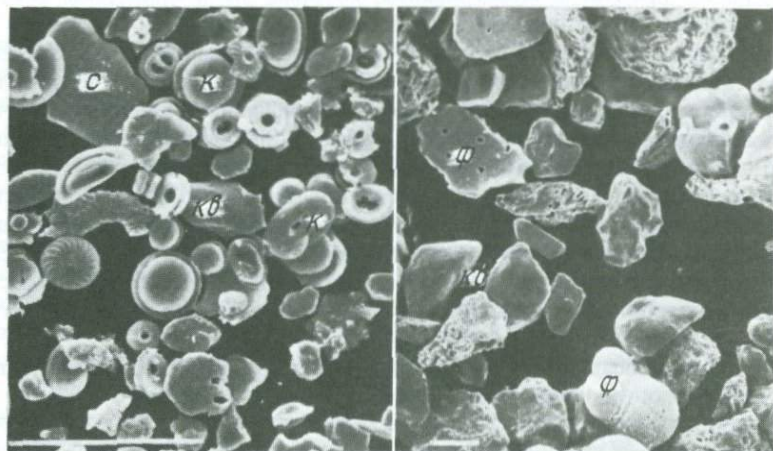


Рис. 3.7. Современные гемипелагические осадки на континентальном подножии, острова Зеленого Мыса, Северо-Западная Африка. Снимок получен на сканирующем электронном микроскопе, длина масштабной линейки 20 мкм. Слева — мелкоалевритовая фракция (2–6 мкм) сложена в основном кокколитами (к) и небольшим количеством обломков слюды (с) и кварца (кв). Справа — крупноалевритовая фракция, главным образом обломочные зерна кварца (кв), и раковинки, и кусочки фораминифер (ф). Фото с разрешения Фюттерера, Киль.

обычно обогащены органическим веществом частично из-за того, что органика прилипает к глине в ходе процесса седиментации, а частично потому, что спокойные условия отложения глинистых осадков также благоприятны для отложения пористых органических частиц. Много глины поступает на дно океана с фекальными комочками морских организмов, фильтрующих через себя воду. Такая глина связана с пищевыми частичками. Недавние эксперименты, проведенные с использованием новейшего оборудования у берегов Калифорнии и в других районах, показали, что этот механизм транспортировки является очень важным агентом в процессе седиментации. Такие ассоциации глины и органического вещества очень важны для поисков материнских толщ при разведке углеводородов.

3.6. Биогенные осадки. 3.6.1. *Типы компонентов.* Остатки морских организмов поступают в осадки в форме скелетного материала и органического вещества. Название «биогенные» относится в основном только к известковым, кремнистым и фосфатным твердым частицам. В сущности, весь карбонат кальция, отложенный на дне океана, относится к категории биогенных осадков. На шельфе эти осадки представлены главным образом раковинами и скелетами бентосных организмов, в то время как на склоне, по мере удаления от берега, возрастает доля планктонных остатков. В глубоководье, наконец, планктонные формы полностью доминируют. Большое значение в осадках на некоторых

шельфах имеют опаловые скелеты, главным образом остатки бентосных организмов (губок), а в осадках склона и глубоких частей океана планктонных организмов — диатомовых водорослей и радиолярий (табл. 3.3). Кроме карбоната и кремнезема морские организмы производят фосфатные частицы. Отложение их играет важную роль в общем балансе фосфора биосферы и геохимически представляет большой интерес. Другие типы твердых частиц — сульфат стронция и соединения марганца, железа и алюминия — хотя и очень интересны с точки зрения эволюции, не играют заметной роли в общей картине осадконакопления. Органическое вещество (органогенный осадок) рассматривается в гл. 10 при обсуждении углеводов.

3.6.2. *Бентосные организмы* слагают огромные толщи осадков на шельфе некоторых побережий. Мы упоминали ранее Большой барьерный риф, который образован известковыми раковинами и скелетами кораллов, водорослей, моллюсков и фораминифер. Большая часть полуострова Флорида сложена известняками, в формировании которых принимали участие бентосные организмы. Арагонит и кальцит выделяются различными типами организмов (табл. 3.3). Содержание магния изменяется в различных группах организмов и даже в пределах одной

Таблица 3.3. Неорганические составляющие и карбонатные минералы твердой части морских организмов (систематику см. в приложении П.9)

Бактерии	Арагонит (CaCO_3)
Диатомеи	Опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)
Кокколитофориды	Кальцит (CaCO_3)
Хлорофиты	Арагонит
Родофиты	Арагонит, магниальный кальцит
Феофиты	Арагонит
Фораминиферы	Кальцит, магниальный кальцит, арагонит (редко)
Радиолярии	Опал, целестин (SrSO_4)
Губки	Mg-кальцит, арагонит, опал, целестин (редко)
Кораллы	Арагонит, Mg-кальцит
Мшанки	Арагонит, Mg-кальцит + арагонит
Брахиоподы	Ca-карбонат-фосфат, кальцит
Иглокожие	Mg-кальцит
Моллюски:	
гастроподы	Арагонит, арагонит + кальцит
пелелиподы	Арагонит, арагонит + кальцит, кальцит
цефалоподы	Арагонит
(В некоторых моллюсках содержатся также различные фосфаты и окислы железа)	
Аннелиды	Арагонит, арагонит + Mg-кальцит, Mg-кальцит
Членистоногие:	
декаподы	Mg-кальцит, аморфный фосфат кальция
остракоды	Кальцит, арагонит (редко)
бальяусы	Кальцит, арагонит (редко)
Позвоночные	Фосфаты кальция

группы. Существует тенденция увеличения содержания магния в тех скелетах, которые откладывались в теплых водах.

Большое значение карбонатсекретирующего бентоса в образовании осадков совершенно очевидно для всего фанерозоя, т.е. для последних 600 млн. лет. В третичное время огромные массы шельфовых известняков образовали горные цепи Альп и Гималаев. Вокруг океана *Tetis* (на платформах), который, пересекая Азию и Европу, связывал западную часть Тихого океана и Атлантику, происходило накопление карбонатов. В мезозое на шельфах также происходила седиментация известняков: нефтяные поля на Аравийском полуострове и в Мексиканском заливе связаны с кавернозными мезозойскими рифовыми известняками окраин Тетиса. В палеозойское время шельфовые известняки сформировали пермские рифы Скалистых гор, содержащие не только многочисленные кораллы, но и брахиоподы и моллюски. Известняки каледонид Норвегии, Шотландии, Уэльса, Ньюфаундленда и Аппалачей как бы слагают обрамление древней Атлантики (рис. 1.20).

Мелководные известняки в разрезах шельфов древних океанов обычно содержат примесь кремнистых пород в виде прослоев или желваковых масс кремния (черт), залегающих параллельно напластованию.

В минералогическом отношении они представлены главным образом тонкокристаллическим кварцем; в третичное время он мог быть криптокристаллическим или частично даже аморфным. Происхождение этих кремнистых масс долгое время было неясным (но это не помешало использовать их для производства орудий в каменном веке). В миоценовой формации Монтерей в Калифорнии источником кремния для таких пород служили скелеты планктонных диатомей. В шельфовых известняках источником кремния вполне могли быть кремнистые губки. Такие губки многочисленны на шельфах и верхних частях склонов в современном океане, где есть богатые кремнием воды, т.е. в высоких широтах и в зонах апвеллинга.

Почему нет признаков зарождения кремнистых формаций (чертов) на карбонатных участках современных шельфов?

Причина заключается в том, что в современных тропических водах очень низкая концентрация кремния. Диатомовые водоросли и губки осаждают кремний, но их скелеты очень тонки и быстро снова растворяются в сильно недонасыщенных водах, из которых кремний поглощается диатомеями в зонах апвеллинга. Могли ли древние океаны иметь более высокие содержания кремния в воде? Вполне возможно, если продуктивность в них была значительно меньше, чем в современных океанах. Было также высказано предположение, что образованию кремнистых осадочных пород благоприятствовал высокий уровень вулканической активности. Эта идея была предложена для объяснения обилия кремнистых пород в глубоководных карбонатных отложениях эоцена. Эти прослои создают трудности при глубоководном бурении, поскольку в них быстро истирается буровая коронка и они затрудняют извлечение керна.

3.6.3. Планктонные организмы приносят в осадки склонов значительное количество материала (рис. 3.7). Карбонатные осадки абиссальных равнин почти полностью состоят из планктонных остатков (гл. 8). Осадки шельфа, особенно геологического прошлого, также могут содержать значительное количество планктонных организмов. Например, отложения писчего мела в Англии состоят главным образом из остатков планктонных известковых водорослей, *кокколитофорид*, образующих крошечные плоские бляшки, называемые *кокколитами*. Роль диатомовых водорослей в накоплении опала в осадках континентальных окраин уже упоминалась.

В общем, в направлении от берега увеличивается количество остатков планктонных организмов по сравнению с бентосными. Хорошо известно приложение этого принципа—это определение соотношения планктонных и бентосных фораминифер при картировании морских осадков. В глубоководье это соотношение больше чем 10:1. На краю шельфа оно близко к 50:50. В Персидском заливе, в какой-то степени ограниченном шельфовом море, отношение планктон—бентос у входа в залив даже меньше нормы (около 3:7) и меньше чем 1:10 во внутренних частях. Таким образом, планктонные остатки типичны для открытого океана.

3.7. Нескелетные карбонатные осадки. 3.7.1. Карбонатное насыщение. В современном океане осаждение карбоната происходит либо в морских организмах (раковины, скелеты), либо оно связано с их метаболической активностью (водорослевые корки). Но это не всегда так: какое-то количество известняков и соответствующих им карбонатов, наблюдаемых в геологических разрезах, могло отложиться неорганическим путем.

Чтобы найти сегодня районы такого неорганического отложения, необходимо вкратце рассмотреть химизм осаждения и растворения карбонатов.

Морская вода, в которой происходит самопроизвольное осаждение минерала, например арагонита CaCO_3 , называется *перенасыщенной* этой минеральной фазой. Вода, которая растворяет минерал, называется *недосыщенной*. Если осаждение равно растворению, говорят о *насыщении*, т. е. раствор находится в *равновесии* с твердым осадком. Степень насыщения (СтН) выражается как отношение произведения концентраций ионов в данном растворе к произведению растворимости исследуемого соединения:

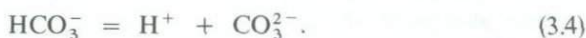
$$\text{СтН} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{набл.}} / [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{равновес.}} \quad (3.2)$$

Ясно, что СтН равна 1 для насыщенного раствора, меньше 1 для недонасыщенного и больше 1 для пересыщенного.

Когда СтН больше 1, должно происходить самопроизвольное осаждение. Однако в действительности в поверхностных водах океана в тропических широтах, даже когда СтН больше 1, неорганическое осаждение осуществляется только в незначительном объеме. Обычно считается,

что мешает присутствие магния. Таким образом, нужно найти необычно высокую СтН, чтобы увидеть неорганическое осаждение. К тому же еще надо, чтобы были соответствующие центры кристаллизации.

Высокая температура и низкое содержание углекислого газа в воде увеличивают произведение растворимости $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$ за счет увеличения концентрации карбонатных ионов. Влияние CO_2 хорошо видно из следующего уравнения:



Почти весь неорганический углерод в океане находится в виде бикарбонат-иона HCO_3^- . Уменьшение содержания CO_2 сдвигает реакцию уравнения (3.3) влево. В свою очередь это сдвигает реакцию уравнения (3.4) вправо, препятствуя изменению концентрации ионов водорода. Увеличение температуры снижает растворимость CO_2 . К тому же углекислый газ забирается водорослями в процессе фотосинтеза — отсюда корки $CaCO_3$ на многих тропических водорослях мелководья.

3.7.2. *Багамские острова* — идеальное место для исследования неорганической карбонатной седиментации. Их омывают самые теплые и самые щелочные воды океана. Терригенного привноса нет, и осаждается чистый карбонат. Большая Багамская банка исключительно плоская и имеет в среднем глубину 5 м (рис. 3.8, а). Повышенная соленость, иногда больше 40‰, является результатом высокого испарения и низкой нормы осадков. Это приводит к повышенной концентрации Ca^{2+} в воде [уравнение (3.2)]. Нагрев воды тропическим солнцем еще больше увеличивает СтН. Водоросли, в большом количестве растущие на дне океана, в течение дня поглощают CO_2 . Таким образом, условия действительно очень благоприятны для осаждения карбоната.

Возможными продуктами неорганического карбонатного осаждения на дне Большой Багамской банки считаются два типа известковых частиц: *арагонитовые иглы* (длина несколько микрон) и *оолиты* (диаметр около $1/3$ мм; рис. 3.8, б).

Некоторое время происхождение арагонитовых иглолок было загадкой; предполагалось или их прямое осаждение, или механическое разрушение (чему способствовали внедряющиеся кламы) существовавших ранее скелетов. Однако современные исследования со сканирующим микроскопом и анализы стабильных изотопов указывают на то, что большая часть иглолок образовалась внутри некоторых водорослей.

Оолиты представляют собой сферические тела, формирующиеся из концентрических слоев арагонитовых иглолок и органического вещества. Они многочисленны в самых мелких водах во внешнем обрамлении Большой Багамской банки. Здесь в зоне роста они периодически перемещаются сильными приливными течениями или отлагаются на дне и перекрываются другими оолитами. Современные лабораторные эксперименты указывают на то, что оолиты образуются только при наличии

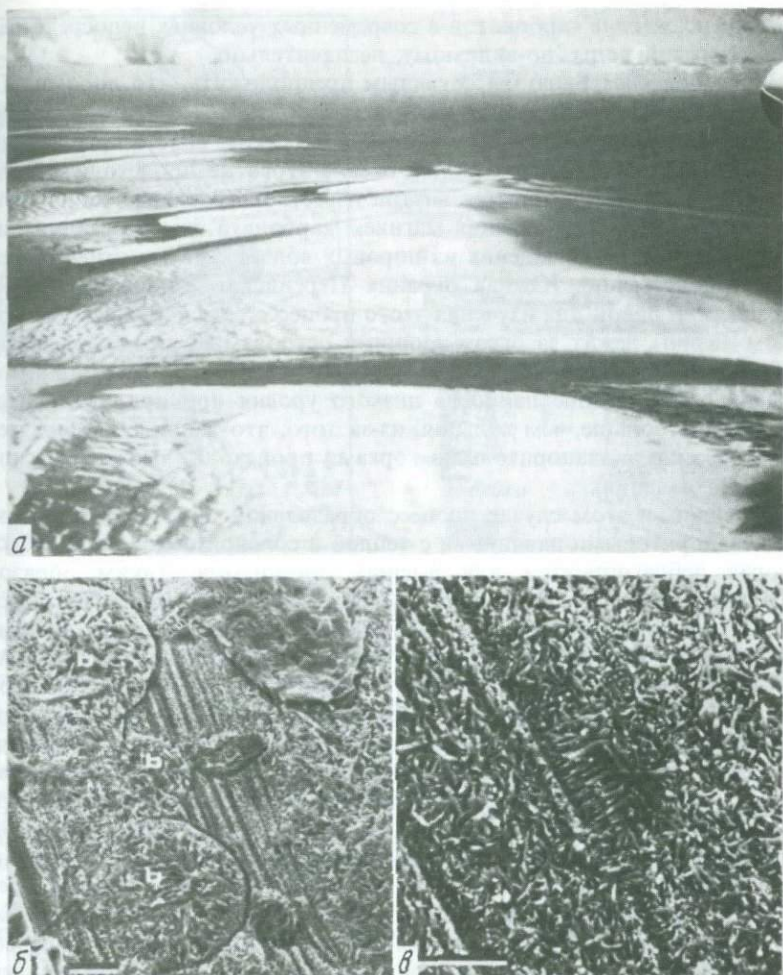


Рис. 3.8. Известковые оолиты, образуемые в приливно-отливной зоне в результате деятельности водорослей. *Вверху*—оолитовые песчаные отмели, Багамская банка. Обратите внимание на приливные каналы. Фото с разрешения Эйхера. *Внизу*—фотографии оолитов, полученные на сканирующем электронном микроскопе, длина масштабной линейки 5 мкм. *Слева*—слегка протравленный срез. Три вторично заполненных отверстия (*b*) проходят через концентрические слои первичной оолитовой оболочки. *Справа*—замещение оолитовых слоев, образование арагонитовых иголок. Фото Фюттерера, Киль.

достаточного количества органического вещества. Наблюдения, сделанные с использованием сканирующего стереоскопа высокой разрешающей способности, свидетельствуют, что их седиментация вызвана биокальцификацией одноклеточных водорослей. Следовательно, неорга-

ническое осаждение карбонатов в современных условиях непосредственно из морской воды, по-видимому, незначительно.

3.7.3. *Доломит*. Было бы логичным предположить, что доломит $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ должен осадаться из морской воды, потому что он менее растворим, чем арагонит. К тому же в морской воде много магния (табл. 3.1). Однако в современном океане этого не происходит. Доломит, по-видимому, образуется внутри известкового осадка либо путем частичного замещения кальция магнием карбоната еще до стадии диагенеза, либо путем осаждения из поровых вод или двумя этими способами одновременно. Южная окраина Персидского залива (рис. 3.9) — классический район для изучения этого процесса. Здесь заливаемые приливом низины лежат за ограждающими островами в пределах лагуны с теплой и очень соленой водой. В поровых водах осадочных толщ, слагающих районы выше наиболее низкого уровня при приливе, магния значительно больше, чем кальция, из-за того, что в прилегающих мелких депрессиях с эвапоритовыми корками происходит осаждение гипса (сульфата кальция).

Очевидно, в этом случае процесс образования доломита тесно связан с эвапоритовыми равнинами с теплой и соленой водой — той средой, которая неблагоприятна для высших организмов. Таким образом, в осадках, богатых таким доломитом, нельзя ожидать много макрофоссилий. Доломит был найден также и в глубоководных осадках, сформировавшихся в анаэробных условиях среднего мела в центральной Атлантике, а также в плейстоценовых богатых органикой илах Калифорнийского залива. Недавние исследования доломитовой формации (P. A. Baker и M. Kastner, 1981, Science, 213: 214) показали, что извлечение иона сульфата из поровых вод (путем восстановления и осаждения как сульфида железа) является решающим моментом в процессе образования доломита. Если это правильно, то для осаждения гипса в эвапоритовых лагунах более важно уменьшение концентрации сульфата, чем увеличение отношения Mg/Ca .

3.8. Гидрогенные осадки. Рассматривая доломитовую формацию, мы столкнулись с обстановкой накопления эвапоритов. В пределах шельфа и склона большая часть гидрогенных осадочных толщ представлена эвапоритовыми солями. Строго говоря, известковые раковины и скелеты тоже можно назвать гидрогенными, поскольку они образовались в воде. Однако мы назвали минералы, осажденные морскими организмами, биогенными и выделили их отдельно.

3.8.1. *Морские эвапориты* — это осадки, которые образуются в результате испарения морской воды. Для того чтобы началось их накопление, нужно достаточно высокое содержание соли, а это происходит в полузакрытом бассейне, где ограничен водообмен с открытым океаном. Такими ограниченными водными бассейнами могут быть: 1) прибрежные лагуны; 2) соленые моря на шельфах; 3) ранние океанские рифты. Особый случай представляет собой Средиземное море, которое было изолировано в конце миоцена, 6–5 млн. лет назад.

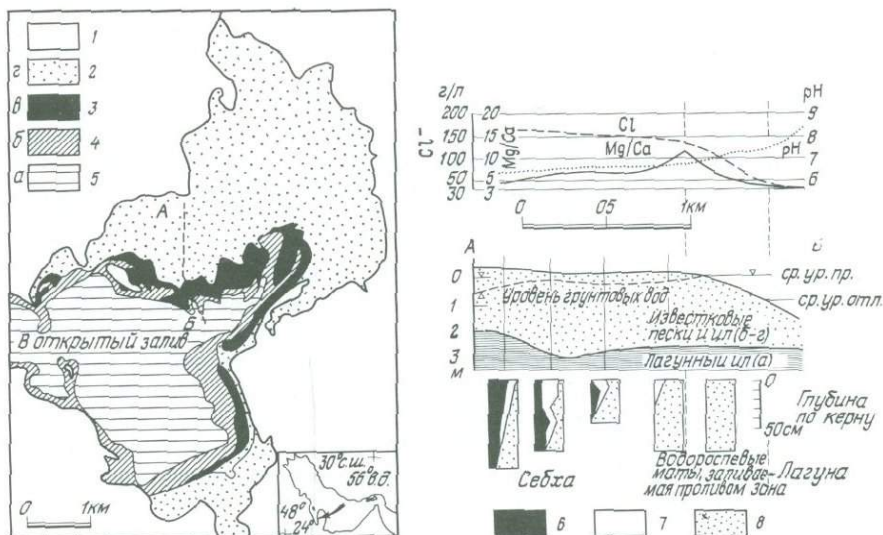


Рис. 3.9. Современное образование доломитов. Слева – лагуна на южном побережье Персидского залива (а), дно покрыто известковым илом. Заливаемая приливом зона (б) и водорослевые маты самой верхней части литорали (в) окаймляют лагуну. С ними граничат периодически затопляемые эвапоритовые низины (себхи). Справа – геохимический разрез от себхи до лагуны. Из-за испарения концентрация иона хлора в лагуне составляет 30 г/л (в морской воде 19 г/л). Водорослевые маты обнажаются во время отлива. Содержание солей во внутрипоровых водах достигает 130 г/л. Здесь образуется гипс. При осаждении сульфата кальция расходуется Ca^{2+} , следовательно, отношение становится больше 10 (для обычной морской воды это отношение равно 3). В приповерхностных внутрипоровых водах себхи испарение усиливается из-за высоких температур (40 °C и выше). Содержание хлора составляет более 150 г/л и близко к насыщенности галитом. Осаждается гипс. Теплый, обогащенный магнием (и очищенный от сульфата) рассол опускается и реагирует (при pH между 6 и 7) с арагонитовыми осадками нижних горизонтов себхи, в результате чего образуется доломит. Образующиеся осадки показаны внизу справа. Кристаллы доломита мелкие, менее 0,02 мм (алеурит). По Иллингу и др. (L. V. Illing et al., 1965, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 13: 89, с изменениями). 1 – суша; 2 – себха; 3 – водорослевые маты; 4 – зона, заливаемая приливом; 5 – лагуна; 6 – доломиты; 7 – гипс; 8 – ангидрит (+ кальцит).

Сколько соли может образоваться от испарения слоя океанской воды толщиной 1000 м? Соль составляет 3,5% (или 35%) от веса толщи, ее плотность почти в 2,5 раза превышает плотность воды. Таким образом, образовался бы слой соли мощностью около 14 м. Большая часть этой соли будет столовой (галит) (см. табл. 3.1). Менее растворимые соли осаждаются в первую очередь: карбонат кальция (арагонит) и сульфат кальция (гипс). Чтобы выпал в осадок галит, концентрация рассола должна быть в 10 раз больше обычной. Многие эвапориты содержат только карбонат и гипс (или ангидрит), другие имеют мощные отложения

галита или (редко) ценных (и легко растворимых) калийных солей. Такая последовательность осаждения минералов установлена экспериментально Усиглио еще в 1849 г.

Помимо того что эвапоритовый бассейн имеет ограниченный доступ в открытый океан, он должен еще находиться в пределах *аридного климата*. Время от времени необходимо поступление в него новых порций океанской воды, концентрация солей в которой будет увеличиваться вследствие испарения. Чтобы образовывался только гипс, увеличение концентрации в результате привноса новыми порциями морской воды не должно быть более трехкратного или во время или после каждого эвапоритового цикла должен выпадать в осадок галит (рис. 3.10). Для образования галита необходим рассол, оставшийся после осаждения гипса, или повышенное поступление NaCl , выщелоченного в каком-то другом районе и принесенного в бассейн с пресными водами. *Дифференциальная сохранность* и затем *последовательное фракционирование* являются ключевыми процессами, контролирующими химизм соляных отложений. Чтобы предотвратить повторное растворение соляных толщ в лагунах новыми поступлениями океанской воды, необходимо перекрытие солей терригенными золовыми отложениями или илами.

3.8.2. *Фосфориты*. Как и несkeletalный карбонат кальция, морские

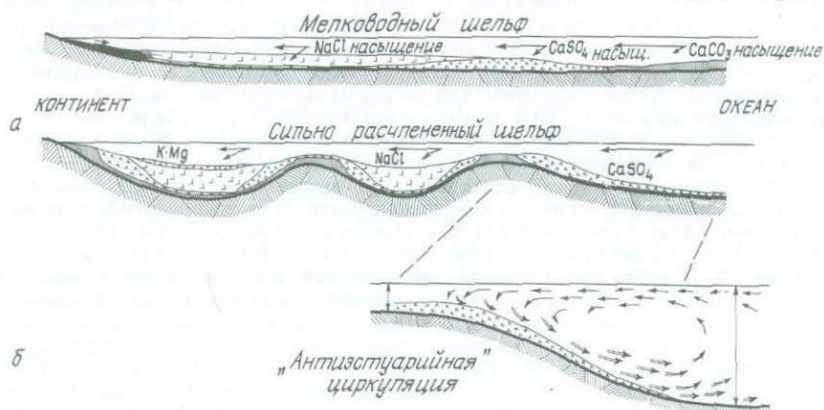


Рис. 3.10. Возможные модели образования морских эвапоритовых толщ, а – последовательное фракционирование в очень мелких и протяженных бассейнах. Насыщение различными солями достигается в сериях океан – суша. Терригенные частички поставляются с суши. Современный пример: лагуна Адши-Дарья, соединенная с Каспийским морем заливом Кара-Богаз-Гол (химические условия не полностью сопоставимы с открытым океаном). б – последовательное фракционирование и дифференциальная сохранность в более глубоких бассейнах, разделенных sillами. Насыщение различными солями достигается в сериях от мелководья к глубоководью. Около sillа осаждается только гипс! Насыщение галитом не достигается, так как рассол опускается в бассейн, избегая дальнейшего испарения. Глубина над sillами сокращается из-за осаждения карбоната и (или) гипса. Современных примеров не известно. По Рихтеру-Бернбургу (G. Richter-Bernburg, 1955, Dtsch. Geol. Ges., 105 (4): 59).

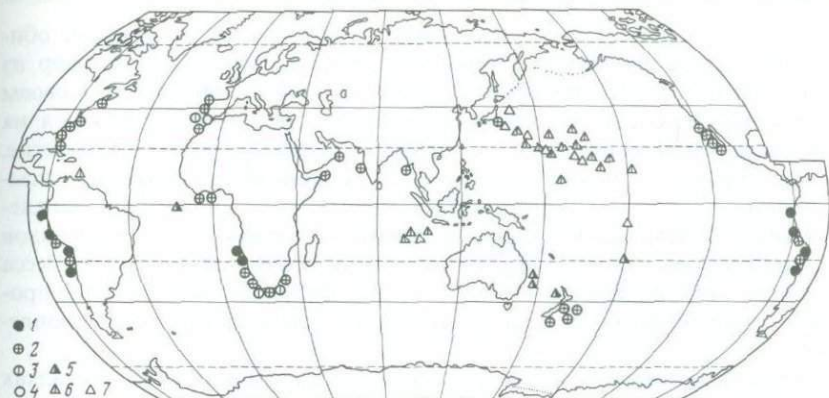


Рис. 3.11. Распределение фосфоритовых месторождений. Круги—месторождения фосфоритов на шельфах: 1—голоценового возраста, 2—позднетретичного, 3—раннетретичного, 4—мелового. Треугольники—месторождения фосфоритов на подводных горах: 5—позднетретичного возраста, 6—раннетретичного, 7—мелового. (По Г. Н. Батурину, П. Л. Безрукову, 1979, *Mar. Geol.* 31: 317.)

фосфориты по происхождению занимают промежуточное положение между гидрогенными и биогенными осадками. Фосфор тесно связан с жизненным циклом на Земле—как в океане, так и на суше. Очевидно, что наличие фосфора, необходимого для фотосинтезирующих организмов, контролирует продуктивность океана, а следовательно, и биогенную седиментацию.

Фосфориты из-за их важного экономического значения и связи с продуктивностью океана заслуживают особого внимания.

Морские фосфориты разнообразны по составу. Их общая формула $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_{2-3}$, содержание карбонат-иона и фтора (или гидрата окиси) может быть больше. Современные фосфориты характерны для районов с высокой продуктивностью, например у побережий Калифорнии и Калифорнийского полуострова, Перу и Южной Африки. Они залегают в виде желваков размером с голову человека, имеющих неправильные очертания. Обычно (особенно в геологических разрезах) они встречаются в виде конкреций замещения первоначально отложенных карбонатов или образуют минеральные стяжения на месте органических остатков. У берегов Калифорнии эти месторождения содержат от 25 до 30% P_2O_5 и от 40 до 45% CaO , но эти значения сильно варьируют. Обычно фосфориты залегают на шельфе и в верхней части континентального склона. Местами в фосфоритах много ископаемых остатков: например, в миоценовых фосфоритах во Флориде и штате Джорджия или в эоценовых разрезах Западной Африки, которые интенсивно разрабатываются. Подводные горы, сложенные карбонатными отложениями мелового возраста, обычно включают и фосфориты.

Связь геологически молодых фосфоритовых месторождений с современными зонами апвеллинга (рис. 3.11) позволяет предполагать, что ис-

точником фосфора служат организмы. По-видимому, водоросли, обитающие в этих районах в поверхностных водах, извлекают фосфор из воды, а ракообразные и рыбы, поглощая их, концентрируют его в своем теле и экскрементах. Во время разложения органических остатков на дне океана фосфор переносится поровыми водами обратно в океанские. Таким образом, поровые воды ниже дна океана могут оказаться насыщенными фосфатным минералом апатитом. Затем происходит осаждение апатита, замещение ранее существовавших карбонатных минералов и пропитывание осадка. Образовавшиеся в результате такого процесса фосфоритовые конкреции стойки к транспортировке течениями; в процессе переработки осадка они механически концентрируются в скоплениях.

3.8.3. *Железистые соединения* очень многочисленны как в осадках океанских окраин, так и глубоководья, поскольку железо — один из самых распространенных элементов на Земле. На континентальных склонах большой привнос органического вещества ведет к недостатку кислорода и восстановлению сульфатов морскими бактериями в самых верхних слоях осадочной толщи. В результате этого процесса образуется H_2S и выпадает в осадок сульфид железа (пирит). С другой стороны, в глубоководных частях океана при наличии избытка кислорода все железо находится в окисленной форме в виде окислов/гидроокислов железа (гётит), выпадающих в осадок вместе с марганцем (гл. 10).

Восстановление сульфатов в анаэробных осадках и связанное с этим осаждение сульфида железа является очень важным геохимическим процессом, который имеет отношение к контролю наличия кислорода в земной атмосфере. Углерод может быть отложен в виде карбоната или органического углерода; сера — в виде сульфата (гипс) или сульфида (пирит); железо — в виде окиси или сульфида железа. В каждом случае вторая фаза, которой благоприятствует анаэробность океана, высвобождает кислород. Таким образом, увеличение анаэробности ведет к уменьшению потребления кислорода и к увеличению привноса его. Этот механизм помогает стабилизировать содержание кислорода в атмосфере и океане.

Лучше всего из железистых минералов изучен глауконит. Этот зеленоватый силикат широко распространен в мелководных районах океана. В химическом отношении это слабо кристаллизованная слюда, богатая калием и железом (20–25%). Геологи часто называют глауконитом любой маленький зеленый землистый кусочек, извлеченный из песчаной фракции морских осадков. Эти кусочки обычно похожи на внутреннюю часть фораминиферы или на фекальный комочек, указывая тем самым на их центр роста. По-видимому, связь с разлагающимся органическим веществом (фекальные комочки, внутренняя часть раковины) является необходимым условием роста; часть железа в глауконите является восстановленным железом. Высокое содержание железа в поровых водах (в условиях, промежуточных между восстановлением окиси железа и осаждением сульфида) благоприятно для образования глауконита, так же

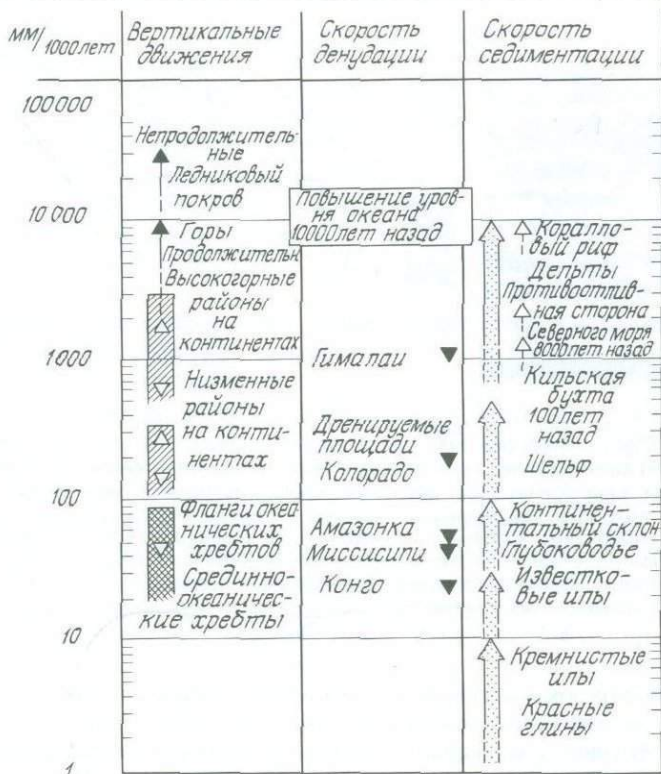


Рис. 3.12. Скорость вертикального движения коры, денудации и осадконакопления. Масштаб в мм/1000 лет, или м/1 млн. лет. Для сравнения: повышение уровня океана после эпохи оледенения – 100 м за 5000 лет. Обратите внимание на взаимодействие с суши, недавно освободившейся от ледового покрова (стрелки слева), и со скоростью роста кораллов (справа). По Зейболду (E. Seibold, 1975, Naturwissenschaften, 62: 62, с изменениями).

как и наличие соответствующих глин для того, чтобы превратиться в глауконитовую слюду.

По древним морским осадкам мы знаем типы морских месторождений железа, которые не найдены в современном океане, т.е. такие, как железистые оолиты юрских формаций в Англии, восточной Франции и на юге ФРГ. Эти руды типа минетте добывались в Европе более века. Тот факт, что их происхождение все еще является тайной, еще раз доказывает, как мало мы знаем о химизме древнего океана.

3.9. Скорость осадконакопления. Рассмотрим древний разрез рифа, обнажающийся в горной долине, или серию слоев известняка и глинистых сланцев, которые рассказывают об определенном периоде в истории Земли.

Как долго строился такой риф?

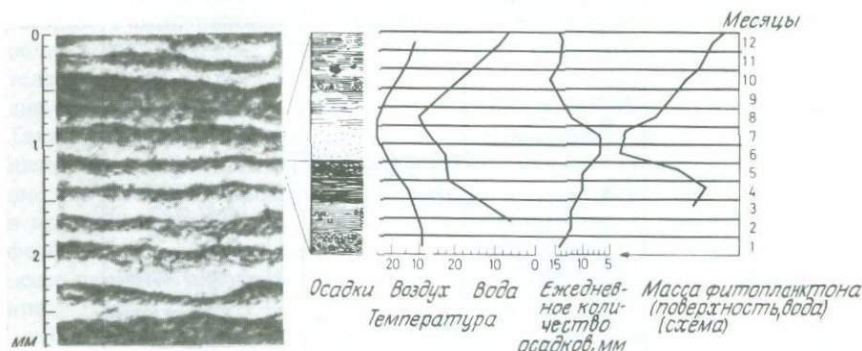


Рис. 3.13. Сезонные слои (варвы) в осадках залива Адриатического моря, остров Млет. На фото показаны светлые и темные слои. Одна пара слоев (светлого и темного) соответствует одному году. Нижние границы светлых слоев обычно отчетливы. Они образуются за счет осаждения карбоната фитопланктоном, количество которого увеличивается ранним летом (график справа), когда повышается температура. Осенью и зимой дожди приносят терригенное вещество, которое вместе с органическими остатками окрашивает осадок в темный цвет. Интерпретация сезонной слоистости достаточно сложна; в современных исследованиях применяются статистические методы, чтобы детально реконструировать климатические условия. Фото Зейболда.

Какой отрезок геологического времени отображен в этих слоях? Понятие о *геологическом времени*, которое так важно в геологии, совсем молодо. В сущности, впервые представление о нем высказали Джеймс Геттон (1726–1797) и его главные приверженцы Чарлз Лайель (1797–1875) и Чарлз Дарвин (1809–1882).

Однако до открытия Марией Кюри в 1896 г. радиоактивности и применения ее для определения возраста пород геологических разрезов нельзя было сказать, насколько геологическое время совпадало с хронологией Библии. Тем не менее некоторые из ранних предположений оказались очень удачными. В 1893 г. Рид, изучая скорости денудации и аккумуляции, подсчитал, что возраст кембрийских осадков в 10 000 раз больше, чем это предполагал Бишоп Джеймс Ашер (1581–1656). Дж. Г. Гудчайлд в 1897 г. подсчитал, что он равен 704 млн. лет – удивительно точное предположение!

Общее представление о скоростях седиментации дано на рис. 3.12.

В целом высокие скорости осадконакопления характерны для краевых частей континентов, особенно для эстуариев и окраинных бассейнов, куда впадают реки. Самые низкие скорости осадконакопления отмечены для абиссальных равнин, удаленных от континентов. Наиболее распространенные значения для континентальных склонов 40–200 мм/1000 лет, для глубоководья – 1–20 мм/1000 лет. Коралловые рифы строятся со скоростью 1 см в год, т.е. 10 000 мм/1000 лет! (см. разд. 7.4).

Самые надежные расчеты скоростей седиментации возможны в том случае, когда есть годовые циклы осадков. В результате подсчета таких циклов были определены скорости осадконакопления: для Черного моря — 400 мм/1000 лет, для залива острова Млет в Адриатическом море — 250 мм/1000 лет (рис. 3.13). В заливе Санта-Барбара в штате Калифорния скорость осадконакопления 1 мм в год. К сожалению, такие идеальные страницы летоисчисления исключительно редки в морском царстве. Они сохраняются только там, где не могут жить роющие морские организмы, т.е. в отсутствие свободного кислорода выше границы осадок — вода.

Достаточно рискованно использовать скорость седиментации определенного типа осадков для всего геологического разреза. Эпизодические или периодические события, особенно эрозионные процессы, могли значительно изменить скорость седиментации. Во многих случаях осадки определенного режима накопления подстилаются эрозионными структурами этого же режима: под мореной залегают отполированные ледником отложения, под дюнами — отполированные ветром галечные мостовые, под речным гравием — осадки с линейными следами течения, под отсортированными штормом осадками на мелководье или под турбидитами в глубоком море — отполированное морское дно. Эрозия означает утрату информации для геологов. Отсутствие слоев — перерывы в осадконакоплении — это стертая история, утерянное время, продолжительность которого вряд ли можно подсчитать. С другой стороны, наличие перерывов предполагает, что мы должны искать информацию в процессах, приведших к ним. Перерывы в осадконакоплении, простирающиеся на больших участках, могут быть использованы также для корреляции осадочных разрезов, особенно в сейсмостратиграфии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОЛН И ТЕЧЕНИЙ

Как уже говорилось, морфология океанских окраин определяется большей частью тектоникой и поступлением осадочного материала (гл. 2), различные типы этих осадков описаны в гл. 3. Обратимся к важной роли движения воды в распределении осадков на дне океана. Первое представление об этом дано на рис. 4.1, где показано переотложение осадочного материала, поставляемого реками, на примере Южной Калифорнии. При этом следует принимать во внимание только движение воды.

Волны и течения налагают свой отпечаток на дно океана. Наиболее распространенными примерами служат формы волн на поверхности осадочного чехла, от маленьких волноприбойных знаков до огромных полей больших подводных дюн. Кроме того, действие волн и течений выражается в слоистой структуре самой осадочной толщи, включающей тончайшие слои, сформированные в условиях пляжа, а также мощные ритмические слои. Сортировка осадка — от илистых лагунных отложений до хорошо отсортированных пляжных песков — тоже результат работы волн и течений. Известными продуктами эрозии являются знаки размыва, борозды, чисто отполированные банки и подводные плато.

Насколько эффективна скульптурная работа волн и течений на дне океана? Какие процессы нужно знать, чтобы реконструировать режимы волн и течений по геологическому разрезу?

4.1. Транспортировка осадочного вещества. 4.1.1. Роль размера зерен. Несмотря на обширные исследования, еще не ясны детали влияния движения волн на толщу осадков. Одна из проблем заключена в сложной обратной связи между движением воды и изменяющимся характером поверхности осадочной толщи. Из-за большого разнообразия механического состава осадочных пород и их пористости и вязкости трудно представить себе, как можно перенести формы перемещения одного типа осадков на другой.

Возможно, что самый важный вопрос транспортировки осадочного вещества заключается в определении того, как велика должна быть ско-

рость течения, чтобы поток мог переносить осадочный материал.

Разумно предположить, что более грубозернистые отложения требуют большего усилия, чтобы сообщить им движение, чем мелкозернистые (рис. 4.2). Гальки диаметром 10 мм могут переноситься при средней скорости течения у поверхности дна океана около 2 м/с. Фракции диаметром 1 мм переносятся при скорости течений 0,5 м/с. Следовательно, мелкозернистые фракции будут переноситься чаще грубозернистых, поскольку сильные течения в океане более редки, чем слабые, а размер зерен в осадках будет уменьшаться по направлению течения. Это положение помогает определить направление переноса осадочного материала на побережье, шельфе и даже в глубоких частях океана.

Однако эта простая и очевидная связь между скоростью течения и переносом определенных фракций осадочного вещества справедлива лишь для размера зерен от 0,1 до 0,2 мм. Для меньших фракций скорость течения должна снова *увеличиться*, чтобы начался размыв осадка (рис. 4.2). Отчего это зависит?

При осадении на дно самые мелкозернистые отложения образуют ровную поверхность, что уменьшает их турбулентность и возможность воздействия быстродвижущихся частиц воды на осадок. Чем меньше размер зерен, тем сильнее уплотняется осадок. Таким образом, мелко-

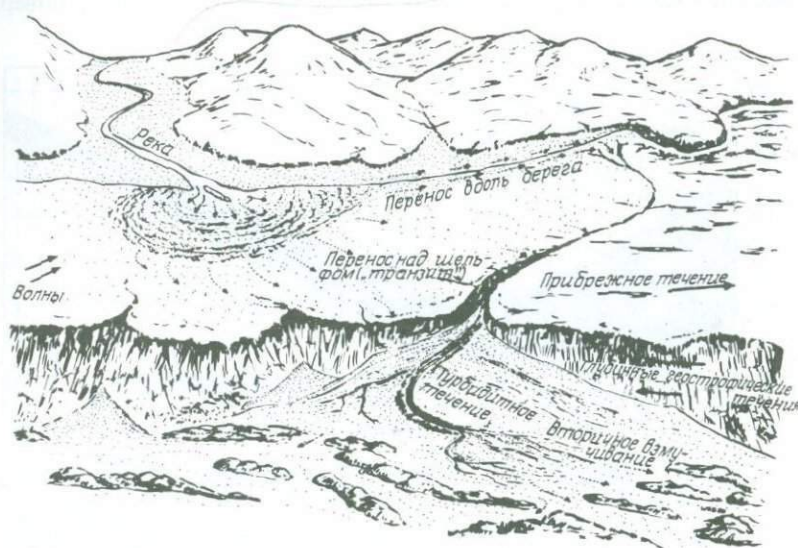


Рис. 4.1. Перераспределение осадков движением воды на континентальной окраине. На рисунке изображена география Западного побережья США. Обратите внимание на речной привнос, транспортировку вдоль берега (усиленную энергией волн), перехват подводным каньоном. Мелкие осадки не задерживаются на шельфе, они оседают на склоне или в более глубоких частях океана. Обратите внимание также на истощенные пляжи и каменистый шельф за каньоном. По Муру (D. G. Moore, 1969, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 107: 142).

зернистые осадки больше противостоят эрозии, чем грубозернистые. Отсюда следует другое заключение: песчаные фракции размером от 0,1 до 0,2 мм довольно мобильны на океанском дне, они как бы кочевники среди осадка других фракций. Песчинки легко передвигаются при скорости течений немногим больше 0,3 м/с. Эти осадки транспортируются на самые дальние расстояния, поэтому отложения их многочисленны в приливной зоне берегов, удаленных от источника сноса.

4.1.2. Роль скорости. Каким образом вода сдвигает зерна осадка? У самой поверхности дна скорость течения уменьшается до нуля. Следовательно, упомянутые выше значения скорости течения действительны на каком-то расстоянии от поверхности дна. Характер самой поверхности, ее изрезанность и турбулентность, которая возникает в результате этой изрезанности, влияют на силу воздействия течения на осадок. По мере увеличения скорости течения увеличивается частота и сила воздействия на осадочные частички, и они начинают двигаться. Задевая друг за друга, все больше частичек вступает в движение. Влекомые по дну потоком воды частички представляют собой *твердый сток у ложа* (рис. 4.3).

Если скорость течения продолжает увеличиваться и дальше, то возрастают турбулентность и количество частиц осадочного материала, которые вовлекаются в движение. Для каждой частички контакт с поверх-

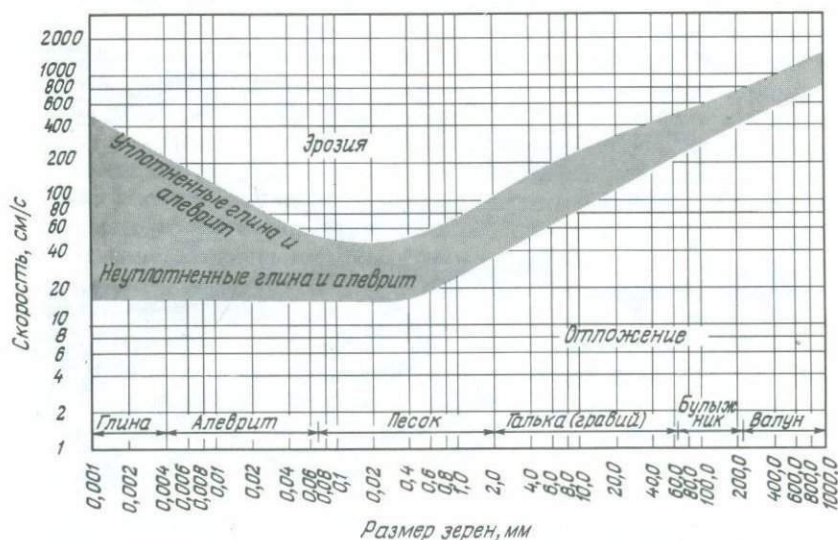


Рис. 4.2. Связь между скоростью течения у поверхности дна и размером частиц данного класса, которые оно эродировало («кривая Ульстрёма»). График относится только к хорошо сортированному осадку. По Сандборгу (A. Sundborg, 1956, Geogr. Ann., 38: 127, in: J. Gilluly et al., 1968, Principles of Geology, W. H. Freeman, San Francisco).

ностью дна уменьшается, осадок переходит во взвешенное состояние — формируется *супензионный твердый сток*. Поскольку мелкие частички оседают медленнее, то они больше времени находятся во взвеси, чем крупные. Существует статистическое распределение между твердым стоком у ложа и супензионным, соответствующее размеру частиц и турбулентности.

Частички, влекомые потоком по ложу, естественно, чаще ударяются друг о друга во взвеси. Следовательно, знаки абразии на этих частичках будут увеличиваться по направлению течения. Это позволяет опреде-

Рябь сдвигается вниз по течению

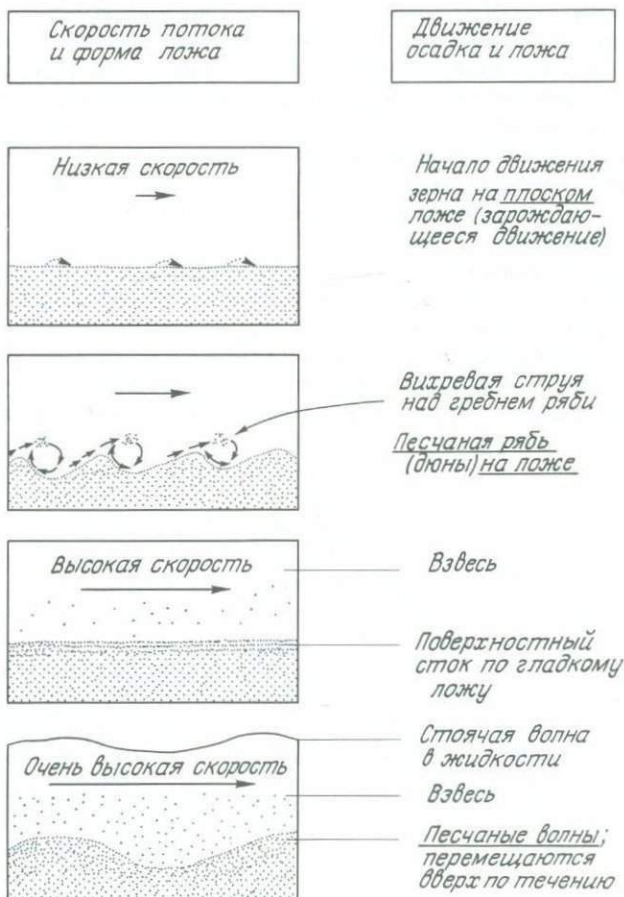


Рис. 4.3. Изменение движения частиц по мере увеличения скорости течения воды (эксперименты в лотках). По Инману (*D. L. Inman*, in: *F. P. Shepard*, 1963, *Submarine Geology*, 2nd ed. Harper and Row, New York).

лять направления течения. Степень окатанности галек также может быть таким индикатором. Песчинки тоже могут нести эту информацию, но возможно, что абразия их в 300–400 раз меньше, чем у галек. При размере зерен осадка меньше 0,25 мм окатывание и расстояние транспортировки не имеют связи между собой. Действительно, изменения степени окатанности по течению выражены меньше, так как частички песка становятся *мельче* и более неправильной формы.

Что произойдет, если скорость водного потока, несущего осадочный материал, станет уменьшаться? Крупный материал оседает первым, а затем последовательно все более мелкий (рис. 4.4). Скорости течения, при которых осадочный материал оседает на дно, *меньше* (почти на 30%), чем скорости, при которых осадок размывается: легче поддерживать в движении осадочные частички, чем стронуть их с места. Для взвешенного вещества не нужно никакой минимальной скорости, чтобы сдвинуть частички осадка, так как процесс осаждения осадка на поверхности дна океана будет преобладать над эрозией. В заключение надо отметить, что любое течение стремится отделить глинистый материал от песчаного, хотя наличие песчинок способствует эрозии, а глинистые частички остаются во взвешенном состоянии еще долго после того, как песчинки осядут.

4.1.3. Роль окружающих условий. Необходим лишь небольшой толчок, чтобы перевести осадочное вещество во взвешенное состояние, после чего начнется его транспортировка, а если суспензия уже образовалась благодаря течению, волнам или морским животным, то даже относительно слабое течение может поддерживать транспортировку осадка. Благоприятные толчки или события могут происходить через

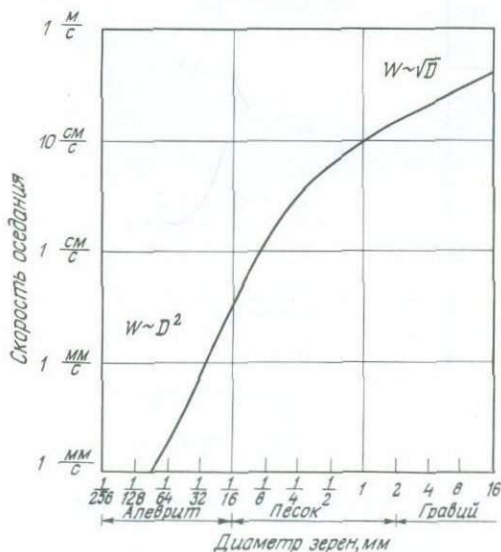


Рис. 4.4. Скорость оседания кварцевых зерен в воде. Обратите внимание на то, что алеврит и мелкий песок оседают в соответствии с формулой $W \sim D^2$, но крупный песок и гравий по формуле $W \sim \sqrt{D}$ (формула $W \sim D^2$ известна как закон Стокса; W — скорость оседания). По Руби (*W. W. Rubey*, 1933, *Am. J. Sci.*, 25: 325, in: *C. O. Dunbar, J. Rodgers*, 1957, *Principles of stratigraphy*, John Wiley, New York).

длительные интервалы времени, и тем не менее осадочное вещество будет оставаться в движении. При изучении роли окружающих факторов в транспортировке осадочного вещества возникает проблема *масштаба времени*. Геологи, работающие в прибрежных районах, знают, что штормы способствуют переносу, а также разрушению осадочного вещества вдоль берега. Их исследования затрагивают события, которые измеряются лишь несколькими годами. Морские геологи, оперируя миллионами лет, сталкиваются с разрезами, в которых отражено много необычных событий и которые трудно бывает сравнивать с результатами лабораторных или даже полевых исследований.

Эксперименты в искусственных водотоках (лотках) по транспортировке осадочного вещества, если они мелкомасштабны, не могут воспроизвести крупномасштабное природное явление.

4.2. Деятельность волн. 4.2.1. Волны и прибрежные осадки. Находясь в море, рано или поздно каждый морской геолог знакомится с малопривлекательной деятельностью волн. Здесь же мы рассмотрим влияние волн на дно океана. Волны представляют собой движение частиц морской воды по почти круговой орбите; верхняя часть круга движется вместе с волной, нижняя — против ее движения (рис. 4.5).

Движение быстро угасает с глубиной. На глубине больше чем половина длины волны движение, в сущности, отсутствует. Таким образом, волны затрагивают только самую верхнюю часть водной толщи. Но существуют также и внутренние волны у термоклина и у других границ разделения плотности в верхних нескольких сотнях метров. Однако их действие мало изучено.

Поверхностная волна, бегущая к берегу, касается дна, когда глубина воды становится меньше одной четвертой длины волны. В этой точке круговое движение частиц воды становится все более эллипсоидальным, а непосредственно на дне происходит движение туда и обратно. В общем максимальная глубина, до которой передвигается песок, т.е. «база волны», составляет около 10–20 м. При исключительно сильных штормах волны могут затрагивать более глубокие слои воды. Знаки ряби наблюдаются на шельфе вплоть до его бровки. Однако в образовании таких знаков ряби не всегда понятна относительная роль поверхностных и внутренних волн, приливов и течений. Недавно в мелководных песчаных отложениях на внешней части шельфа у побережья штата Орегон, США, были обнаружены симметричные знаки ряби на глубине до 200 м с расстоянием от гребня до гребня от 10 до 20 см, причем гребни располагаются параллельно берегу. Эта волноприбойная рябь образовалась, по-видимому, во время зимних штормов на обнаженном шельфе. Измерение этих знаков ряби дает ключ к пониманию характера движения вод, которые их образовали (рис. 4.6).

Природа волн, затрагивающих дно океана, помогает определить не только распределение различных типов знаков ряби, но и характер осадков. Выше базы волны тонкий осадок периодически переходит в суспензионное состояние и переносится течениями. Он отлагается

в спокойных условиях на больших глубинах. Ниже базы волны может отлагаться ил. Состав и скорость продуктивности живущих на дне морских организмов значительно меняются при переходе через базу волны, больше, по-видимому, из-за изменения характера осадков.

Известное правило «крупнозернистые осадки выравнивают поверхность дна на мелководье, а мелкозернистые – в глубоководье» поразительно подтверждается в западной части Балтийского моря (рис. 4.7). Для некоторых проливов характерны смешанные крупно- и мелкозернистые осадки. Отметим, что внутренние части заливов также имеют тенденцию к накоплению мелкозернистого материала, тогда как крупнозернистые осадки характерны для их прибрежных частей.

4.2.2. Процессы, протекающие на пляжах. Нигде так не отражается влияние перемещения водных масс, как на пляже (рис. 4.8–4.10). Каждая наступающая волна несет песок, оставляет знаки прибойного заплеска у своей верхней границы продвижения и V-образные промоины при от-

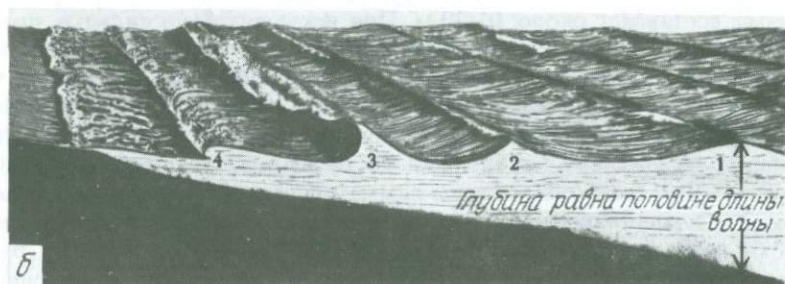
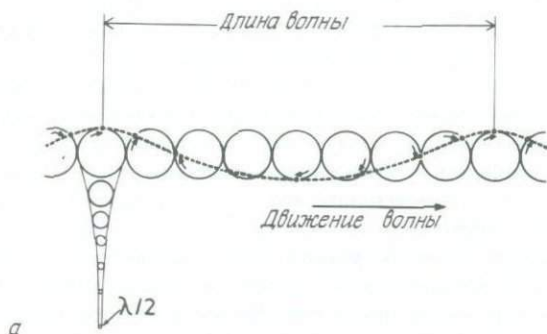


Рис. 4.5. Движение волны. а – синусоидальная волна: частички воды описывают круги; б – образование бурунов. Волна открытого океана приближается к отлогому берегу (1). «Чувствуя дно», она замедляет свою скорость и становится круче (2). Становясь неустойчивой, она разбивается (3), пенящаяся вода набегаёт на берег (4), транспортируя осадок. По Баскому (*W. Bascom*, 1959, *Sci. Am.* 201 (2) 14 and 1960, *Sci. Am.*, 203 (2) 80, с изменениями).

ступлении. В результате равновесия между эрозионными процессами и отложением осадочного материала формируется типичный профиль пляжа с *уступом* и *нижним пляжем* (рис. 4.8, б и 4.10). Равновесие между эрозией и отложением сдвигается по времени. После штормов во многих случаях можно заметить значительную потерю пляжного песка. Песок эродирован и увносится от берега. Как песок накапливается на пляжах? Обычные, более спокойные, волны выносят его на берег. На пляжах Калифорнии и на многих других побережьях сила волновой деятельности изменяется по сезонам. Зимой пляжи бывают ниже, чем ле-

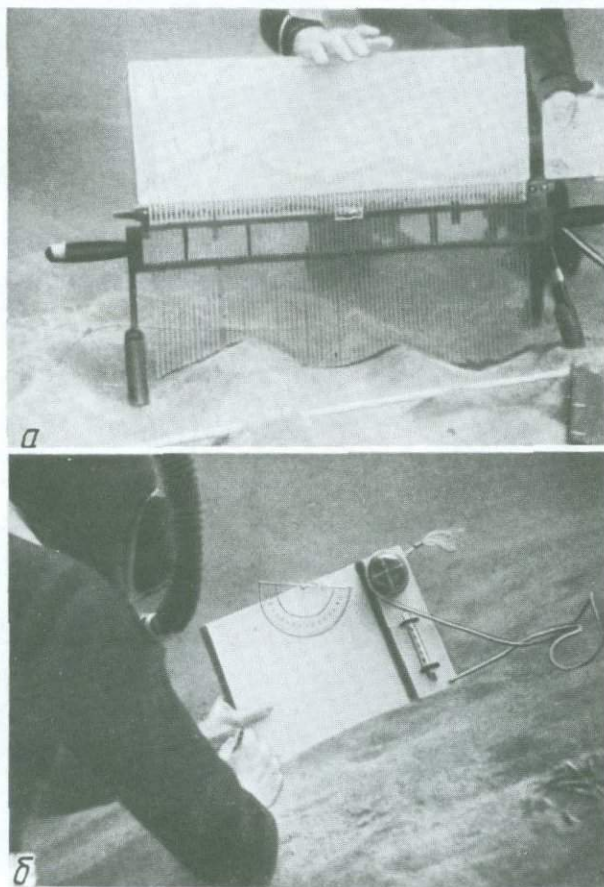


Рис. 4.6. Измерение знаков яри. *а* – профилограф Р. Ньютона. Двигающиеся по вертикали стержни воспроизводят топографию яри на сетке; *б* – аквалангист измеряет уклон подветренного склона гигантской яри, расположенной к северу от острова Фемарн в Балтийском море (см. рис. 4.7). (Фото группы аквалангистов Геологического института, Киль.)

том, и уносимый в море песок обнажает горные породы и гальку, если она залегает под ним (рис. 4.9). Песок, который оседает у берега, образует прибрежные валы. Положение этих валов можно увидеть с берега по бурунам над ними (рис. 4.10).

Волны, наступающие на берег, становятся круче по мере уменьшения их скорости на мелководье, а в определенной точке они разбиваются и вода обрушивается впереди ее (рис. 4.5, б). Волна, подступающая к берегу, разбивается в тот момент, когда глубина воды становится лишь в 1,5 раза больше высоты волны (от ложбины до гребня). Волны пере-

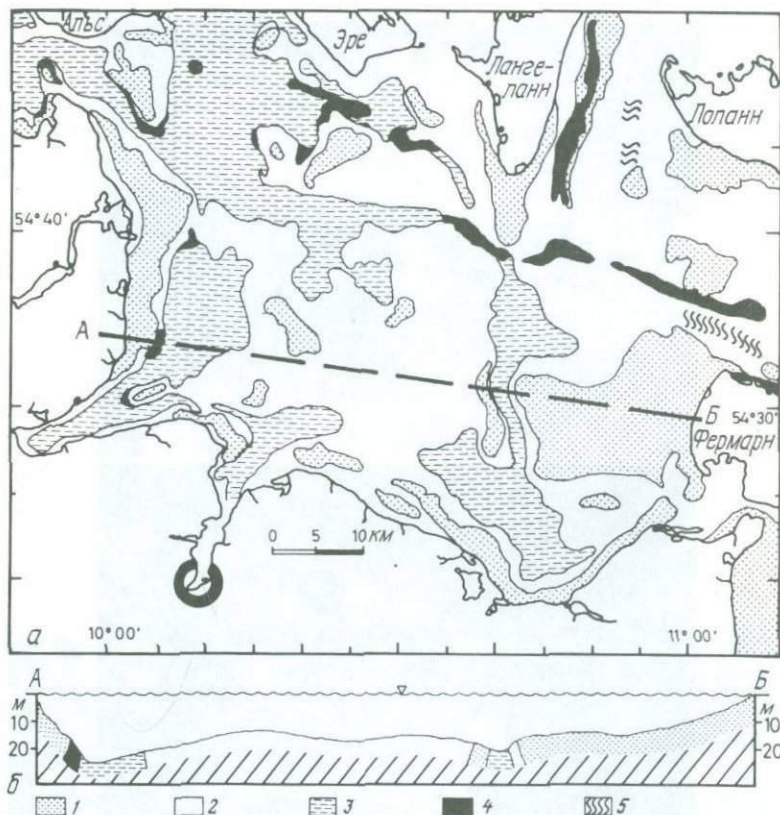


Рис. 4.7. Распределение осадков в Кильской бухте: а – карта, б – разрез по линии АБ. Осадки составлены в основном от крупно- до мелкообломочного материала, фации соответствуют глубинным зонам. Крупнообломочные элювиальные отложения образуются на моренных отложениях, размываемых волнами на мелководных участках. Ил накапливается в бассейнах. Смешанные крупно- и мелкообломочные осадки сложного происхождения связаны с сильными течениями; в западной части местами они содержат марганцевые конкреции. 1 – грубообломочный остаточный материал; 2 – песок; 3 – ил; 4 – смешанные осадки; 5 – гигантские знаки ряби, образованные течениями.



Рис. 4.8. Пляжи. *а*—Гавайский пляж, сложенный крупным ракушечным песком (обратите внимание на крутизну профиля). Буруны образуются у края рифа вдали от берега. Стрелкой отмечена линия заплеска; *б*—галечниковый пляж в восточной Англии. Обратите внимание на четкий гребень бермы. Фото Бергера.



a



б

Рис. 4.9. Пляж Бумер, Ла-Холья, Калифорния. *a* – обнаженная размытая волнами терраса с валунным пляжем. Песок вынесен в море, а также к южной оконечности залива. Это ситуация после штормов, обычно зимних; *б* – песок покрывает террасу и большую часть валунов. Это летние условия. Фото Бергера.

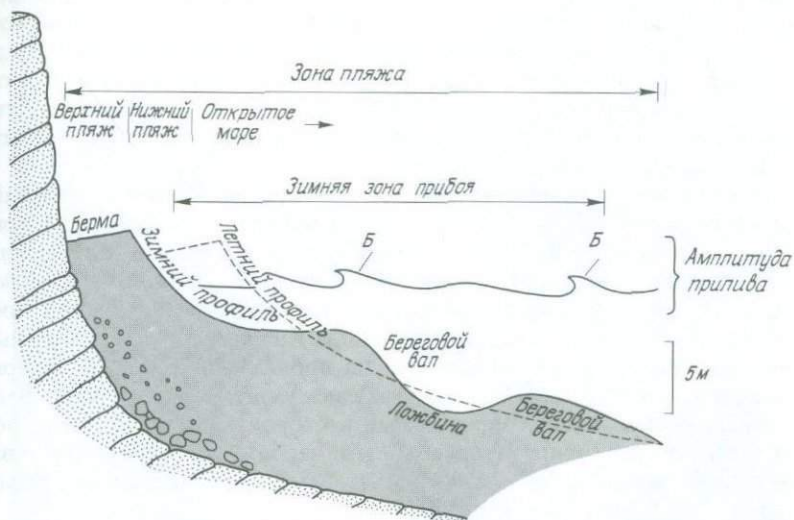


Рис. 4.10. Разрез пляжа, южная Калифорния. На летнем профиле видно, что берма надстраивается за счет берегового вала. В зимнее время прибой выносит песок из бермы, и снова оформляется береговой вал. Обратите внимание на буруны над валом (стрелки с буквой Б). По Баскому (*W. Bascom, 1960, Sci. Am., 203 (2) 80, с изменениями.*)

носят часть воды в направлении ее движения, и скорость перемещения резко увеличивается в момент разрушения волны. Таким образом, вода наступает на пляж или, точнее, на нижний пляж (рис. 4.10). Во многих местах эта вода возвращается в океан в виде узкой полосы бурлящей воды, *сулоя*, которого так боятся неопытные пловцы. Эти течения бывают очень быстрыми (от 1 до 2 м/с) и могут унести пловца за пределы зоны прилива, где они рассеиваются. Подобные течения также могут нести осадочный материал, образовывать промоины и знаки ряби в пределах зоны прилива.

Вода, перемещаемая волнами, образует также *вдольбереговые течения*, которые переносят осадочный материал параллельно пляжу. Поскольку буруны легко переводят осадок во взвешенное состояние, то вдольбереговые течения (скорость до 1 м/с) могут переносить большое количество осадочного материала (рис. 4.11, а). У восточного и западного побережий США преобладают вдольбереговые течения в направлении с севера на юг. У берегов южной Калифорнии песок, принесенный реками, движется к югу до тех пор, пока не задерживается вершиной подводного каньона. Таким образом, к югу от подводных каньонов на пляжах ощущается недостаток песка (рис. 4.11, б). Подводный каньон действует как канал, через который проходят отложения пляжа, а также другой обломочный материал вниз в глубины океана (рис. 4.12).

Там, где пляжи отсутствуют или они очень узкие, штормовые волны ударяются о берег с полной силой. Нагруженные галькой или песком волны могут вымывать глубокие ниши в скальных берегах, даже когда они сложены твердыми породами. Когда ниши и морские пещеры становятся достаточно большими и глубокими, берег обрушивается. Истирая упавший обломочный материал, волны намывают новую порцию его на пляж (рис. 4.13).

По всему миру у подножия обрывистых берегов обычно можно найти защитные сооружения. Люди сейчас как никогда мобильны, они приезжают к морю, наслаждаются видом с вершин утесов, но, похоже, им незнакома подлинная эрозия прибрежной полосы. В настоящее время значительно развилась инженерная геология берегов. Она быстро прогрессирует (исправляя предыдущие ошибки) в районах, где защитные сооружения были частью ландшафта на протяжении столетий, например вдоль Северного моря. Стены оказались уязвимыми для волн. Вода размывает их основания, опрокидывая в сторону моря. Наиболее эффективный способ приручить море — это нагромоздить огромные валуны или бетонные кубы или построить дамбы с пологими склонами,

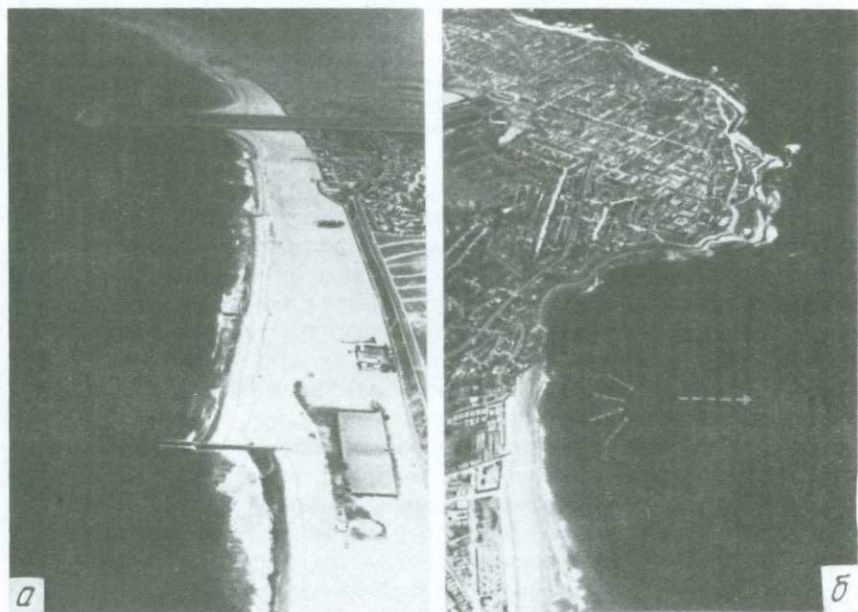


Рис. 4.11. Транспортировка пляжевого песка вдоль берега. *а* — пляж Венис, Лос-Анджелес, обращенный на север. Обратите внимание на нагромождение песка на северной стороне большого мола у основания; *б* — мыс Ла-Холья, Сан-Диего, обращенный к югу. Песок движется с севера; пляж резко обрывается, не достигнув мыса. Песок выносится в каньон Ла-Холья (стрелки). Обратите внимание на истощенные карманообразные пляжи на мысе. Фото Бергера.



Рис. 4.12. Песчаный «водопад» в каньоне Сан-Лукас, Нижняя Калифорния. Высота «водопада» около 10 м. Снимок сделан Конрадом Лимбау на глубине около 55 м при естественном освещении. По Шепарду (*F. P. Shepard, 1963, Submarine geology, 2nd ed. Harper and Row, New York, Fig. 148*) Фото с разрешения Скриппсовского океанографического института.

где бы энергия волн расходовалась постепенно, а не сразу (рис. 4.14). Энергию волн будут гасить трение и турбулентность, которые возрастут, если поверхность склонов сделать грубой. Фрэнсис Бекон (1561–1626) сказал: «Кто хочет управлять природой, должен сначала подчинить ее».

4.3. Работа течений. 4.3.1. Поверхностные течения. Из всех океанских течений Гольфстрим, по-видимому, самое известное (рис. 4.15, а). Это самое большое и самое значительное течение северного полушария. Гольфстрим — одно из наиболее мощных течений — им переносится около 100 млн. м³ воды в секунду. Для сравнения: в период самого мощного наводнения река Миссисипи может нести 50 тыс. м³ воды в секунду.

Гольфстрим является частью обширного кругового движения воды

в Северной Атлантике, которое складывается из течения преобладающих западных ветров на севере, пассатных течений на юге и течения восточных побережий (Канарское течение), связывающего два первых. Центр этого кругового движения воды расположен около 30° с.ш. в Саргассовом море. На земном шаре существуют пять таких кругов: в Северной и Южной Атлантике, северной и южной частях Тихого океана и в южной части Индийского. В каждом случае западные ветры и пассаты являются движущей силой, а течения западных и восточных побережий завершают круг (рис. 4.15, б, в). Обычно течения открытого океана захватывают слой от 100 до 200 м в глубину и скорости их небольшие — доли узла (узел — морская миля в час, близок к 0,5 м/с). Гольфстрим и другие быстрые течения побережий (например, Курисио у Японии) достигают глубины 1000 м и имеют скорость до двух узлов (около 100 см/с). Флоридское течение, которое выходит из залива через узкий Флоридский пролив, достигает скорости 6 узлов (300 см/с).

Общие принципы круговой циркуляции уже были известны. Современные исследования сосредоточены на ответвлениях внутри таких течений, как Гольфстрим, на вихревых потоках, отделяющихся от такого течения, и на механизме смешивания с окружающим океаном.

Поверхностные течения оказывают заметное геологическое воздей-



Рис. 4.13. Осадки, образовавшиеся в результате эрозии клиффа, Энсинитас, Калифорния. Гальки служат «инструментом» для размывания клиффа. Обратите внимание на упавшие блоки породы клиффа, которые быстро разрушаются до более мелких кусков. Фото Бергера.

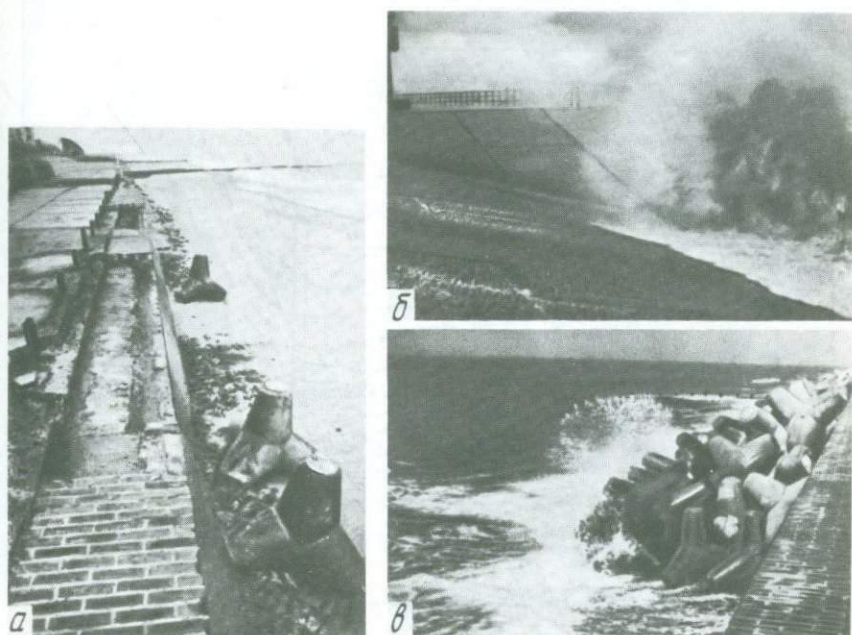
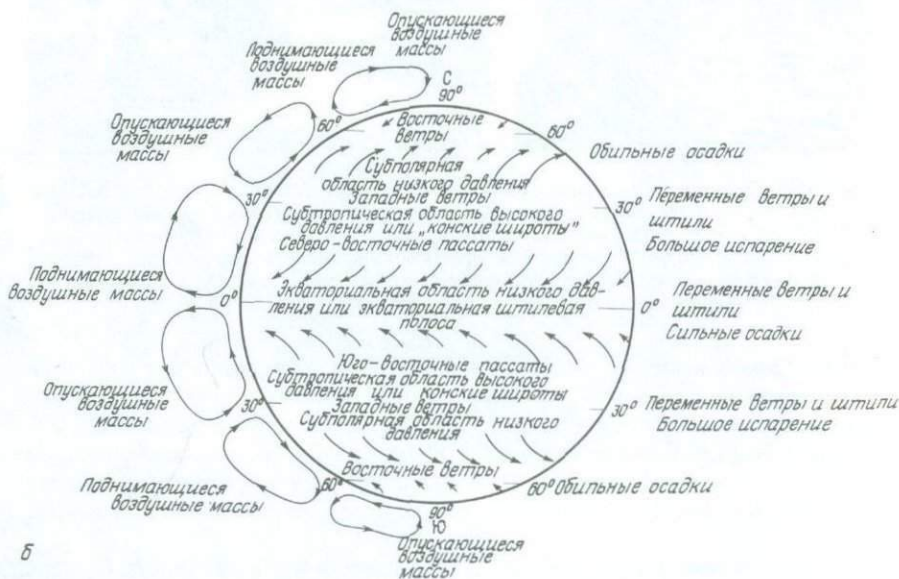
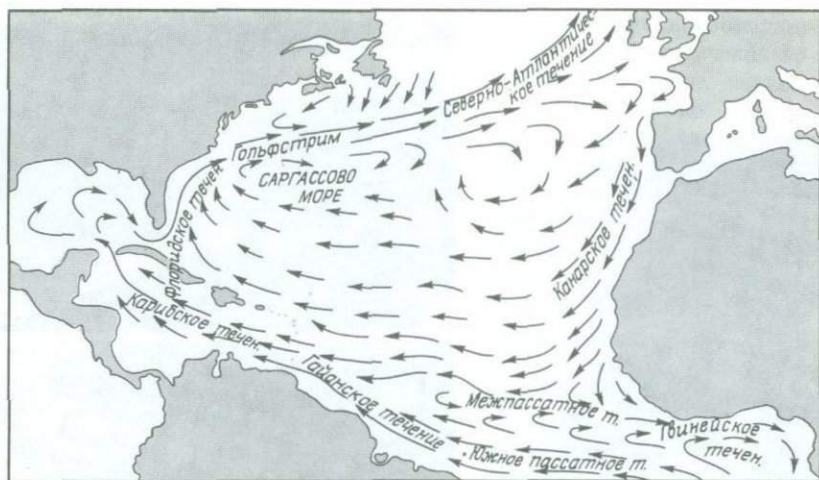


Рис. 4.14. Защита от разрушительной деятельности прилива. Остров Зильт, Северное море. *а* — сила штормового прилива видна по разрушенной стене и разбро- санным фигурным массивам (18 февраля 1962 г.); *б* — полого наклоненная стена, уменьшающая мощность прилива во время штормового прилива (осень 1961 г.); *в* — наброска из фигурных массивов рассеивает энергию волн, прежде чем они до- стигают стены. Фото Зейболда — *а* и Ньюига — *б*, *в*.

стве. Они влияют на погоду и климат, перенося тепло и влагу. Они оставляют на океанском дне запись климатических изменений, контролируя образование биогенных отложений. Планктонные организмы, которые обитают большей частью в верхних нескольких сотнях метров воды, отмечают *след* течений, подобно плавающим бутылкам. Отмирая и осаждаясь, они как бы помечают путь поверхностных течений на дне океана.

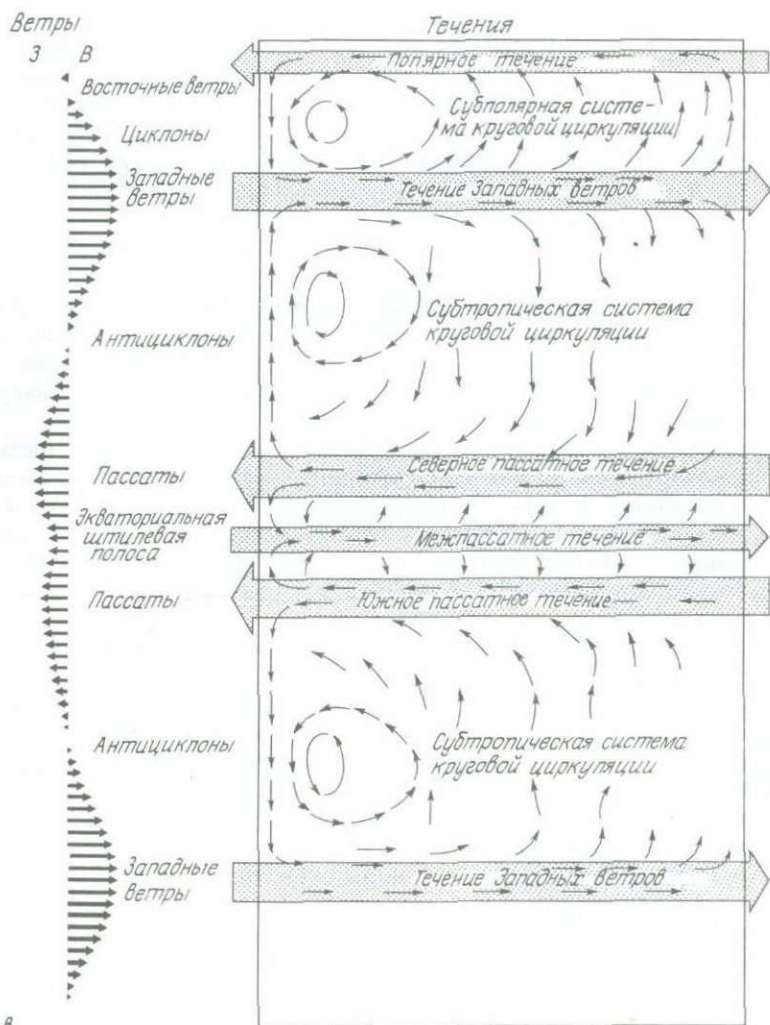
Путь течений проходит параллельно изотермам, их скорость больше там, где выше температурные градиенты. Причина заключается в том, что распределение температур соответствует распределению плотности, что в свою очередь находится в равновесии с течениями. Используя эти правила, можно закартировать древние течения, исходя из реконструкции температурных полей по планктонным остаткам (разд. 7.2.1 и 9.2.2).

Поверхностные течения и связанное с ними распределение температу- р контролируют не только характер оседания планктона, но и рост бентосных скоплений, особенно коралловых рифов (разд. 7.4). Течения западных побережий приносят теплые воды в высокие широты, а тече-



б

Рис. 4.15. Гольфстрим и ветровая циркуляция (гиры) вод в океане. а—Гольфстрим несет теплые поверхностные воды к морям Северо-Западной Европы. Это часть гигантской субтропической циркуляционной системы Северной Атлантики, центр которой находится в Саргассовом море. В основном по Нейману и Пирсону (G. Neumann, W.J. Pierson, 1966, Principles of physical oceanography, Prentice-Hall, Englewood Cliffs); б—схема глобальной ветровой циркуляции. По Флемингу (R.H. Fleming, 1957, Geol. Soc. Am. Mem. 67: 87); в—воображаемый прямоугольный океан с течениями, которые будут образовываться под действием силы ветра (стрелки слева). Асимметрия круговых циркуляционных систем вызвана вращением Земли. По Мунку (W. Munk, 1955, Sci. Am. 193 (3), 96, с изменениями).



ния восточных побережий несут холодные воды в низкие широты. Таким образом, в пределах каждого океанского бассейна пояс тропических коралловых рифов гораздо шире на западе, чем на востоке.

Дрейф айсбергов и отсюда пути транспортировки ими обломочных пород контролируются течениями. Эти же течения являются путями транспортировки и других материалов, таких, как, например, деревья. Некоторые из течений, по-видимому, ответственны за распространение животных суши на островах. Дрейфующие личинки бентосных организмов (меропланктон) достигают своего места назначения с помощью те-

чений и рассеиваются по океанским бассейнам от острова к острову.

Наконец, поверхностные течения могут непосредственно оказывать влияние на дно океана посредством эрозии на шельфе или даже на верхних участках континентального склона. Глубоко проникающее течение Гольфстрим поднимает тонкообломочный материал с плато Блейка (см. рис. 1.3), как бы расчищая скопления марганцевых конкреций.

4.3.2. Индикаторы течений. Как можно, изучая дно океана, определить влияние течений на дно океана? Ранее мы рассмотрели разделение тонкого от грубообломочного материала, т.е. «сортировку» осадка (разд. 4.1.2). Для того чтобы показать, что сортировка произошла, необходимо провести определение размеров зерен осадка. Но иногда эффект сортировки виден и на фотографиях дна, изображающих скопление гальки, валунов, раковин или других перевесанных течениями слоев грубообломочного осадочного материала. Размывы, например, за валунами также являются индикаторами течений.

Использование сонара бокового обзора в исследованиях на шельфе, а с недавнего времени и в глубоководных частях океана значительно увеличило наши познания о поведении придонных течений и их влиянии на осадочный покров и морфологию дна океана (рис. 4.16). У входа в Балтийское море методом акустического зондирования были обнаружены полосы грубозернистого материала в тонких осадках, указывающих на деятельность течений (рис. 4.17).

Направление течения легко определить по фотографиям и путем акустического сканирования. Труднее определить *мощность* течения. Непосредственные наблюдения мощности течений возможны на приливно-отливных полосах. Прибрежные отмели (*ватты*) Северного моря в Голландии и ФРГ давно служат естественными лабораториями для такого рода наблюдений (рис. 4.18).

Мы уже видели на дне формы рельефа, которые идут *параллельно* течениям. Но существуют также и формы рельефа, которые располагаются к ним под *прямым углом*, — это знаки ряби. Подобно дюнам на суше, знаки ряби имеют пологий склон, располагающийся против течения, и крутой склон по течению (рис. 4.19). Этот тип ряби отличается от знаков ряби колебательного типа, упомянутых ранее (разд. 4.2.1). Внутренние прослои ряби, созданной течением воды, состоят из материала, падающего за край гребня нисходящего склона. Таким образом, древние знаки ряби (*косая слоистость*) дают ключ к пониманию контакта системы древних течений с океанским дном.

Связь между скоростью течений и образованием знаков ряби детально изучалась в лабораторных условиях. Характер ряби зависит как от типа осадка, так и от распределения скоростей. Образование ряби размером от нескольких сантиметров до дециметров начинается при скоростях течений от 25 до 100 см/с. Происхождение и архитектура *гигантской ряби* и *подводных дюн* менее изучены. Эти структуры могут быть в несколько метров высотой и находиться на расстоянии в десятки и даже сотни метров друг от друга. Некоторые из них напоминают бар-

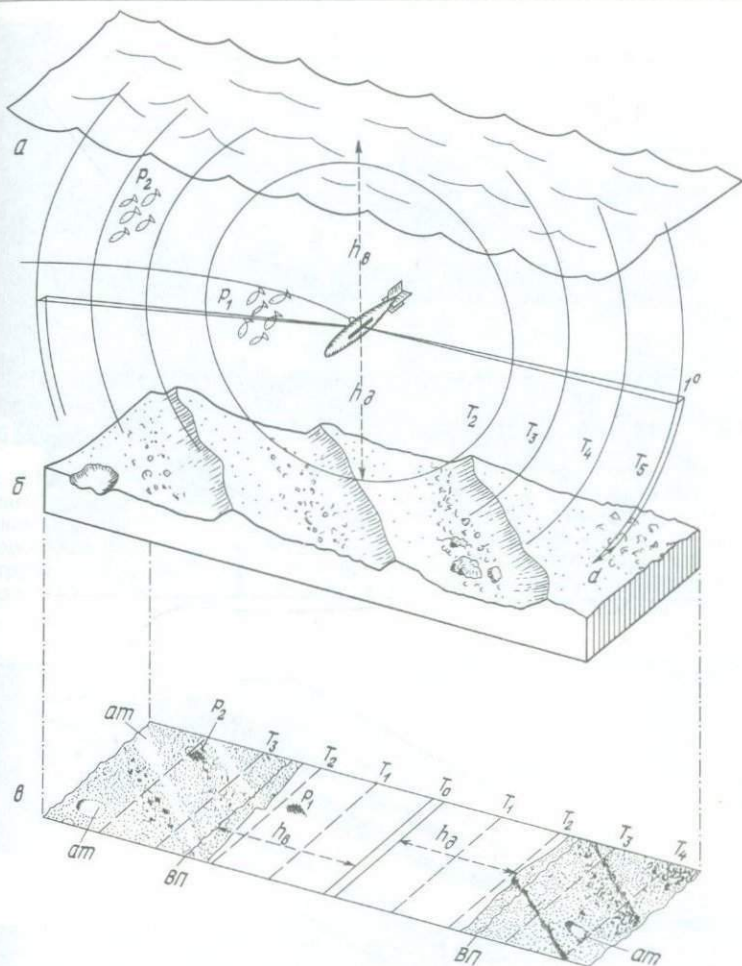


Рис. 4.16. Принцип работы эхолота бокового обзора. *a* – поверхность воды; *б* – дно океана со знаками ряби, обломками горных пород и небольшой впадины слева; *в* – акустический разрез (сонограмма), T_0 – место, откуда исходит импульс погруженного источника звука («рыба»); T_1, T_2 и т.д. – отметки времени (равно расстоянию до звукоотражающего объекта); *am* – акустическая тень; P_1, P_2 – косяки рыб и их акустическое изображение; *d* – ширина охвата на океанском дне (разрешающая способность); h_n – расстояние от «рыбы» до водной поверхности (*ВП*); h_0 – расстояние от «рыбы» до поверхности дна. По Ньютону и др. (R. S. Newton et al., 1973, Meteor Forschungsergeb. Reihe C 15; 55).

ханы больших пустынь. Какие же течения могут образовать такие же дюны на дне океана? Может быть, эти дюны являются реликтами периодов необычной активности на дне океана? В настоящее время эти вопросы все еще остаются открытыми.

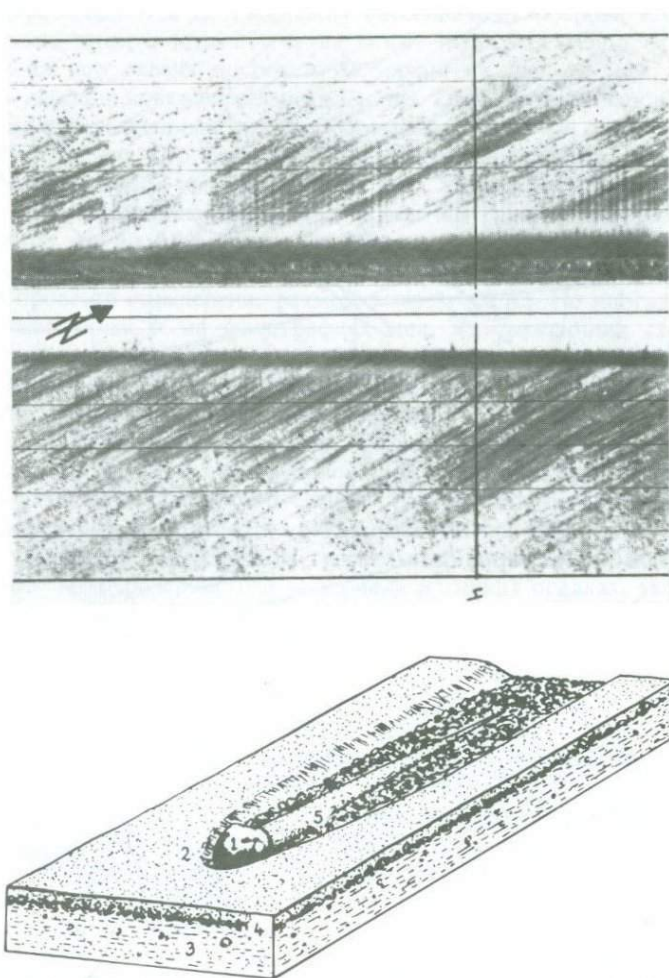


Рис. 4.17. «Знаки кометы» в проливе Большой Бельт, Балтийское море, между датскими островами Лангеланн и Лолланн. *Вверху:* сонограмма океанского дна. Длина записи ~ 2 км, ширина ~ 150 м, глубина воды ~ 12 м. Темные точки — валуны (остатки морены). «Хвосты» валунов направлены влево вниз. Эти «знаки кометы» указывают на направление течения с севера. (Сонограмма Вернера, Киль.) *Внизу:* морфология типичного «знака кометы», как она видится аквалангисту. 1 — препятствие (валун); 2 — серповидная промоина; 3 — тилль; 4 — остаточный галечный слой (ископаемая эрозионная мостовая); 5 — «хвост кометы», состоящий из мелкого песка, находящийся в эрозионной депрессии, образованной турбулентностью за препятствием. По Вернеру (F. Werner et al., 1980, *Sediment. Geol.* 26: 233).

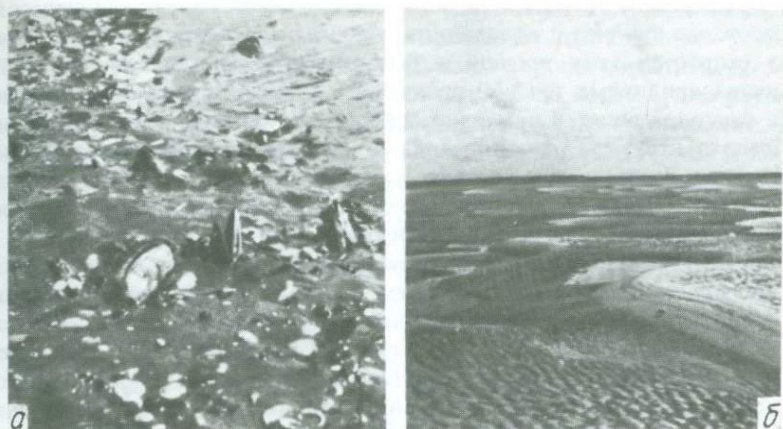


Рис. 4.18. Действие течений на заливаемых приливом площадках. *а*—*Mua arenaria*, раскрытая смывом из 20–30 см слоя ила в результате латерального смещения приливного канала. Обратите внимание на остаточные раковины двустворок, которые скапливаются в виде мостовой на эрозионной поверхности; *б*—крупные знаки ряби течения, покрытые более мелкими формами ряби. Немецкая бухта к северу от эстуария Везера. Рявь мигрирует в сторону океана (влево), поскольку образована отливом. Фото Зейболда.

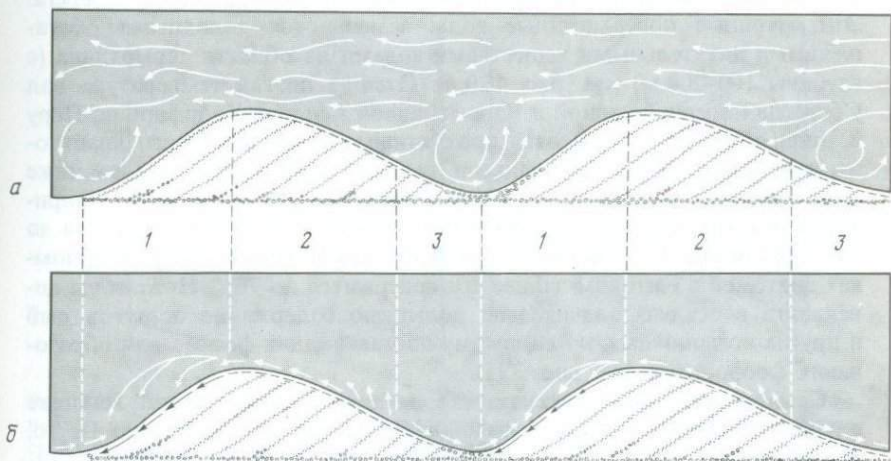


Рис. 4.19. Движение: *а*—воды, *б*—песка у знаков ряби течения. Песок эродирует с наветренной стороны ряби (сектор 2) и мигрирует к гребню. Отсюда песок переносится к дну (черные стрелки) или в виде суспензии (белые стрелки) мигрирует вниз, образуя слои с подветренной стороны. Горизонтальные вихревые потоки у дна ложбины между знаками ряби уносят мелкозернистый песок, а крупнозернистый материал, включая раковины, остается. Следовательно, знаки ряби передвигаются по крупнозернистому слою основания. По Рейнеку (H. E. Reineck 1961, *Senckenbergiana Lethaea* 42: 51).

В прибрежных районах со значительной амплитудой прилива само чередование прилива и отлива образует *приливные течения*. Из-за больших скоростей этих течений и большого объема вовлеченной воды в местах приливных течений происходит большая эрозия. В ряде гаваней, расположенных в эстуариях, приливные течения размывают вход и предохраняют его от заиливания. Из-за быстрых приливных течений небольшие бухты лагун восточного побережья США всегда остаются открытыми. По мере замедления скорости течения на одной из сторон бухты образуются *приливные дельты* (см. 3.8).

4.3.3. *Апвеллинг*. Мы рассмотрели влияние горизонтальных течений на дно океана. *Вертикальные перемещения* воды также влияют на океанское дно, и при этом разными способами. *Скорость полного перемешивания* океанской воды несомненно связана с вертикальным движением, а от этой скорости зависит и продуктивность океана. В свою очередь продуктивность влияет на то, какой тип биогенных осадков (карбонат, кремний, фосфориты) будет формироваться на определенных участках дна океана.

Лучшим примером вертикальных движений водных масс является *апвеллинг*. У берегов с течениями восточных побережий поверхностные воды движутся в сторону океана из-за отклоняющей силы *Кориолиса*, которая образуется за счет вращения Земли. Отклонение происходит вправо в северном полушарии и влево в южном (рис. 4.20, а). Движение водных масс в сторону океана усиливается, когда ветры дуют от берега. Эти отгонные поверхностные воды замещаются холодными обогащенными питательными веществами водами из области термоклина (с глубины 100–200 м) (см. рис. 4.20, б). Отсюда низкая температура вод у берегов Северо-Западной и Юго-Западной Африки, Калифорнии, Перу и Чили, и отсюда же высокая продуктивность водорослевого планктона, которым питается зоопланктон, рыбы и даже птицы. Осадки ниже зоны апвеллинга обычно обогащены органическим веществом. Например, в осадках Китового залива у Юго-Западной Африки содержится до 20% органического углерода (C_{org}). В них также много опала: в обломках диатомей в Китовом заливе его содержится до 70%. Ниже зоны апвеллинга в осадках значительно повышено содержание остатков рыб и других позвоночных, по-видимому поставляющих фосфат для образования фосфоритов (см. рис. 3.11).

Сам осадок может рассказать в деталях об апвеллинге. Наличие в нем планктонных видов (фораминиферы, диатомеи) указывает на то, что отложение происходило в холодных водах. Большой привнос органического вещества понижает содержание кислорода, так как происходит разложение органики в глубоких частях океана. В некоторых случаях образуются анаэробные осадки с сезонной слоистостью. Используя эти общие положения, можно проследить за изменениями положения и силы апвеллинга, а отсюда и за миграцией и изменением природы субтропических климатических поясов в геологическом разрезе. Апвеллинг имеет место не только в прибрежных районах. В открытом океане

на место расходящихся поверхностных вод снизу из глубин поступают новые водные массы. Большие экваториальные расходящиеся течения в Тихом и Атлантическом океанах вызывают хорошо известный *экваториальный апвеллинг*, с которым мы познакомимся, когда будем изучать распределение карбоната (гл. 8). Высокая продуктивность вдоль этих поясов не только увеличивает скорость отложения известковых и кремнистых илов, но также благодаря концентрации рассеянных элементов

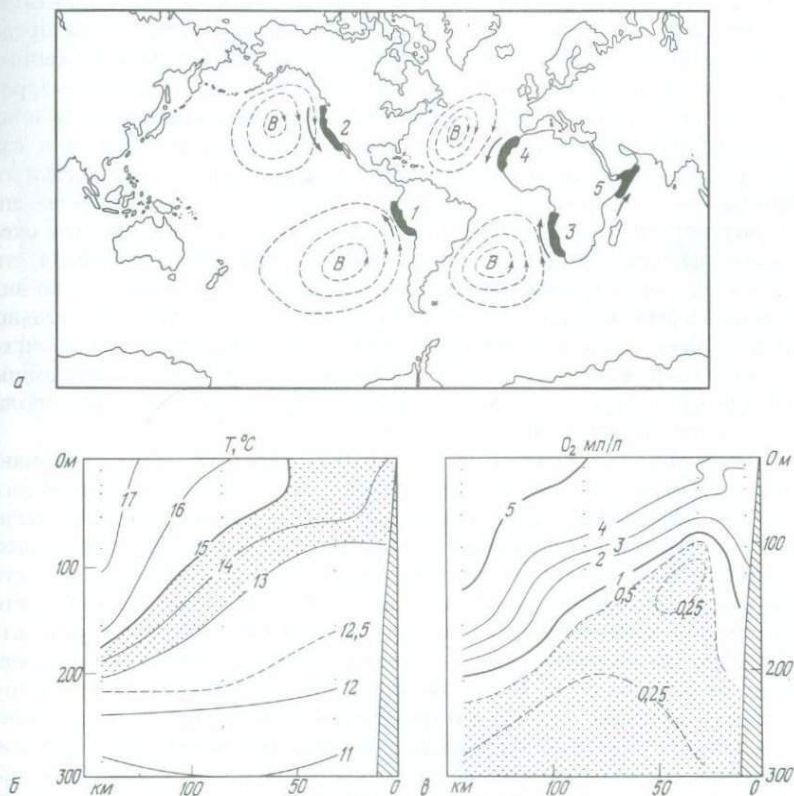


Рис. 4.20. Течения в зоне апвеллинга. *Вверху:* глобальное распределение основных зон апвеллинга. Обратите внимание на восточную сторону субтропической системы циркуляции, у края течений восточных побережий. Поверхностные воды движутся от берега под действием силы Кориолиса и замещаются новыми порциями воды, поступающей снизу. (Science, 1980, 208: 39.) *Внизу:* распределение температур и содержаний кислорода в зоне апвеллинга близ Сан-Хуана, Перу, сентябрь 1968 г. По С. Зуте и др. (S. Zuta et al., in: B. R. Boje, M. Tomczak, 1978, *Upwelling ecosystems*, Springer, Heidelberg). Обратите внимание на то, что слой воды на глубине около 200 м в открытом океане подходит к поверхности у континента. Эта вода бедна кислородом, но обогащена питательными веществами. Обильное поступление питания стимулирует развитие водорослей (т.е. рост динофлагеллят и диатомей).

в морских организмах и поступлению их на морское дно с органическими остатками является причиной высокого содержания меди, никеля, цинка и других металлов в марганцевых конкрециях Тихого океана (гл. 10).

4.3.4. *Глубинные течения.* Еще совсем недавно думали, что океанские глубины — это тихая и спокойная среда со слабыми течениями, не оказывающими влияния на рельеф дна. В 1930 г. впервые в этом усомнились Георг Вюст (1890–1977) и Альберт Дефант (1884–1974). По результатам экспедиции на судне «Метеор» в Атлантике они доказали, что распределение температур и солености, выявленное по близко расположенным профилям, предполагает сильные придонные течения, движимые разностью давления (рис. 4.21). Такие течения придерживаются склонов океанских окраин и флангов срединно-океанических хребтов, они следуют вдоль поверхности раздела плотностей, которые практически горизонтальны. Следовательно, эти течения параллельны профилю дна, поэтому морские геологи назвали их *контурными течениями*. Для океанологов, изучающих физико-географические условия дна океана, это *глубокие геострофические течения*. Их влияние на дно океана четко видно на фотографиях (рис. 4.22). Такие течения обладают разрушительной силой особенно там, где они приурочены к проливам. Эрозия происходит, например, в тех местах, где глубинные антарктические придонные воды проходят через канал Вима у берегов Аргентины или через пролив Самоа в юго-восточной части Тихого океана.

Антарктические придонные воды (АПВ) через проливы заполняют самые глубокие части почти всех крупных океанских бассейнов. В юго-западной Атлантике и в южной части Тихого океана эти воды вызывают растворение карбоната на дне океана, т. е. происходит тот процесс, который сильно влияет на характер седиментации и на природу субстрата для бентосных организмов. Это придонное течение образуется на шельфе Антарктиды, главным образом в море Уэдделла, в результате охлаждения полярных вод и примешивания соленых *североатлантических глубинных вод* (САГВ). Имея соленость около 34,7‰ и достигнув температуры около $-0,4^{\circ}\text{C}$, антарктические поверхностные воды становятся тяжелее подстилающих их водных масс и опускаются сквозь них. Поскольку эти воды тяжелее почти всех водных масс в глубинах океана, они погружаются до абиссали, как АПВ, и заполняют эту зону как бы снизу. Распространение этих вод зависит от возможности их доступа в океанские бассейны. Например, в Ангольскую котловину они попадают только через трог Романш у экватора, т. е. эти воды, прежде чем попасть в эту котловину, проделывают большой путь.

Помимо химической и механической эрозии АПВ могут создавать небольшие по величине структурные элементы, такие, как знаки размыва и знаки ряби, а также, по-видимому, и крупномасштабные структуры, как, например, гигантские дюны в Аргентинской котловине.

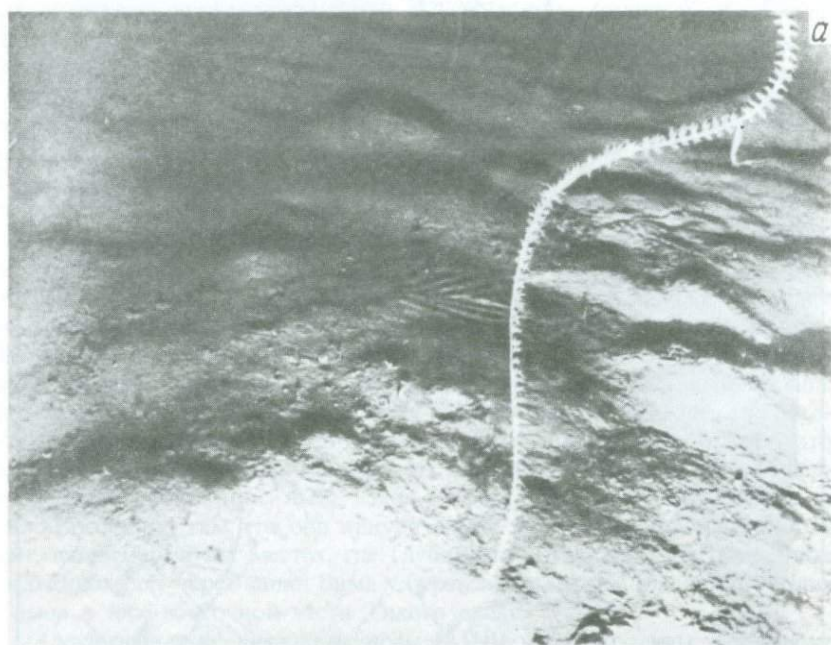
Глубоко погружающийся сонар бокового обзора, разработанный Списсом и его коллегами, выявил во многих местах большое число дюн



Рис. 4.21. Мощности донных течений в Южной Атлантике по расчетам Г. Вюста, основанным на распределении плотностей. По Дефанту (A. DEfant, 1961, Physical oceanography, Pergamon Press, London). 1—компоненты течений северного направления; 2—компоненты течений южного направления; 3—ось Антарктического придонного течения; 4—ядро антарктических придонных вод; 5—линии равных глубин.

и хребтов, сложенных осадочными породами, и эрозионных ложбин даже в тех местах, где существование глубоководных течений не предполагалось (рис. 4.23).

Конечно, всегда можно предположить, что схема распределения течений ошибочна или видимые структуры не имеют ничего общего с со-



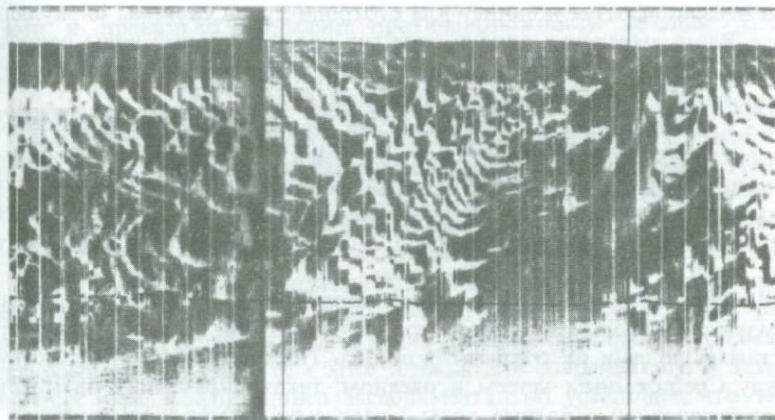


Рис. 4.23. Гигантские дюны в районе хребта Карнеги, восток тропической части Тихого океана. Акустическая съемка сонаром бокового обзора на глубине 2,4 км, покрывающая площадь 1600 × 450 м. Осадки представлены известковыми илами. Фото с разрешения Лондсейла и Малфейта Скриппсовский океанографический институт.

временными течениями, а являются свидетельством прошлых геологических обстановок.

САГВ погружаются в Норвежском море, проходят через узкие проливы в Гренландско-Фарерском (Шотландском) хребте. Эти воды заполняют затем большую часть Северо-Атлантического бассейна, после чего возвращаются на юг, располагаясь выше АПВ, где соединяются с Циркумполярным антарктическим течением. Во время последнего оледенения образование САГВ, по-видимому, прекратилось или значительно сократилось по двум причинам. Первая — приток необходимых соленых вод из Северной Атлантики сократился, вторая — Норвежское море было, по-видимому, забито паковым льдом, который как бы укрывал водную толщу, предохранял от быстрого охлаждения. Таким образом, циркуляция вод в глубинах Атлантики (и, возможно, также в Тихом океане) полностью отличалась в период оледенения от современной. Между холодными глубинными и теплыми поверхностными водами располагается промежуточный слой, воды которого погружаются в су-

Рис. 4.22. Воздействие глубинных геострофических течений. *а* — континентальное подножие у восточного побережья США, глубина 2,5 км. Незначительное или полное отсутствие следов воздействия течений. (Живой организм — «морской кнутик», восьмилучевой коралл); *б* — тот же район, глубина 5 км. Воздействие течений видно по штриховке и линейности. Направление течения *снизу вверх справа налево*, скорость около 20–30 см/с. Фото с разрешения Холлистера (см. A. H. Bouma, C. D. Hollister, 1973, SEPM, Pacific Section, Short Course, Turbidites and deep water sedimentation, Anaheim).

барктической и субантарктической системах сходящихся течений открытого океана, образуя подошву для субтропической системы циркуляции воды. Вдоль океанских окраин, там где промежуточные воды соприкасаются с континентальным склоном, они движутся в направлении, противоположном движению поверхностных вод.

4.3.5. *Компенсационные течения.* Эти течения имеют большое значение, поскольку обеспечивают обмен вод между окраинными, полузамкнутыми морями и открытым океаном. Из всех процессов в окраинных бассейнах водный обмен, безусловно, доминирует над химическими процессами и над продуктивностью, а следовательно, и над седиментацией (разд. 7.6).

В аридных зонах в окраинных морях из-за большого испарения образуются тяжелые воды; по мере их оттока они заменяются поверхностными водами из открытого океана. Подобный обмен существует между Средиземным морем и океаном, такая циркуляция называется *антиэстуарийной*. Соленые воды Средиземного моря обнаружены во всей центральной Атлантике на глубинах 1500 м. Они заметно влияют на развитие абиссальных водных масс и в пучинах океана. Подобная ситуация характерна для Красного моря и Персидского залива, но в меньшем масштабе. Соленые воды погружаются здесь до промежуточных глубин под уровень термоклина, оказывая влияние на развитие кислородного минимума в Аравийском море. На дне бассейнов с антиэстуарийной циркуляцией накапливается карбонат, в то же время их условия неблагоприятны для образования органического углерода, опала и фосфатных отложений.

В Средиземном море поверхностные атлантические воды движутся в виде сильного потока или огромной реки, в 50 раз превышающей мощность Миссисипи в период наводнения. Считается, что Трафальгурская битва (1805 г.) обязана своим исходом Гибралтарскому течению. Дело в том, что французский и испанский флоты были вынуждены ждать благоприятного ветра, чтобы пересечь это сильное течение, и за это время Нельсон смог выстроить свой флот и подготовиться к битве. В настоящее время подводные лодки, идущие в Средиземное море, ощущают на себе сильный напор более плотных глубинных вод, текущих понизу в Атлантический океан. Уже в 1820 г. английский адмирал У. Смит наблюдал в Гибралтарском проливе ток вод в обе стороны и дал этому правильное объяснение. Однако в течение последующих 50 лет это не нашло всеобщего признания.

Противоположная ситуация, когда поверхностные воды текут из бассейна, а глубинные в бассейн, типична для эстуариев и фьордов, что характерно для Черного и Балтийского морей. Для создания такой ситуации необходимо, чтобы количество выпадающих осадков преобладало над испарением. В проливе Босфор, связывающем Черное и Средиземное моря, рыбаки с незапамятных времен знали, что в поверхностных водах их сети выгибаются в направлении Средиземного моря, а в направлении Черного моря, если их поставить близко ко дну, Л. Ф. Мар-

силы (1681), пионер морской геологии, подтвердил этот эффект измерениями и правильно объяснил противоположность течений разной плотностью воды. Более пресная легкая вода течет близ поверхности из Черного моря, соленая тяжелая вода Средиземного моря течет понизу, опускаясь до дна Черного моря, вытесняя менее соленую воду кверху. В результате такой циркуляции, называемой *эстуарийной*, создаются анаэробные условия, на дне накапливаются богатые органикой отложения. Как и почему это происходит, подробно рассмотрено в разд. 7.6.

4.3.6. *Турбидитные течения*. В связи с происхождением континентальных склонов, подводных каньонов и глубоководных конусов выноса мы уже упоминали о насыщенных глинистыми частицами течениях, движущихся под действием силы тяжести (разд. 2.11). Благодаря работам Ф. Кюнена только в 1950-х годах пришло правильное понимание исключительно важной роли этих течений для современного осадконакопления (рис. 4.24, а). Кюнэн экспериментально установил, что такие тяжелые, текущие вниз по склону течения могут существовать в природе и что они будут отлагать слои осадков с *сортировкой*, знакомой до сих пор по необъяснимой серии осадков (*флишу*) в Альпах и других хребтах (рис. 4.24, б).

До того как гипотеза о турбидитных течениях получила всеобщее признание для интерпретации осадочных толщ, «тысячекратное чередование песчаника, известняка и сланцев», которое наблюдали геологи в альпийском флише, было полной тайной. Сейчас это чередование рассматривается как запись процесса осадконакопления в пелагиали с периодическим притоком водных масс по дну, насыщенных глинистым веществом. Замедляя свой ход, эти течения сбрасывают свой груз за короткий отрезок времени, отлагая его в виде отсортированных слоев. Такие слои обнаружены в пределах отложений конусов выноса на континентальных склонах (разд. 2.11) и отложений, слагающих абиссальные равнины (разд. 8.5).

Работы Кюнена воодушевили морских геологов искать прямые свидетельства деятельности турбидитных течений в современном океане. Хорошо известным примером таких поисков является исследование обрывов телеграфного кабеля, проложенного по континентальному склону, который произошел в 1929 г. в результате землетрясения в районе Большой Ньюфаундлендской банки. Определив время обрывов (по записям телеграфных компаний, эксплуатировавших кабель), Хизен и Юинг пришли к заключению, что землетрясение дало начало турбидитным течениям, которые двинулись вниз по склону с большой скоростью и разорвали кабель (рис. 4.25). Они подсчитали, что скорость потока была примерно 25–50 миль в час (10–20 м/с), т.е. это скорость мощных супертечений. (Для сравнения: самые быстрые океанские течения имеют скорость 2 м/с или 5 миль в час.) Хотя их расчеты не всеми были приняты, но сами исследования подтвердили возможность существования таких течений.

Если подобные течения имели место в прошлом, то происхождение

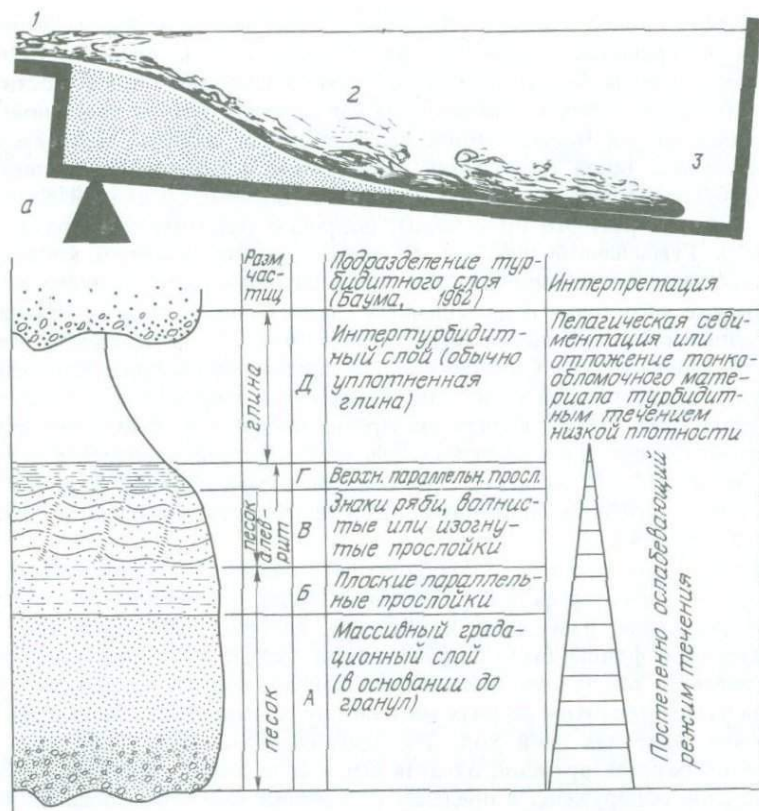


Рис. 4.24. Образование градиционных слоев. а—эксперимент Кюнена. 1—мутная с грузом осадка вода поступает в резервуар; 2—вода в резервуаре остается спокойной и чистой, за исключением придонной части, где более плотная насыщенная илом вода устремляется вниз по склону; 3—турбулентный фронт турбидитного течения. В зависимости от его силы турбидитное течение может эродировать и переоткладывать огромное количество осадков. По Гиллули (J. Gilluly et al., 1968, Principles of geology, W. H. Freeman, San Francisco). Фото Белла, Калифорн. Техн. б—последовательное разделение турбидитного слоя, предложенное Боумой. Нижняя часть представлена градиционным слоем, образованным турбидитным течением. Верхняя часть образована в результате «нормальной» седиментации. По Мидлтоу и Хампτονу (G. V. Middleton, M.-A. Hampton, 1976, in: D. J. Stanley, D. J. P. Swift, Marine sediment Transport and environmental management, John Wiley, New York).

подводных каньонов, подводных конусов выноса и их долин, а также мощных осадочных толщ, слагающих абиссальные равнины, становится менее таинственным. Однако скорость и плотность турбидитных течений все еще остаются предметом дискуссий, поскольку они до сих пор не были непосредственно измерены.

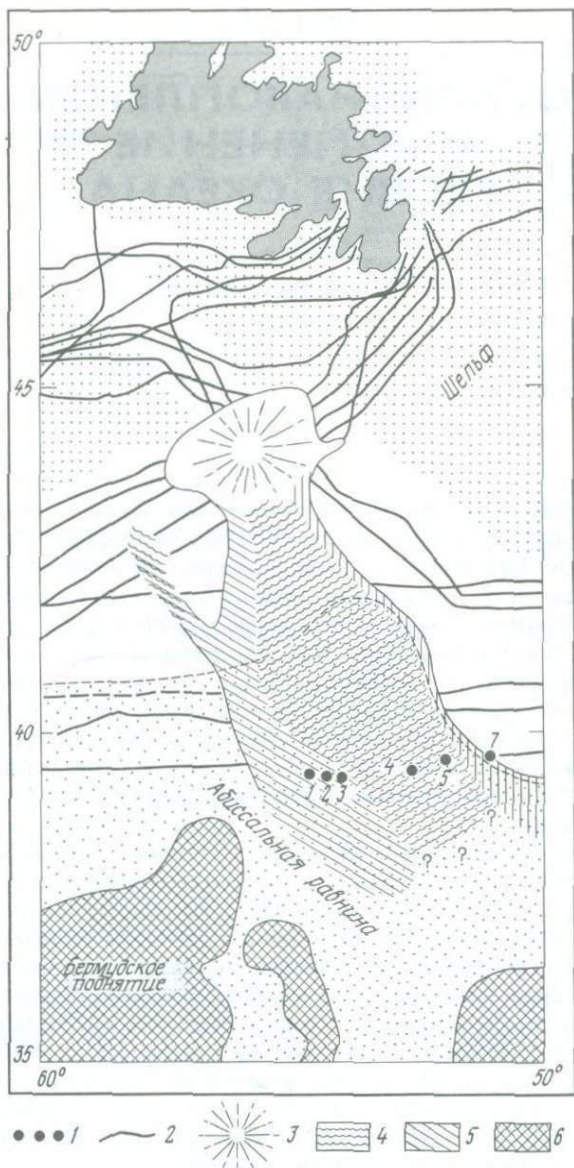


Рис. 4.25. Землетрясение 1929 г. на Большой Ньюфаундленской банке. Последовательность событий при разрыве кабеля (позднее сопоставленная со стратиграфическим разрезом кернов) была интерпретирована Хизеном и Юингом (B. C. Heezen, M. Ewing, 1952, Am. J. Sci. 250: 849) как доказательство высокой скорости турбидитных течений. По Хизену (B. C. Heezen, in: M. N. Hill, 1963, The Sea, 3: 744). 1—станция отбора керна во время рейса А 180 судна «Атлантик»; 2—подводные телеграфные кабели; 3—область оползней и обвалов близ эпицентра; 4—область разрушительного турбидитного течения, кабели порваны и смещены; 5—окраинная область более слабого течения, кабели покрыты наносами, но не порваны; 6—холмы и горы.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ ОКЕАНА

5.1. Значение положения уровня океана. При изучении осадочных пород на суше первый вопрос, которым задаются геологи, — это как отлагались осадки? Над или под уровнем океана, т.е. морского происхождения или нет? Следующим обычно ставится вопрос о глубине отложения, иными словами, о *положении уровня океана* относительно обстановки осадконакопления. На современном дне океана именно глубина определяет тип фаций осадочного материала, отлагающегося на нем: распределение обломочного материала по размеру, химизм биогенного и аутигенного осадков, распределение бентосных организмов. И в прошлом, в масштабе времени от тысяч до миллионов лет, *колебания уровня океана* оказывали решающее влияние на ход геологической истории (рис. 5.1).

Колебания уровня океана бывают двух типов: *глобальные* и *региональные*. Глобальные колебания создают одновременные трансгрессии и регрессии на шельфах всех континентов. Эти изменения уровня океана называются *эвстатическими*. Они происходят из-за изменений объема воды или средней глубины в океанских бассейнах. Как мы увидим, одним из примеров этому является изменение объема ледового покрова или скорости спрединга океанского дна. Региональные колебания уровня океана складываются из трансгрессий и регрессий на каком-то определенном шельфе: они происходят в результате регионального опускания или поднятия шельфа. Следовательно, такие колебания уровня океана называют *тектоническими*, имея в виду, что тектонические процессы имеют только региональный характер.

Там, где уровень моря соприкасается с континентальной окраиной, все физические, химические и биологические процессы протекают с большой интенсивностью. Волны, приливы и течения наиболее активны в этом районе. Продуктивность приливной зоны и литорали исключительно велика, и отложение осадков тесно связано с быстрым обращением питательного вещества, газовым обменом и жизненными процессами в общем. К тому же уровень океана является базисом эро-

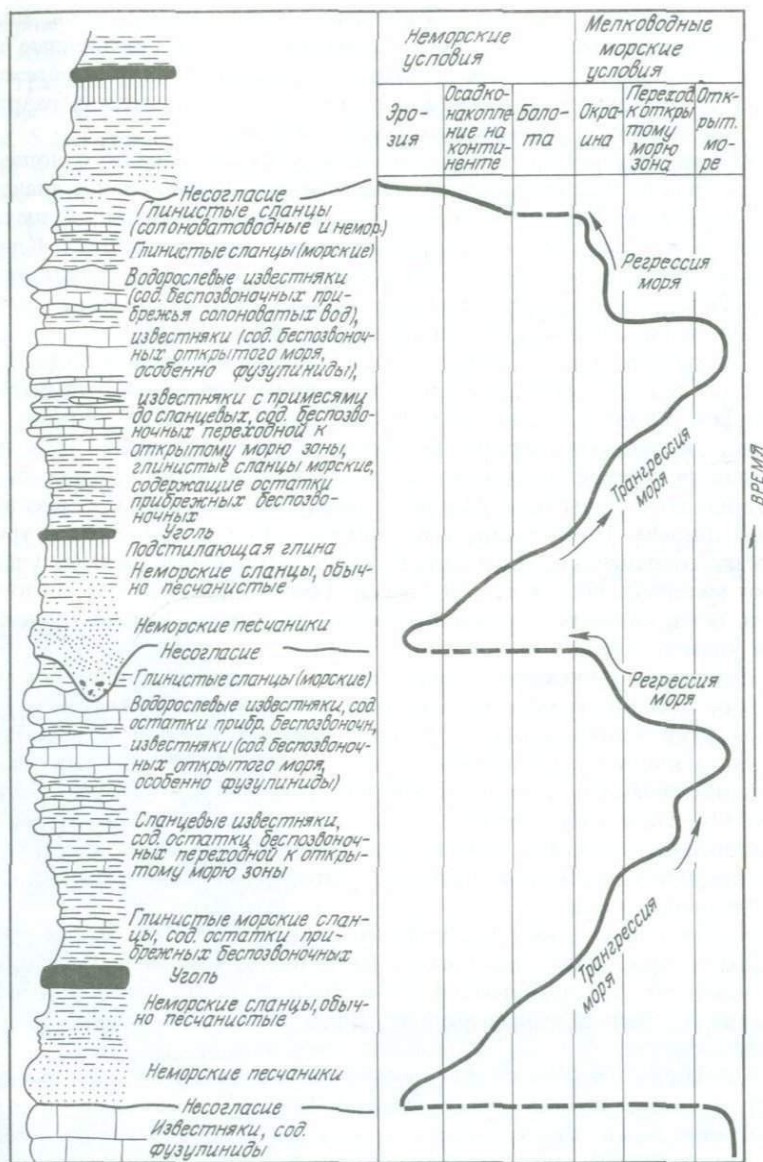


Рис. 5.1. Колебания уровня океана: календарь геологической истории. На диаграмме показан разрез циклотемы верхнего палеозоя в Канзасе, который состоит из чередующихся морских и неморских осадков. Слева — описание фаций; справа — интерпретация обстановок отложения осадков. По Муру (R. C. Moore, см. by J. C. Crowell, Am. J. Sci. 278: 1345).

зии и отложения осадков; обнаженные участки эродированы, погруженные надстраиваются за счет отложения осадков. Эрозионные процессы и осадконакопление в большой степени определяют *прибрежную морфологию*. Они оставляют свои отпечатки в геологических разрезах, т.е. они являются *индикаторами уровня океана*.

В более крупном масштабе положение уровня океана по отношению к глобальной гипсометрической кривой имеет очень большое значение. Оно определяет степень погруженности шельфов. Погруженные шельфы поглощают гораздо больше солнечного света, чем обнаженные. Климат становится более мягким во время высокого положения уровня океана и более суровым во время низкого. Таким образом, колебания уровня океана тесно связаны с палеоклиматической эволюцией.

Скорость эрозии континентов и мест отложения осадков в океане зависит от рельефа континентов и положения уровня океана относительно шельфов. Уровень океана контролирует также и транспортировку осадочного вещества в глубины. Во время высокого положения уровня сокращается перенос осадочного вещества турбидитными течениями. Эти течения зависят от поступления глинистого материала к внешнему краю шельфа. Поступление его наиболее высоко при низком уровне и резко сокращается при высоком, когда затопленные шельфы улавливают материал, поставляемый реками. Таким образом, типы осадочных линз, обнаруженных у основания океанских окраин, зависят от колебаний уровня океана.

Изменение положения уровня океана во времени имеет исключительное значение в геологии. Поэтому динамика прибрежной морфологии, картирование индикаторов уровня океана, взаимодействие уровня океана и климата, происхождение осадочных тел на континентальных окраинах являются теми объектами, которые требуют особого обсуждения. От изменений уровня океана зависят средства существования и безопасность людей, живущих на побережье. Это справедливо как для краткосрочных колебаний (приливы, штормовые волны, цунами), так и для долгосрочных.

В следующих главах рассмотрены свидетельства колебаний уровня океана и процессов, связанных с ним, начиная с мелкомасштабных и очевидных, до плейстоценовых и более ранних. Затем мы перейдем к истории Венеции — древний город медленно погружается под уровень моря.

5.2. Индикаторы колебания уровня моря и связанные с этим процессы.

5.2.1. Геологическая деятельность волн. Наиболее заметными индикаторами колебания уровня океана можно считать те, которые связаны с деятельностью волн. Известными примерами служат размытые волнами террасы и различные типы пляжевых отложений. Некоторые из процессов мы уже рассмотрели (разд. 4.2.1 и 4.2.2).

В геологических разрезах волновая деятельность оставляет как эрозионные отметки, так и седиментационные. Многие береговые линии отмечены эскарпом там, где кончается суша и начинается море. Такие

эскарпы, или *морские утесы* (клифы), образуются в результате наступления волн. Волноприбойная платформа перед обрывом — наиболее заметная граница волновой эрозии. Ее можно считать подошвой волноприбойных ниш и пещер, которые врезаются в отступающий берег (рис. 5.2). Скорость роста таких платформ неодинакова; она зависит от силы волн, сопротивления пород, слагающих обрыв, и времени воздействия волн. В южной Калифорнии, например, скорость отступления обрывов составляет от 1 до 100 футов в 100 лет. На некоторых побережьях Северного моря в Атлантике скорость отступления обрыва берега порядка 1 м/год. Там зимой штормовые волны легко размывают рыхлые ледниковые отложения. В Англии на протяжении веков многие деревни отступили в глубь острова из-за эрозии.

Волны транспортируют и перерабатывают осадки, изменяют их структуру, сортируя их, и влияют на текстуры, формируя, например, знаки ряби (рис. 5.3). Но знаки ряби встречаются также и глубоко на дне, далеко от уровня океана, поэтому надо осторожно относиться к их идентификации (рис. 5.3, б). Образование осадочных толщ, обогащенных тяжелыми минералами, так называемых россыпей, связано с процессами, которые происходят только на пляже (разд. 10.3.3). Индикаторами деятельности волн являются также хорошо отсортированные скелетные



Рис. 5.2. Вырезанная волнами терраса у Иносима, Тихоокеанское побережье центральной Японии. Фото Зейболда.

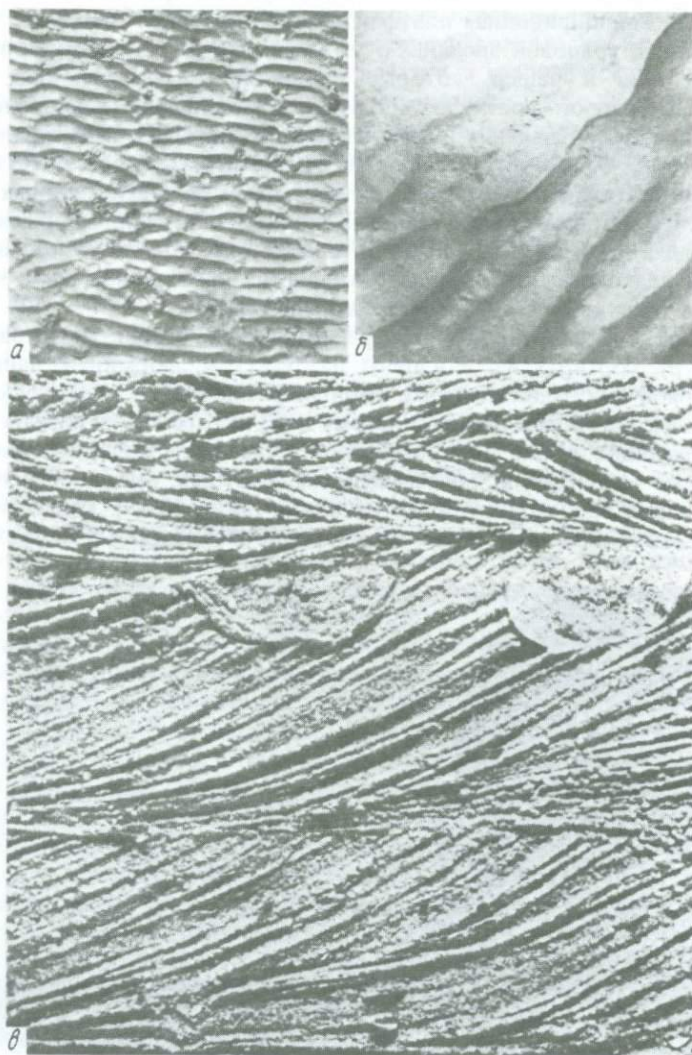


Рис. 5.3. Знаки ряби как индикаторы волн. *а* – волноприбойная рябь, длина волны около 5 см, со следами фекальных комочков *Arenicola*; приливно-отливные равнины, Северное море; *б* – волноприбойная рябь, длина волны 30 см. Вершина подводной горы Сильвания близ атолла Бикини, глубина 1500 м, известковые илы; *в* – внутреннее строение ряби, созданной течением, песчаные приливно-отливные отмели побережья Северного моря, ФРГ. Ширина снимка 22 см. Фото: *а* – Зейболда, *б* – Менарда, *в* – Рейнека.

остатки – мостовые из ракушек или *ракушечник*. Воздействие волн на океанское дно прослеживается только до глубины 10–20 м, даже большие штормовые волны имеют базу не глубже 30 м.

Как механическим, так и химическим путем волны влияют на образование определенного типа осадков. Примерами служат отполированные пляжевые гальки и известковые оолиты. Последние характерны для необычно теплой и соленой среды. Видимо, они растут только в пределах зоны взмучивания волнами и приливами.

5.2.2. *Геологическая деятельность приливов и штормов: литоральная зона.* Каждый день приливы и отливы соответственно повышают и понижают уровень моря вдоль побережья на несколько сантиметров или несколько метров. Они являются следствием сложного взаимодействия между вращением системы Земля–Луна вокруг их общего центра, вращением этой системы вокруг Солнца, собственным вращением Земли и рельефом океанов и морей. Приливы, которые мы наблюдаем у побережий, – это большие переменные волны, которые исходят из неподвижных точек, располагающихся в центральных областях больших океанских бассейнов. Амплитуды приливных волн увеличиваются по мере приближения к берегу (рис. 5.4).

Таким образом, приливы и отливы тесно связаны с астрономическими силами и зависят также от морфологии океанских бассейнов. Если бы мы смогли реконструировать их частоту и амплитуду для геологического прошлого, это помогло бы нам понять изменения во вращении системы Земля–Луна и в морфологии водного бассейна. Определенная работа была уже проделана по изучению раковин организмов, живущих в приливно-отливной зоне, но этого вряд ли достаточно, чтобы делать геологические выводы.

В этом разделе мы рассматриваем «индикаторы» приливно-отливной деятельности в более общем смысле. Несомненно, что классическая фация-индикатор уровня океана представлена всем комплексом отложенной литоральной зоны, периодически заливаемой приливом. Погружающиеся берега с большим поступлением осадочного материала имеют обычно большую литоральную зону и, следовательно, накапливают мощные тела литоральных осадков. Мы уже говорили об одном таком типе широкой литорали – ваттах (рис. 4.18; разд. 4.3.2). Другие типы рассмотрены в разд. 5.3. На приливно-отливных низинах и прилегающих участках быстро меняются условия седиментации, так как даже небольшие изменения уровня океана, а также штормы приводят к затоплению или обнажению территории.

Время от времени зимние штормовые волны наносят существенные разрушения вдоль прибрежной полосы Северного моря. В 1362 г. чудовищный шторм поднял уровень моря почти на 6 м вдоль Фризского побережья на границе ФРГ и Дании. В результате шторма прилив хлынул в соляные прибрежные болота и топи, минуя естественные барьеры, и дальше вглубь от приливной полосы. Штормовые волны принесли ил, который отложился поверху болот и торфяников, образовав так назы-

ваемый *штормовой слой*. Это обычное с геологической точки зрения явление причинило значительный ущерб живущему здесь населению, разрушив жилища и уничтожив пастбища. В 1634 г. другой сильный шторм вызвал большое наводнение, в котором погибли тысячи жителей и были разрушены многие деревни. Современная география этого прибрежного региона является результатом тех описанных штормов. И сегодня еще можно увидеть здесь сохранившиеся следы прежних распашанных полей. С тех пор некоторые земли вновь освоены: были построены дамбы и насыпан новый почвенный слой.

В таких низменных районах даже небольшое изменение уровня океана и штормовая деятельность влияют на тип отлагаемых осадков. Обычно геологический разрез медленно погружающегося побережья представлен чередованием прослоев торфяников и соляных болот, мор-

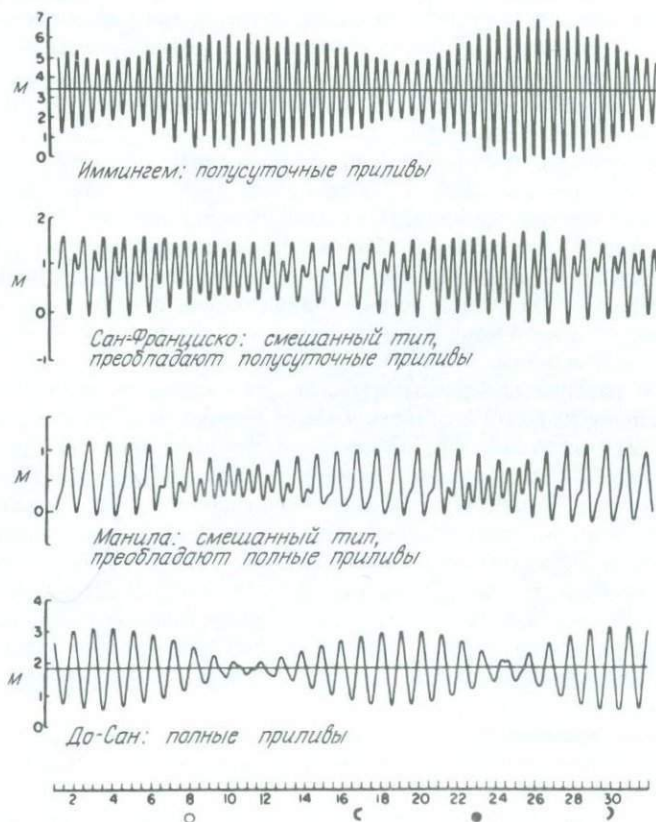


Рис. 5.4. Запись приливов в четырех портовых городах. Внизу — дни (март 1936 г.) и фазы Луны. По Дефанту (A. DEfant, 1966, in: G. NEumann, W.J. Pierson, 1966, Principles of physical oceanography, Prentice-Hall, New Jersey).

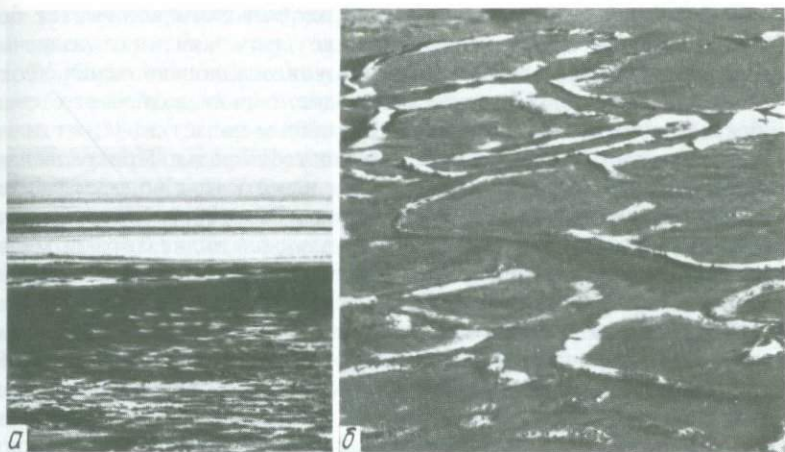


Рис. 5.5. Трещины высыхания в водорослевых матах, лагуна на западном побережье Нижней Калифорнии около Сан-Кинтин. *а* – вид с песчаной донны по направлению к внутренней лагуны. Болотная растительность, подавленная высокой соленостью из-за испарения, уступает водорослевым матам в направлении заливаемой приливом береговой полосы; *б* – детально поверхность водорослевых матов (ширина участка 2 м). По мере высыхания маты разделяются на полигональные куски и скручиваются. На приподнятых краях накапливаются эвапориты. Фото Зейболда.

ских глин, а также пляжевых песков и ракушечников. Среди этих прослоев встречаются штормовые слои. Подобная последовательность осадков известна по геологическим разрезам (рис. 5.1). Она характерна для отложений на территориях, лежащих на высоте уровня океана, с большим терригенным привнесом. Уровень океана контролирует уровень грунтовых вод, подпрудивая и выпуская пресную воду. Образующийся недостаток в дренаже рождает болота, на которых развиваются торфяники. В геологических разрезах это отражено в угольных пластах, залегающих между морскими отложениями.

В зоне субтропиков из-за высоких скоростей испарения на илистых приливно-отливных равнинах образуются трещины усыхания (рис. 5.5). Другими признаками приливно-отливной обстановки являются отпечатки дождевых капель, псевдоморфозы по кубическим кристаллам галита (т.е. выполнение кристаллических форм песком и глиной), осаждение гипса, следы наземных животных на осадках с морскими организмами. В районах, где приливно-отливные равнины являются частью дельты, любой из упомянутых выше признаков может быть скрыт (и таким образом сохранен) под паводковыми отложениями, принесенными из внутренних частей. Действительно, дельтовая равнина служит прекрасным маркером колебания уровня океана. Обычно для нее характерны разветвленные русла, врезание и заполнение, смешение болотных, лагунных и пляжевых отложений (разд. 5.3.2).

5.2.3. *Фотосинтез.* Присутствие в осадке большого количества бентосных организмов, особенно тех, жизнь которых зависит от солнечного света, указывает на мелководные условия осадконакопления. Фотосинтез происходит лишь тогда, когда достаточно солнечного света. Интенсивность света на глубинах от 10 до 200 м падает до 1% от значения на поверхности в зависимости от чистоты воды. Прикрепленные к твердому субстрату растения, такие, как известковые водоросли и водорослевые маты, обычно не встречаются глубже 100 м. Животные, живущие в симбиозе с водорослями, также являются индикаторами мелководных условий. К ним относятся фораминиферы, каменные кораллы и даже некоторые моллюски (разд. 6.1.2).

5.3. *Морфология побережья и повышение уровня океана в недавнем прошлом.* 5.3.1. *Воздействие современного повышения уровня океана.* На рельефе прибрежных районов приподнятых окраин сказывается взаимодействие тектонических сил и морских процессов, особенно волновой эрозии. Характерной особенностью таких окраин являются приподнятые морские террасы, которых много на западном побережье США. И наоборот, рельеф медленно погружающихся окраин зависит от процессов, связанных с колебаниями уровня океана. Рельеф такого характера типичен для Северной Америки, Мексиканского залива и восточного побережья США.

Чтобы понять прибрежный рельеф, необходимо помнить о том, что недавний быстрый подъем уровня океана начался около 15 000 лет назад и продолжался до рубежа 7000 лет назад (рис. 5.6). Причиной поднятия уровня было таяние ледников, главным образом лаврентьевского и скандинавского ледовых щитов (полагают, что таяние ледников Антарктиды дало лишь 10% в общем подъеме уровня). Максимальный приток воды в океан произошел между 13 000 и 9000 лет назад. В целом уровень океана изменился на 130 м, т. е. он поднялся от отметки средней глубины края шельфа до современного положения.

Трансгрессия в конце оледенения оказала очень заметное и разнообразное влияние на прибрежную морфологию и осадконакопление. Например, в верховье Персидского залива береговая линия во время максимального подъема уровня океана отступала на 100 м в год. Население этого района в то время, по-видимому, ясно представляло себе, что такое вторжение моря.

В районах с умеренно влажным климатом прибрежные торфяники с подъемом уровня грунтовых вод распространялись вверх от побережья и в конце концов были затоплены солеными водами и перекрыты морскими осадками. Дюны были разрушены наступающим прибоем, за исключением тех, которые были сцементированы известью ракушечника. Прочий материал, который оставался после эрозии, собирался ниже хода волны в виде *трансгрессивного конгломерата*, или, иными словами, *базального конгломерата*, типичного для многих трансгрессивных толщ в геологических разрезах.

Точная последовательность во времени подъема уровня океана в пе-

риод таяния ледников северного полушария все еще является предметом дискуссии. Различная интерпретация этого события дана на рис. 5.6. Было ли повышение уровня океана равномерным и быстрым? Или это происходило импульсивно, о чем свидетельствуют террасы на многих шельфах и коралловых островах? Как отражались вертикальные движения в прибрежных районах на каждой кривой колебания уровня океана? Каковы были региональные поднятия коры в северных широтах после отступления ледников? Насколько была погружена кора после того, как на шельф распространилась вода от таяния ледников? Как отразилось на вращении Земли перемещение колоссальной массы воды от Канады и Скандинавии в открытый океан? Как это перемещение повлияло на форму Земли—геоид и на уровень океана? Эти вопросы и много других можно решить, если кривую колебания уровня океана перевести на массу воды, поступающую в определенный отрезок времени.

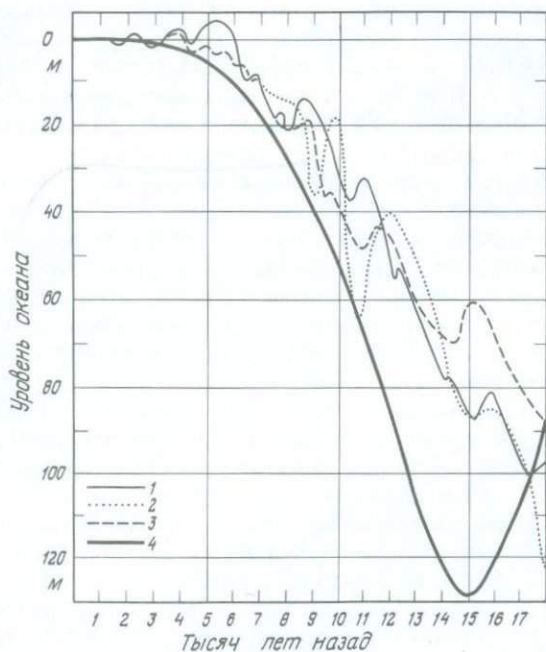


Рис. 5.6. Повышение уровня океана в течение межледниковья. На диаграмме отражены различные гипотезы (1—Fairbridge, 1961; 2—Curry, 1965; 3—Mörner, 1969; 4—Millman, Emery, 1968), предполагающие, как повышался уровень океана по окончании оледенения (около 15 000–9 000 лет назад) и позднее в голоцене. Точный ход событий и периоды приостановки повышения уровня (или, вероятно, регрессии) не согласуются из-за трудностей датировки (методом ^{14}C) и региональных тектонических событий (поднятие и опускание шельфов и прибрежных районов). По Зейболду (E. Seibold, 1974, in: R. Brinkmann (ed.), *Lehrbuch der allgemeinen Geologie*, vol. 1, 2nd ed., F. Enke, Stuttgart).

Воздействие повышения уровня океана на прибрежную морфологию хорошо видно на восточном побережье США, называемом побережьем затопленных рек (рис. 5.7, а). Транспортируемый вдоль берега песок закрывает эстуарии, которые забиваются осадочным материалом, и на их месте образуются прибрежные болота (рис. 5.7, б).

В затопленных во время повышения уровня океана низовьях рек образуются хорошие гавани: на восточном побережье США много портов с прекрасными глубокими входами в них. Эти же реки являются также как бы ловушками для осадочного материала: в своих эстуариях они задерживают тот материал, который сносится с континентов. Поэтому шельф у восточных побережий США испытывает недостаток в осадочном материале. А на дне океана мы находим главным образом реликтовый материал прошлых ледовых эпох. Распределение таких реликтовых осадков не может служить индикатором современных процессов, активных на шельфе, за исключением свидетельств переработки.

Помня об этих положениях, рассмотрим теперь в деталях геоморфологические процессы, происходящие у уровня океана, сначала вблизи устьев рек, затем на низменных побережьях между реками.

5.3.2. *Устья рек.* При взгляде на карту мира видно, что устья рек представляют собой либо углубления, либо выступы в береговой линии, т.е. эстуарии или дельты (рис. 5.8). Приливы обычно заходят далеко в эстуарии. Соленые воды вторгаются по дну. Они заносят морские осадки вверх по реке. Такие осадки, включающие остатки иглокожих, фораминифер, морских остракод, легко отличить от речных отложений.

Таким образом, как сами реки, так и океан приносят осадки. Тогда почему эстуарии не заполняются ими? Причина заключается в речных паводках, деятельности приливов и отливов и особенно в молодом возрасте эстуариев. Затопленные в результате трансгрессии речные долины еще не достигли равновесия с грузом осадков. Там, где речные долины прорезают шельф и впадают в подводный каньон на материковом склоне, заполнение устья реки осадочным материалом замедлено, так как он легко выносится из эстуария к ложу океана. Примером могут служить реки Конго и Гудзон. Поэтому самые лучшие гавани те, что имеют против себя каньон, подобно Нью-Йорку, а также те, где сильная приливно-отливная деятельность поддерживает внешние речные русла открытыми, как в Лондоне, Бордо или Гамбурге.

Для геолога, который хочет научиться читать геологический разрез, дельта реки представляет особый интерес (рис. 5.9 и 5.10). Почему в некоторых случаях образуется дельта, а не эстуарий, зависит от многих факторов: например, низкой приливной активности в морях, окруженных сушей (дельты Миссисипи и Нила); высокого поступления осадочного вещества из-за сильных сезонных дождей и большой скорости эрозии в гористой местности вдали от берега (дельты Инда, Ганга и Ирравади).

Когда берег и уровень океана стабильны, дельта выдается в море, морская фация отступает, в разрезе очевидна регрессия. Скважины, про-



Рис. 5.7. Повышение уровня океана и морфологии Восточного побережья США. *a*—затопленные речные долины, мыс Код. Береговые бары мигрируют ко входу в эстуарий, как намывные косы, и ограничивают доступ в открытое море; *б*—вид мигрирующей косы крупным планом, залив Баззардс. Миграция происходит влево. Обратите внимание на вынужденный обход приливного канала. Фото с разрешения Эйхера.

буренные в такой дельте, вскрывают последовательность осадков, характерную для регрессии: мелководные осадки перекрыты глубоководными (рис. 5.9А). Если уровень океана понижается, регрессия, конечно, ускоряется. И наоборот, повышение уровня или опускание береговой полосы образуют трансгрессивную толщу осадков, которая имеет обратный порядок по сравнению с регрессивной. Недавнее повышение уровня океана отразилось в преобладании трансгрессивных толщ осадков в верхних частях дельт рек всего мира.

5.3.3. *Лагуны и бары.* Рядом с дельтой располагается низменное береговое пространство, на котором фации располагаются параллельно береговой линии. Прибрежные бары, или барьерные острова, обычно

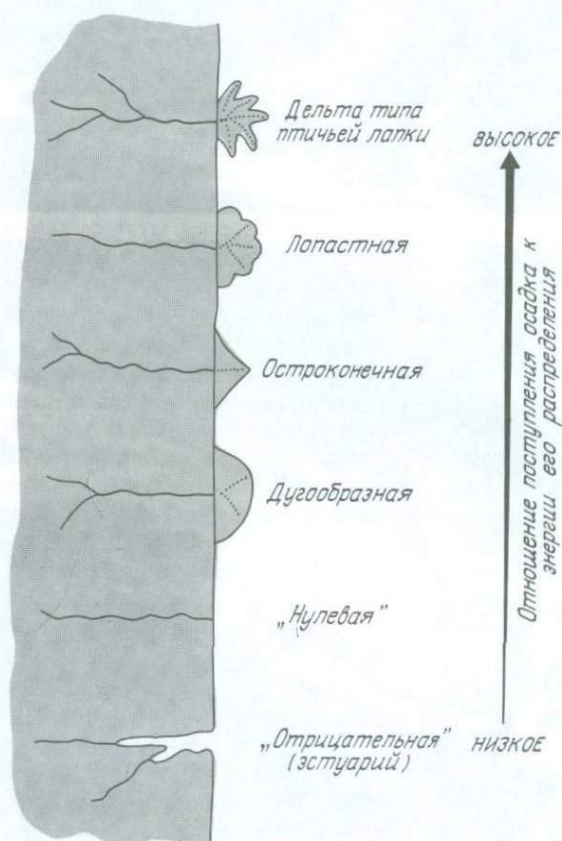


Рис. 5.8. Очертания дельт на поверхности как функция поступления осадочного материала и распределительной энергии (волны, течения). По Керри (J. R. Curray, 1975, in: A. G. Fischer, S. Judson (eds.), *Petroleum and global tectonics*. Princeton Univ. Press, New Jersey).

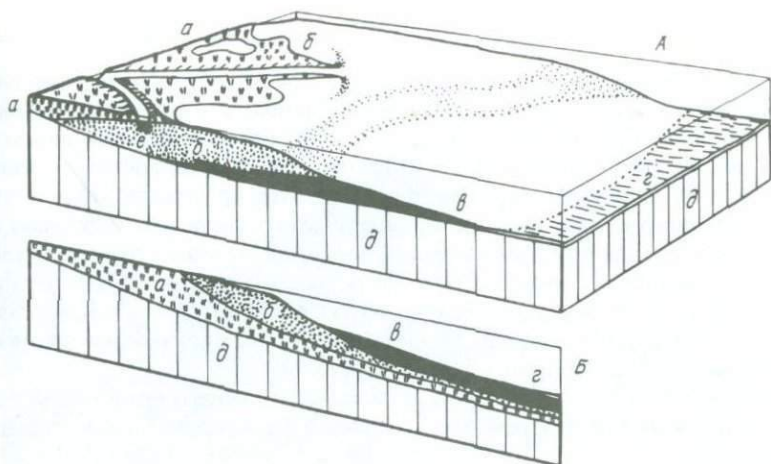


Рис. 5.9. Схематический поперечный разрез через дельту типа птичьей лапки. *а* — низменности между намывными валами, прибрежные болота (валы окаймляют рукава дельты); *б* — фронтальная часть дельты; *в* — преддельта; *г* — ложе открытого шельфа; *д* — древнее основание (может быть дельтовым или нет); *е* — рукав реки с наносами и намывными валами. *А* — дельта надстраивается и расширяется, море отступает, осадочный разрез «регрессивный» (*а* перекрывает *б*, *б* перекрывает *в* и т.д.). *Б* — уровень океана повышается, и дельта отступает, осадочный разрез «трансгрессивный» (*а* ниже *б*, *б* ниже *в* и т.д.). Обратите внимание на то, что регрессивную или трансгрессивную природу разреза осадков нельзя увидеть на поверхности, а можно только изучая разрез осадков в пределах самой дельты.

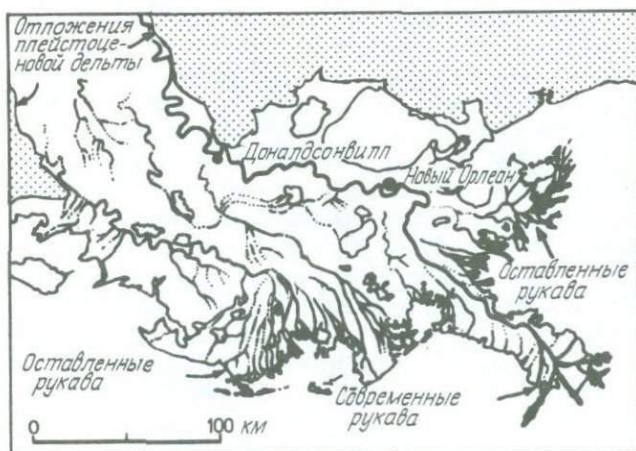


Рис. 5.10. Дельта типа птичьей лапки в устье Миссисипи. Опускание дельты позволяет морю вновь вторгаться в районы оставленных притоков и рукавов. По Гиллули и др. (*J. Gilluly et al., 1968, Principles of geology, W. H. Freeman, San Francisco, after H. N. Fisk.*)

встречаются с песчаными пляжами (рис. 5.11). В результате деятельности ветра на пляже образуются песчаные дюны. Этот комплекс пляжа – дюна может образовывать барьер для внутренних лагун, как видно на большей части побережья Мексиканского залива и на восточном побережье США. Эти узкие барьеры протягиваются на десятки миль в длину. Реки, впадающие в лагуны, могут прорезать один или несколько каналов через такие барьеры особенно во время паводка, образуя из них серию барьерных островов. Со стороны океана штормовые волны проходят через этот барьер, образуя конусы заплеска на лагунном пляже (рис. 5.12). Приливные волны поддерживают такие каналы все время открытыми, с обеих сторон образуя дельты.

Как колебание уровня океана отражается на морфологии баров и лагун? Решающим фактором здесь является равновесие между повыше-

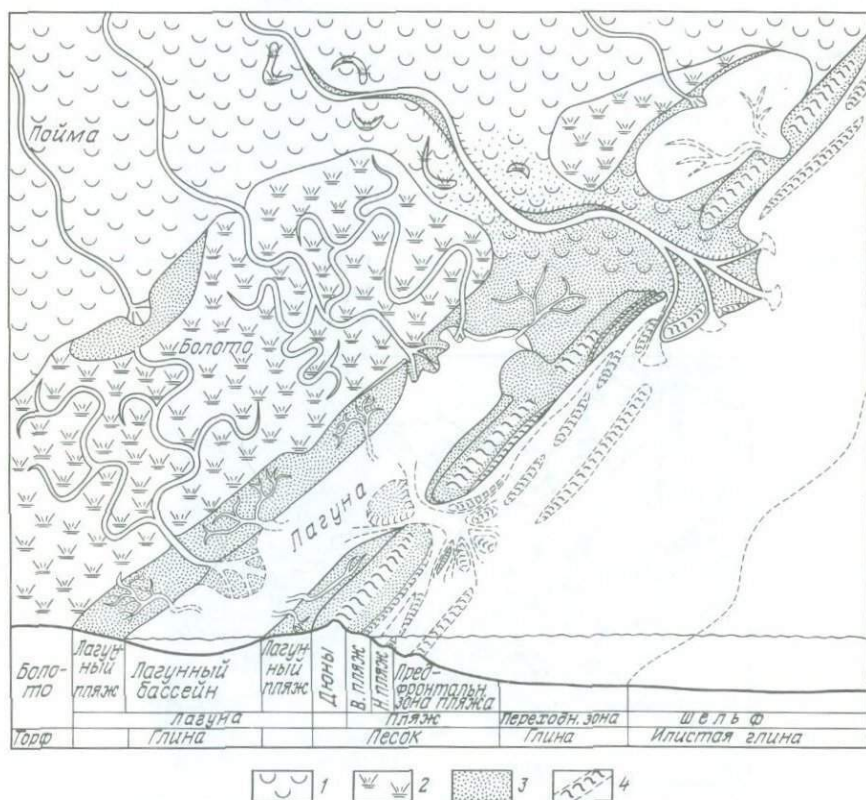


Рис. 5.11. Типичные геоморфологические структуры побережья барового типа. По Рейнеку и Сингху (H. E. Reineck, I. B. Singh, 1973, *Depositional sedimentary environments*, Springer, Heidelberg); основано на диаграмме Мастерса. 1 – пойма (аллювий); 2 – болото; 3 – песок; 4 – береговые бары.



Рис. 5.12. Конусы выноса, образованные штормовыми волнами на острове Сент-Джозеф, Техас. Мексиканский залив слева, лагуна справа. Фото с разрешения Эйхера.

нием уровня океана и поступлением осадочного материала на побережье. Поскольку уровень океана стабилизировался около 6000 лет назад, то главным фактором осталось поступление осадочного материала. У залива Галвестон, например, в результате большого поступления песка был образован береговой бар (рис. 5.13). В целом, однако, за последние 15 000 лет бары и лагуны мигрировали в сторону суши.

Баровый тип берега очень распространен: из 244 000 км береговой линии на его долю приходится 32 000 км, т. е. 13%. В Северной Америке и Африке доля такого типа берегов составляет по 18%, в Европе — только 5%. Для образования берегов барового типа благоприятны стабильные и широкие шельфы и обильное поступление осадочного материала в противоположность крутым берегам и узким и расчлененным шельфам, где наблюдается недостаток в осадочном материале.

5.3.4. Мангровые болота. Во время недавнего повышения уровня океана различные фациальные зоны, располагающиеся параллельно береговой линии, мигрировали в сторону суши. В тропическом поясе одной из самых впечатляющих миграций такого типа было отступление и вторжение на сушу мангровых болот. Мангровые заросли господствуют в приливных зонах тропиков (рис. 5.14). Для них необходима годовая температура не ниже 20°C. В экваториальных районах с большим годовым количеством осадков, как, например, в Камеруне или Гайане, мангровые леса образуют широкую полосу у побережья. Здесь во время

высокого прилива мангровые леса смешиваются с тропическими. Распространение мангровых болот на сушу (и дальнейшее их захоронение) во время повышения уровня океана из-за таяния ледников привело к образованию богатого органикой осадочного слоя на шельфах тропической зоны и к распространению торфяников в умеренной зоне. После захоронения такие слои углефицируются. По-видимому, таким образом образовались угольные пласты древних циклотем (рис. 5.1). При быстром захоронении углерода из атмосферы извлекается CO_2 . Поэтому

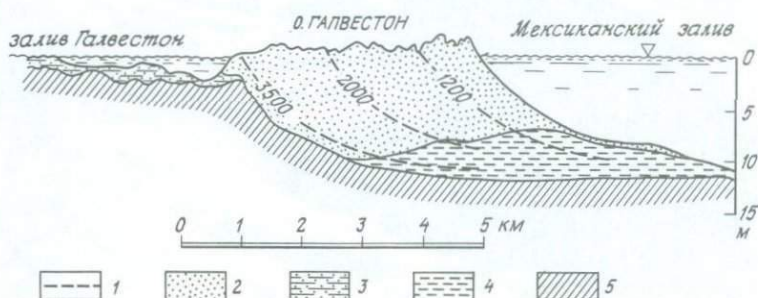


Рис. 5.13. Строение острова Галвестон. Регрессивная последовательность осадков под береговым баром близ Галвестона, Мексиканский залив. Продвижение вперед барьерного острова происходит из-за обильного поступления песка и относительно стабильного уровня океана. Определения возраста (1200, 2000, 3500 лет) основаны на содержании изотопа ^{14}C в раковинах. По Керри (J. R. Curry, 1969, in: D. J. Stanley (ed.), *New new concepts of continental margin sedimentation, Гбо Уткло Нцхмо, Дгхинцумкц !о С.*). 1—изохроны (лет назад); 2—барьерные пески; 3—лагунный и приливный ил; 4—морские переслаивающиеся пески и глины с раковинами; 5—плейстоценовые базальные осадки.

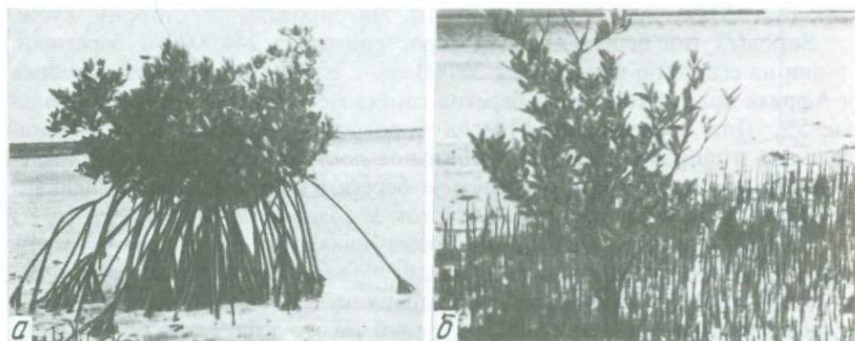


Рис. 5.14. Мангровая растительность на Бимини, Багамские острова. а—*Rhizophora* во время отлива. Корни покрываются водой во время прилива. Ширина куста около 2 м; б—*Avicennia* с воздушными корнями. Ширина обзора у ближайшего края снимка 2,5 м. По Зейболду (E. Seibold, 1964, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.* 120: 233).

в морской геохимии предметом активных исследований стал вопрос возможных изменений содержания CO_2 в результате колебания уровня океана (см. также разд. 8.3.6).

5.4. Колебания уровня океана, связанные с оледенением. 5.4.1. Низкое положение уровня океана в вюрмское время. В последнем разделе мы рассмотрим быстрое повышение уровня океана, которое происходило от 15 000 до 7000 лет назад в результате таяния ледовых щитов (рис. 5.6). Это повышение уровня всего лишь одна фаза в длинной серии колебаний уровня океана в плейстоцене. Уровень океана постоянно изменялся за последние несколько сотен тысяч лет вследствие наступания и отступления огромных ледовых масс на континентах. Насколько нам известно, повышение уровня океана в конце последнего оледенения, свидетелями которого были наши предки, — одно из самых больших и быстрых. Это было результатом максимального изменения климата: от пика холодного периода к пику теплого.

Около 17 000 лет назад во время последнего самого крупного оледенения (*вюрмское* время в Европе и *висконсинское* в Северной Америке) в континентальных ледниках было сконцентрировано столько воды, что уровень океана понизился на 130 м. Большие шельфовые пространства высохли в результате регрессии океана, вызванной оледенением. Реки текли по шельфу и впадали в океан у края шельфа, прорезая его. Они откладывали свой груз осадков в узкой зоне верхней части склона, где, становясь неустойчивым, он соскальзывал вниз, давая начало турбидитным течениям, которые устремлялись вниз по подводным каньонам. Впереди ледника на обнаженном шельфе образовывались зандровые равнины (или моренные хребты рядом с краем ледникового языка). При благоприятном климате на шельфе формировались дюнные поля.

Животные, обитавшие на суше, устремлялись на обнажившиеся шельфы, которые в некоторых случаях стали для них мостами между континентами, как, например между северо-востоком Сибири и Аляской. Мамонты бродили по огромной территории, занятой сейчас Северным морем. Их останки обнаружены на дне моря вместе с орудиями доисторических охотников. Разве не могли эти люди из каменного века оставить память о быстром подъеме уровня океана в легендах о Всемирном потопе?

5.4.2. Колебания уровня океана в плейстоцене. Есть свидетельства, что в плейстоцене крупные трансгрессии были более быстрыми, чем любая из регрессий. По-видимому, образование ледников (а отсюда и падение уровня океана) происходило медленнее, чем таяние их. Эта концепция подтверждается данными содержания изотопа кислорода в пелагических фораминиферах (рис. 5.15).

Как можно выявить изменения уровня океана по химическому составу раковин фораминифер? Основу этого метода разработал К. Эмилиани в 1955 г.

Раковинки фораминифер состоят из карбоната кальция CaCO_3 . Следовательно, они содержат кислород. Вода H_2O , в которой растут эти

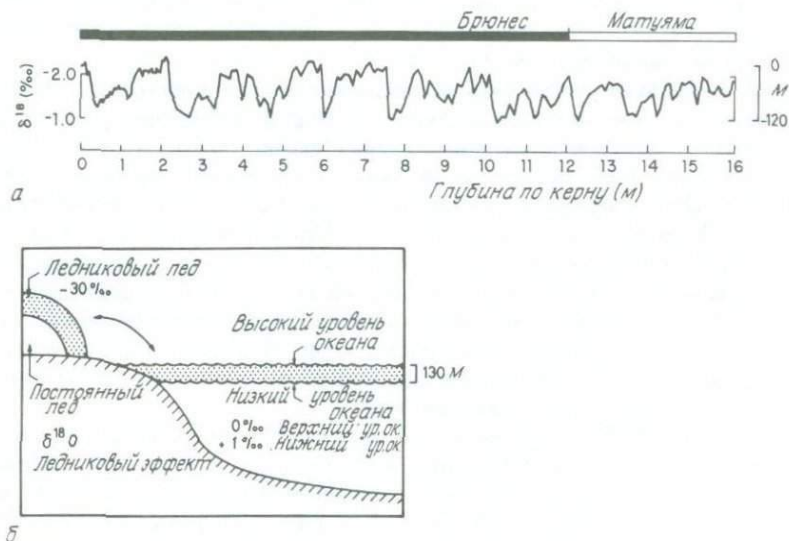


Рис. 5.15. Колебание $\delta^{18}\text{O}$ в планктонной фораминифере *Globigerinoides sacculifer*, запад экваториальной части Тихого океана. а—«Брюнес»—современная нормальная магнитная эпоха, 700 000 лет назад. «Матуяма»—предыдущая эпоха, в течение которой произошла инверсия магнитного поля Земли. В пределах эпохи Брюнес видны семь изотопных циклов, средняя продолжительность которых по 100 000 лет. Температура поверхностных вод в районах отбора керна почти постоянна все время. Следовательно, колебания содержания изотопа происходят главным образом из-за образования и таяния ледовых масс в северном полушарии, как показано на рис. б. Данные по керну Шеклтона и Опдайка (N. Shackleton, N. D. Opdyke, 1973, Quat. Res. 3: 39).

раковинки, также содержит кислород. Существуют три вида изотопов кислорода—обычный с атомным весом 16 и два редких с атомным весом 17 и 18. Кислород-17 встречается очень редко, и мы не будем дальше говорить о нем. С помощью масс-спектрометрии можно определить отношение кислорода-16 и -18 в раковинах (обычное написание ^{16}O и ^{18}O). Это отношение находится в равновесии с отношением изотопов в воде, в которой раковины растут. Иными словами, если отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ изменяется в воде, оно также изменится и в раковинах.

Этот факт имеет отношение к изменению уровня океана следующим образом. Каждый раз, когда понижается уровень океана, отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в воде увеличивается, потому что ледники содержат воду, обедненную изотопом ^{18}O . Следовательно, в период оледенения океанская вода обогащена ^{18}O (рис. 5.15, б). Отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных раковинках фораминифер отражает это изменение в химизме океанской воды. Температура также влияет на отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинках.

Однако на рис. 5.15,а представлен длинный керн осадков, отобранных в районе, где влиянием температуры можно пренебречь в данном случае.

Необходимо помнить, что кривая изотопа кислорода (рис. 5.15,а) указывает на то, что уровень океана колеблется в хорошо определенных пределах. Уровень океана никогда не был выше современного и ниже, чем в последнее оледенение. Существует, видимо, какой-то климатический фактор или факторы, которые не допускают образования ледников больше какого-то предела, а другие факторы препятствуют дополнительному таянию. В гл. 9 мы вернемся к этому озадачивающему наблюдению.

5.4.3. Влияние колебания уровня океана на рост рифов. Колебания уровня океана в плейстоцене оставили свой отпечаток и на карбонатах мелководья, особенно на рифах тропической зоны. В период каждого высокого положения уровня карбонатные рифы надстраиваются, в то время как за время низкого положения уровня происходит эрозия. Действительно, происхождение атоллов—кольцевых островов, разбросанных в центральной части Тихого океана,—рассматривалось в этом аспекте (рис. 5.16). Таким образом, в то время как гипотеза Ч. Дарвина о погружении справедлива в общем смысле (см. разд. 7.4.3, рис. 7.9), нельзя забывать и о влиянии колебания уровня океана.

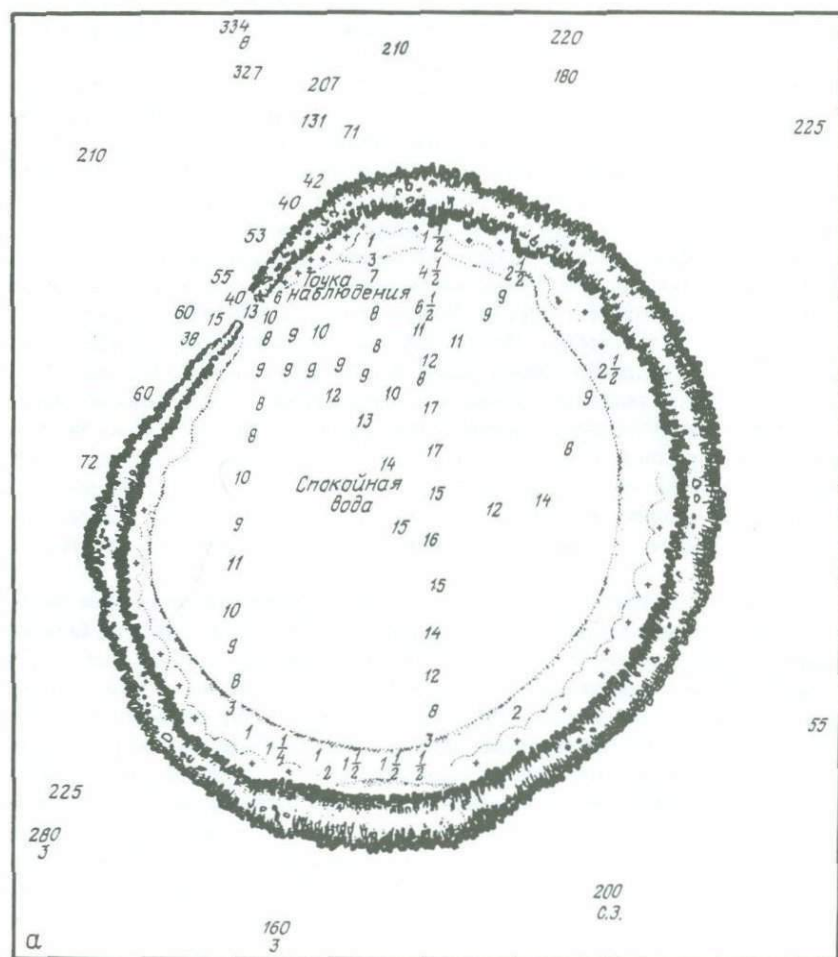
На поднимающихся береговых полосах с поясами рифов, таких, как Барбадос в Карибском море, колебание уровня океана отражается в образовании рифовых террас. Эти террасы соответствуют высокому положению уровня океана. Их возраст был определен путем измерения концентрации радиоактивного урана в отдельных верхушках кораллов и продукта его распада—тория. По отношению этих радиоактивных изотопов можно сказать, сколько урана распадается, поскольку во время роста кораллов тория, по существу, нет. Результаты показывают, что приподнятые коралловые рифы росли во время нескольких высоких положений уровня океана, а именно 124 000 лет назад, 103 000 лет и 82 000 лет, что соответствует кривой уровня океана, показанной на рис. 5.15.

Колебание уровня океана в связи с оледенением кажется менее выраженным в раннем плиоцене, чем в самом конце этого периода. Однако даже раньше, в миоцене, такие колебания имели место, поскольку образование ледового покрова началось в Антарктиде около 15 млн. лет назад. Судя по расчетам изотопов кислорода (см. гл. 9), колебания уровня океана усилились 6 млн. лет назад (в позднем миоцене) и еще раз 3 млн. лет назад, когда установилось оледенение в северном полушарии.

5.5. Колебания уровня океана в связи с тектоникой. **5.5.1. Уровень океана и осадочные тела.** В течение всего фанерозоя происходили колебания уровня океана, даже в течение тех периодов, когда не было оледенения. Для изучения современного дна океана колебания уровня, начиная с юры, представляют собой интерес: по существу, они определяли

последовательность осадочных слоев в пределах континентальных окраин.

Мощные осадочные толщи «пассивных» континентальных окраин хорошо изучены при поисках полезных ископаемых. Когда окраина континента погружается более или менее непрерывно, то прибрежные осадочные тела достигают огромной мощности при условии, что поступление осадочного вещества идет наравне с опусканием и отложение его ограничивается уровнем океана. Например, третичные песчаные пляжевые отложения в северо-западной части Мексиканского залива достигают мощности 15 000 м, 40 км в ширину и нескольких сотен метров в длину.



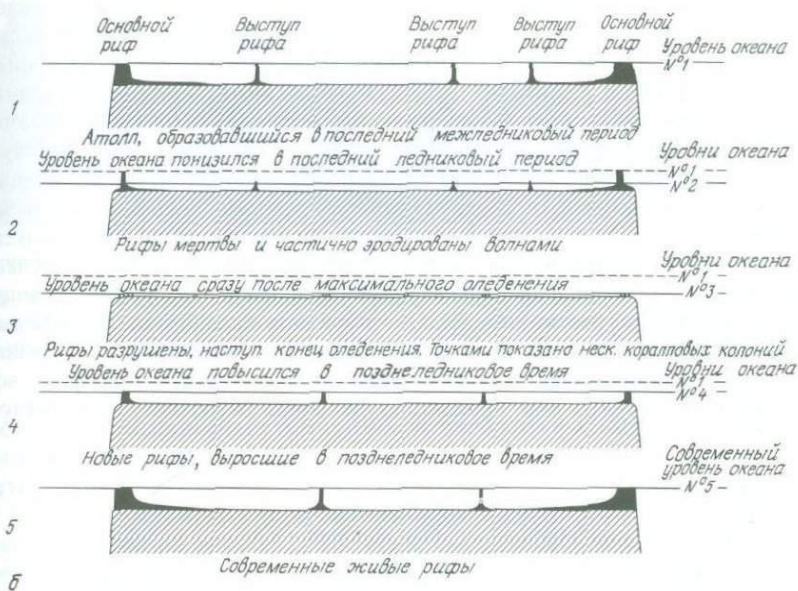


Рис. 5.16. Гипотеза Дэли об образовании атолла. а – атолл Северная Минерва, острова Фиджи; б – теория Дэли о гляциальном контроле коралловых рифов. 1–5 – временная последовательность (124 000 лет назад до настоящего времени). Кольцевая форма атолла обусловлена более благоприятными условиями роста кораллов по краям острова (благодаря чистоте воды и обильному поступлению пищи). Выступы кораллового рифа в лагуне вырастают на слегка приподнятом, свободном от ила дне. По Дэли (R. A. Daly, 1934, The changing world of the ice age, Yale Univ. Press, New Haven).

Песчаные отложения из-за их пористости и проницаемости представляют большой интерес. Они могут удерживать (и поставлять) большое количество воды, нефти или газа. Именно по этой причине морские геологи и нефтяники уделяют так много внимания изучению происхождения, размерам и свойствам песчаных тел. Бурение и сейсморазведка помогут определить их протяженность на территории, представляющей интерес.

Чтобы успешно интерпретировать осадочные толщи на суше, на окраинах и на дне океана, а также по экономическим причинам, необходимо знать, как уровень океана колебался за последние 250 млн. лет. Но поскольку изменения уровня океана в этот геологический период не

связаны ни с образованием, ни с таянием ледников, они не отразились на изотопном составе воды. Поэтому мы не обнаруживаем доказательств этих изменений в изотопном составе раковин фораминифер.

Как же можно тогда измерить эти колебания?

5.5.2. *Реконструкция изменений уровня океана.* Интенсивные исследования во всем мире континентальных окраин методом сейсмического профилирования привели к пониманию того, что характер осадочных толщ на окраинах различных океанских бассейнов совершенно одинаков, следовательно, можно допустить, что причина кроется в глобальном изменении уровня океана. Используя эту гипотезу, Вейл, Митчум и их коллеги разработали метод определения колебаний уровня океана по геометрии осадочных слоев на сейсмограммах. Основная идея заключается в том, что во время относительного повышения уровня океана (трансгрессии) осадочные слои распространяются в более мелководные районы и, надстраиваясь, становятся шире. Во время падения уровня океана (регрессии) происходит обратное явление, на шельфе начинается эрозия. В результате эрозии образуются перерывы в осадконакоплении, следовательно, весь ход эрозии плохо отражен в разрезе, все выглядит так, будто это произошло за очень короткий промежуток

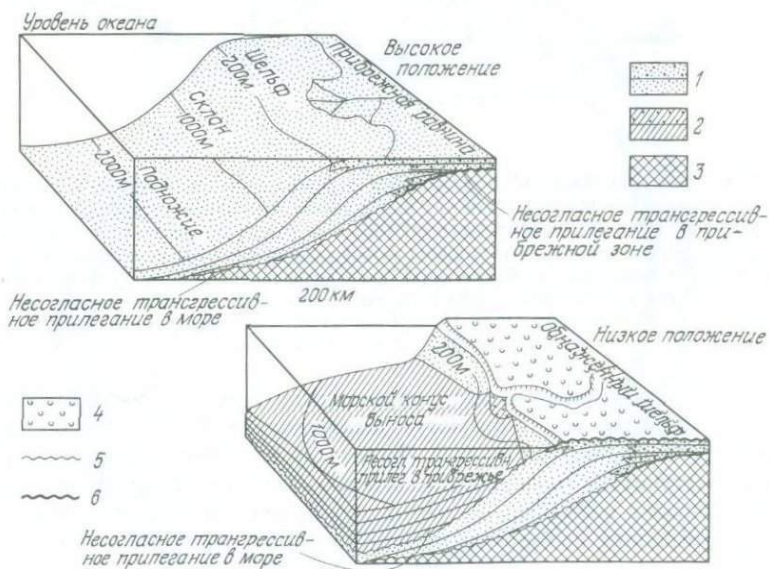


Рис. 5.17. Влияние положения уровня океана на характер осадконакопления на континентальных окраинах. Высокое и низкое положения уровня океана. По Вейлу и др. (P. R. Vail et al., 1977, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 26: 49). 1—отложения во время высокого положения уровня океана; 2—отложения во время низкого положения; 3—древние породы; 4—субаэральное обнажение; 5—несогласие подводное; 6—несогласие субаэральное.

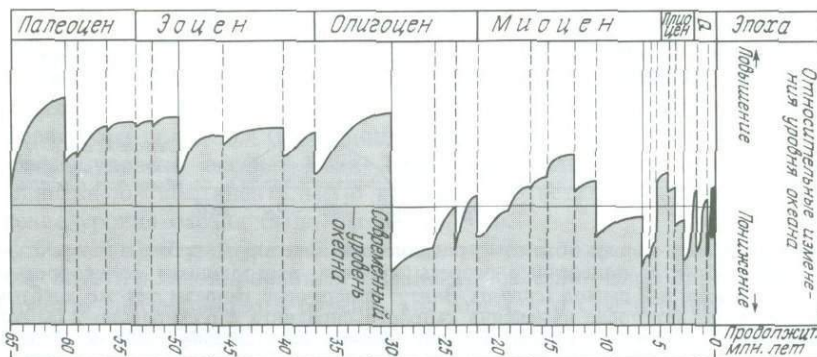


Рис. 5.18. Относительное изменение уровня океана, установленное по геометрии осадочных тел континентальных окраин. Лежащая в основе этого модель дана на рис. 5.17. По Вейлу и др. (P. R. Vail et al., 1977, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 26: 49).

времени. Это напоминает показ художественного фильма, в ленте которого вырезан кусок и на экране происходит очень резкий переход от событий «до» к событиям «после».

Характер отложения во время высокого и низкого положения уровня океана показан на рис. 5.17. В сущности, осадочная толща распространяется в глубину во время низкого положения уровня океана и ее геометрия соответственно меняется. Реконструкция цикла колебания уровня океана основана на этой меняющейся геометрии толщ осадков (рис. 5.18). Из-за наличия перерывов в осадконакоплении падение уровня океана кажется мгновенным событием. На самом деле, конечно, геологические события не происходили так быстро.

Кривая уровня океана, построенная Вейлом, облегчает корреляцию сейсмостратиграфии осадков континентальных окраин. Не известно, правда, до какой степени эта кривая отображает истинные глобальные изменения уровня океана. Одна из проблем заключается в том, что скорость поступления осадочного вещества (которая является более или менее независимым от уровня океана фактором) должна играть важную роль в контроле геометрии осадочных тел. Другая состоит в том, что необходимо учитывать скорость опускания окраин. Вполне возможно, что уровень океана непрерывно падал с позднего мела, и изменялась только скорость этого падения. Когда он падал медленно, то погружающиеся пассивные окраины догоняли его и аккумулировали трансгрессивные толщи. А когда уровень океана падал быстро, то пассивные окраины не успевали следовать за ним: результатом становилась регрессия.

5.5.3. Причины изменения уровня океана. Если уровень океана колеблется во времени, мы должны найти причину или причины таких коле-

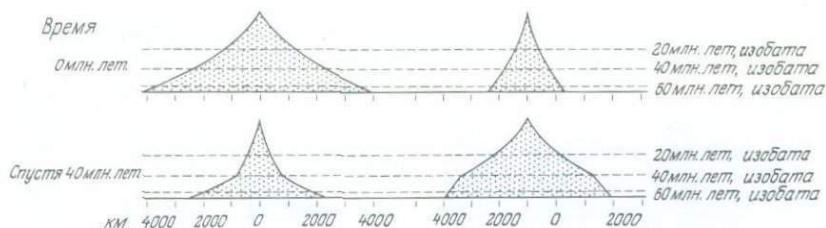


Рис. 5.19. Связь между объемом срединно-океанического хребта и скоростью спрединга. *Вверху:* поперечные разрезы хребтов, расходящихся со скоростью 6 см/год (слева) и 2 см/год (справа). *Внизу:* поперечные разрезы тех же хребтов через 40 млн. лет после изменения скорости спрединга с 6 см/год до 2 см/год (слева) и с 2 см/год до 6 см/год (справа). Изменения в объеме хребтов должны привести к изменению уровня океана. По Питману (W. C. Pitman, 1979, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 29: 453).

баний. Самый простой способ умозрительно изменить уровень океана (исключая оледенение)—это изменить среднюю глубину дна океана: если дно поднимается, то и уровень океана повышается, если дно погружается, то уровень падает. Мы видели, что глубина океана связана с его возрастом, чтобы изменить глубину, мы должны изменить его возраст. Чтобы уменьшился возраст (и, следовательно, наступила трансгрессия), древнее дно океана должно заместиться молодым. Это может произойти за счет увеличения общей массы новой литосферы, сформированной за год, т.е. за счет увеличения скоростей спрединга океанского дна или увеличения длины срединно-океанического хребта и желобов либо за счет обоих способов сразу (рис. 5.19).

В прошлом, по-видимому, происходили глобальные тектонические события, которые привели к изменению среднего возраста пород океанского дна и, следовательно, его глубины. Во время раскрытия Атлантики, например, молодое дно океана образовывалось за счет нового центра спрединга в Атлантике, в то время как более древнее дно погружалось в зонах субдукции в Тихом океане (иначе объем земного шара увеличился бы). По мере расширения Атлантики средний возраст дна все время увеличивался—в какой-то точке он становился древнее среднего возраста дна Индийского и Тихого океанов, и, следовательно, начинал увеличиваться глобальный средний возраст. Дальнейшее раскрытие Атлантики привело к падению уровня океана. По данным магнитных аномалий глобальная скорость спрединга в позднем мелу могла быть гораздо выше, чем сейчас. Допускают, что низкие положения уровня океана в позднем мелу были вызваны большой скоростью спрединга.

Изменения уровня океана, которые возникают в результате замены более древнего дна на молодое и наоборот, довольно большие, но они происходят постепенно. По какой причине уровень океана может изменяться быстро?

Одна из причин заключается в горообразовании, происходящем в океанической коре, расположенной неглубоко, или в континентальной коре. В ходе этого процесса кора, которая вздымается в пределах горных хребтов, расположенная неглубоко, отодвигается и замещается новыми порциями, поступающими из более глубоких частей океана. Новая кора покрывается более мощным слоем воды, понизив тем самым общий уровень океана. Если Тибетское плато представляет собой «сдвоенную» континентальную кору, то соответствующее этому понижение уровня океана было бы равно 40 м.

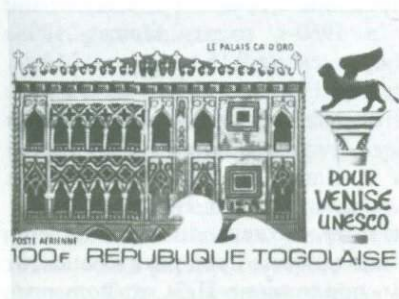
Самый быстрый способ изменить уровень океана — это наполнить или опустить изолированный океанский бассейн. Благодаря рейсу 13 Проекта глубоководного бурения мы знаем, что Средиземное море высыхало с перерывами в период между 5 и 6 млн. лет назад. Вода должна была куда-то уйти: глобальный уровень океана повышался почти на 10 м всякий раз, когда море высыхало. И наоборот, когда океанская вода заполняла пустой бассейн, глобальный уровень океана понижался на те же 10 м. Поскольку соляные отложения были обнаружены (или предполагаются) в других океанских бассейнах тоже (в северной и южной Атлантике), то, значит, после разделения Пангеи вполне обычными могли быть мгновенные (с геологической точки зрения) трансгрессии и регрессии.

Сейчас в Венеции происходит трансгрессия, и очень быстрая (хотя она и не образовалась от эффекта гипотетически замкнутого бассейна). К этому явлению мы перейдем в следующей главе.

5.6. Уровень океана и судьба Венеции. 5.6.1. *Опускание Венеции.* Древняя Венеция вместе со своим знаменитым собором святого Марка, дворцами и каналами медленно погружается под уровень океана.

Можно ли ее спасти? Давайте поближе познакомимся с тем грандиозным масштабом проблем, которые встают в связи с задачей сохранить Венецию от наступающего моря. Итальянская Лаборатория по изучению динамики больших масс (Национальный совет по научным исследованиям) собрала необходимую информацию.

Венеция расположена на уровне океана у кромки дельты реки По, в лагуне, защищенной барьерным островом Лидо. Этот остров изрезан



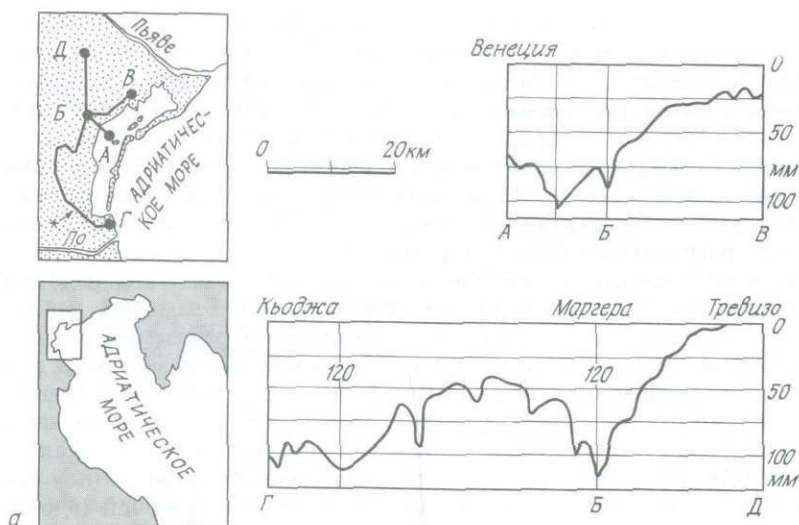


Рис. 5.20 а. Опускание поверхности Земли в окрестностях Венеции. Вверху слева: местоположение Венеции и окрестностей. Справа: профиль опускания вдоль линий АБВ (вверху) и ГДЕ (внизу). Разница в высоте над уровнем моря (в мм) относится к периоду между 1952 и 1968 гг. Город Тревизо взят за неподвижную точку для геодезических измерений; следовательно, изменение его высотной отметки (если оно есть) принято за нуль. Обратите внимание на высокие скорости опускания (около 7,5 мм/год) в индустриальном районе Маргерра (около Б) и в дельте реки По близ Кьоджи (Г). Центр Венеции опустился приблизительно на 80 мм, т.е. на 5 мм/год. По Фразетто (*R. Frassetto*, 1972, CNR-Lab. Stud. Din. Masse Tech. Rep. No. 4). Почтовые марки (помеченные выше) отражают беспокойство международной общественности о судьбе Венеции. На них изображены дворец на Большом канале и собор святого Марка, которым угрожает затопление морем.

узкими бухтами (рис. 5.20). Признаки погружения города видны везде: надстраиваются доки, входы в бухты закладываются кирпичом, ступеньки лестниц уже скрыты под водой, во время прилива город затопливается. Тщательными геодезическими измерениями была определена скорость погружения (начальная фиксированная точка — Тревизо). Скорость погружения очень увеличилась в 1960-х годах. Между 1908 и 1925 гг. Местре-Маргерра опускалась в среднем на 0,15 мм в год. Между 1925 и 1952 гг. — уже на 0,7 мм, а между 1952 и 1968 гг. — на 3,8 мм в год. В этот же период районы вокруг Венеции опустились на 120 мм, т.е. на 7,5 мм в год.

5.6.2. Причины погружения Венеции 1. Одной из причин погружения Венеции является общее опускание дельты реки По. Бурением было установлено, что центральная часть дельты сложена толщей четвертичных осадков мощностью 3 км. Если мы примем продолжительность четвертичного периода за 2 млн. лет (см. приложение П. 3), то получим

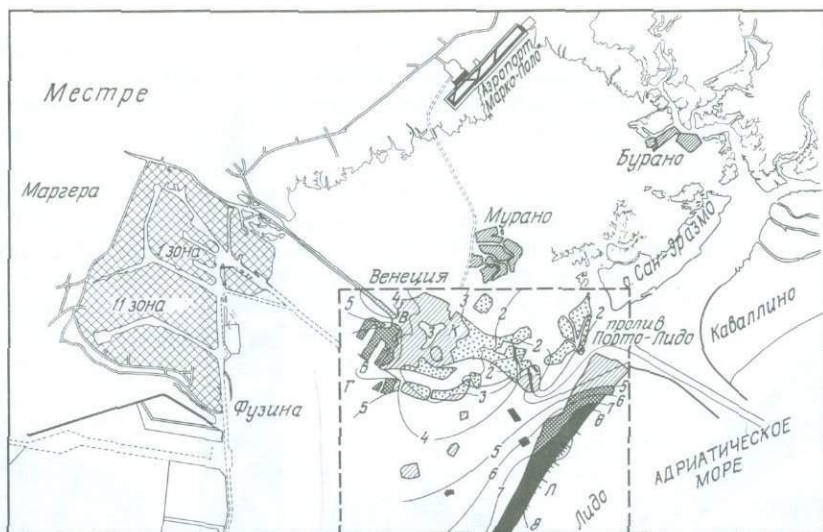


Рис. 5.206. Лагуна Венеции. В центре: опускание Венеции между 1961 и 1969 гг., показанное изолиниями, в мм. Территория в пунктирной рамке: белое – лагуна и Адриатическое море. Максимальное погружение происходило у острова Лидо (в точке Л) из-за строительства зданий и откачки грунтовых вод, также около железнодорожного вокзала (В) и в гавани (Г), где ведется строительство и подсыпается грунт. В районе Большого канала (К) местному опусканию зданий способствует подмыв водой их фундамента из-за движения по каналу. По Капуто и др. (М. Caputo et al., 1971, CNR-Lab. Stud. Din. Gr. Masse Tech. Rep. No. 9, с изменениями).

среднюю скорость погружения 1,5 мм в год. Венеция расположена у края дельты, значит, она погружается немного медленнее, скажем, в среднем по 0,5 мм в год.

2. Четвертичные осадки, подстилающие этот район, частично морские, а частично континентальные, что говорит о колебании положения береговой линии относительно уровня океана. Эти колебания были вызваны тектоническими движениями и изменениями в привносе осадочного вещества рекой По. В настоящее время береговая линия отступает в глубь континента.

3. Погружению города способствует уплотнение осадочной толщи, и местами оно может усиливаться за счет строительства зданий и засыпки лагунных впадин. Это может стать причиной усиленного погружения участков вокруг городских железнодорожных вокзалов и гаваней (рис. 5.20).

4. Песчаные слои, из которых большей частью состоят подстилающие толщи, являются резервуарами для грунтовых вод. Когда грунтовые воды уходят быстрее, чем могут заместиться новыми, то почва оседает. Если, например, откачка вод производилась с глубины несколь-



Рис. 5.21. Наводнение на площади святого Марка в ноябре 1966 года. Фото Зейболда.

ко сотен метров, то оседание может распространиться на большие пространства — на километр или более. За последние 20 лет уровень грунтовых вод в Венеции и вокруг нее понизился на 5 м и на 20 м в промышленной зоне Маргеры. В течение этого периода опускание заметно увеличилось. Вероятно, один этот фактор может объяснить большие скорости погружения.

5. За последние 100 лет глобальный уровень океана поднимался на 1–2 мм в год из-за поступления новых порций воды в результате таяния континентальных ледников, главным образом в Антарктиде.

6. В Венеции обычная амплитуда прилива равняется 1 м. Штормы могут значительно увеличить уровень прилива. 4 ноября 1966 г. во время шторма амплитуда прилива достигла 1,9 м, была затоплена площадь святого Марка (рис. 5.21). Обычно лагуны служат как бы буфером. Однако, чтобы отвоевать землю для промышленных целей, большие участки лагун были заполнены грунтом, а судоходные каналы были углублены. По-видимому, совершенно справедливыми кажутся беспокойства о том, что такие мероприятия только увеличат влияние штормов и штормовых приливов.

5.6.3. *Что можно сделать?* Результаты исследований показывают, что откачка грунтовых вод должна регулироваться. К тому же необходимо изучить влияние заполнения грунтом лагун, углубления каналов и изменения очертания узких приливных бухт, обеспечивающих легкой проход для штормовых волн. Конечно, не следует забывать положительную функцию приливов — они устраняют городские отходы экономичным и гигиеничным путем, промывая загрязненные городские каналы. Исследуется возможность регулирования приливов шлюзами у острова Лидо.

Но ничего нельзя сделать с общим региональным погружением или с глобальным подъемом уровня океана. Такие геологические факторы мы не можем контролировать, с ними мы должны уживаться.

ЖИВЫЕ ОРГАНИЗМЫ НА ДНЕ И В ОСАДКАХ. РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ

6.1. Океаническая среда обитания. 6.1.1. Разнообразие организмов. В огромном жизненном пространстве, каким является океан, существуют *планктон* (пассивно плавающие организмы), *нектон* (активно плавающие организмы) и *бентос* (организмы, живущие на дне). Многие представители бентоса на личиночной стадии ведут планктонный образ жизни — это *меропланктон*, обильный в прибрежных водах. Личинки разносятся течениями, затем прикрепляются и растут на подходящем твердом субстрате. Меропланктон является пищей хищных представителей планктона и нектона. В свою очередь планктон является пищей для бентосных организмов. Таким образом существуют тесные экологические взаимоотношения между свободно плавающими и живущими на дне организмами. В конечном счете бентосные организмы питаются органическим веществом, которое продуцируется на мелководье в эвфотической зоне (рис. 6.1). Заметным исключением является глубоководное бентосное сообщество организмов, живущих близ горячих источников на срединно-океанических хребтах (см. эпилог).

В целом в океанах обитает меньше видов организмов, чем на суше. В жизненном пространстве океана меньше укромных мест и укрытий по сравнению с сушей, и различные части Мирового океана более тесно связаны между собой. Таким образом, в океане существует меньше возможностей для изоляции популяций и соответственно меньшая вероятность раздельной эволюции видов и популяций. Большое разнообразие живых организмов на суше связано главным образом с широким развитием насекомых (более 75% всех видов животных). Среди морских животных 98% (180 000 видов) ведут донный образ жизни и только 2% относятся к планктонным и нектонным.

Конечно, эти цифры еще уточняются продолжающимися исследованиями. Общая тенденция развития представляется установленной, хотя мы не разделяем мнения Плиния Старшего (23–79 гг. н.э.), который утверждал, что «...во всем океане, как бы он ни был велик, никого не осталось, кого мы не знали бы».

6.1.2. *Продуктивность и факторы среды.* Рост и распространение организмов определяются солнечным светом и биогенными элементами, поскольку основой трофической цепи служат морские водоросли. Органическое вещество в этой цепи проходит путь от первичной продукции до травоядных и плотоядных животных.

Для роста водорослей необходим солнечный свет (рис. 6.2). Освещенная солнцем, или эвфотическая, зона распространяется до глубины 100 м. Ниже этой глубины проникает мало солнечного света, возможно около 1% в прозрачной воде. Глубина проникновения солнечного света зависит от угла его падения, облачного покрова и количества взвешенных в воде частиц. Таким образом, бентосные водоросли встречаются только в верхней части шельфа, покрывая не более 2–3% морского дна. Планктонные водоросли (*фитопланктон*), разумеется, встречаются практически повсеместно. Однако это не означает, что продуктивностью бентосных организмов можно пренебречь. Обычно продуктивность фитопланктона составляет около 100 г углерода на 1 м² в год (100 г С/м² год). Продуктивность же бентосных водорослей

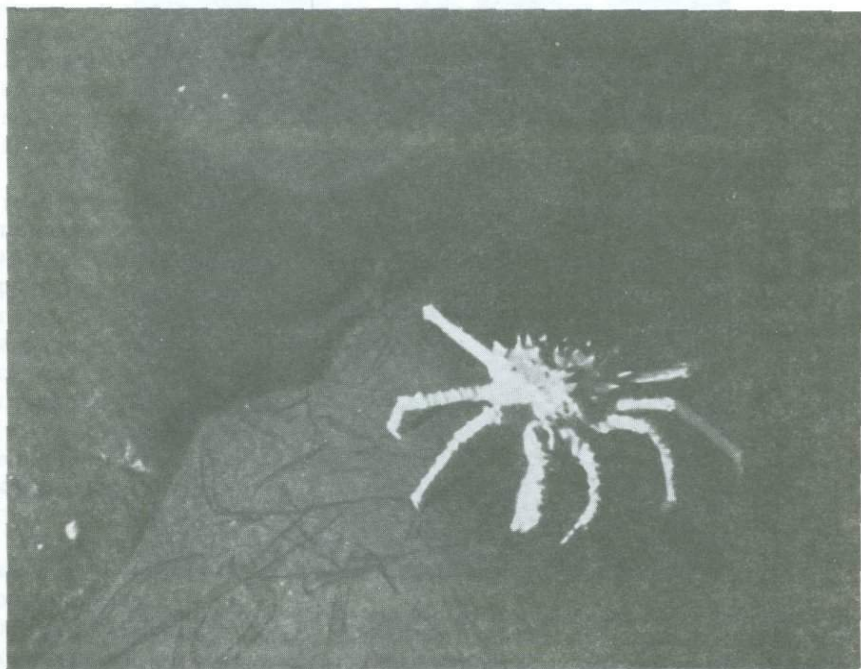


Рис. 6.1. Шипастый краб-паук *Paralithodes californiensis* в каньоне Ла-Холья на глубине 300 м. Обратите внимание на морскую траву, которая приносится из прибойной зоны. Органическое вещество из эвфотической зоны, попадая в глубоководные участки, служит пищей для бентосных организмов. Фото Скрипсовского океанографического института.

может быть в сотни раз больше. Большое количество органического вещества продуцируется бентосными организмами в соленых маршах и зарослях ламинарии, а также водорослями-симбионтами на коралловых рифах.

Хотя в океане содержится достаточное количество веществ, необходимых для роста, например калия и сульфатов, существует и явный де-

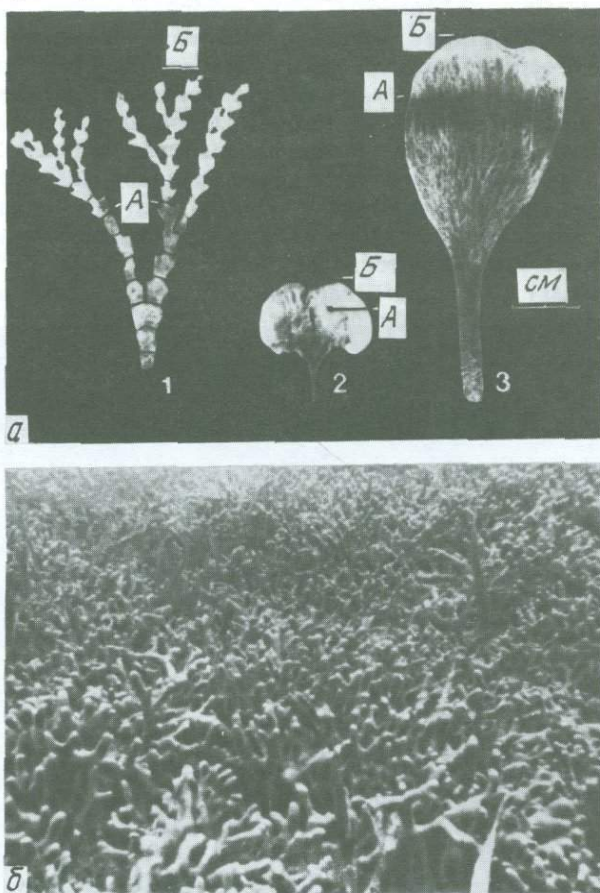


Рис. 6.2. Формирование осадков и фотосинтез на дне. а — образование карбоната водорослями, измеренное в полевых условиях с помощью прокрашивания живых особей и наблюдения за их ростом вплоть до сбора. А — окончание прокрашивания, Б — особь в момент сбора: 1 — *Halimeda*; 2 — *Padina*; 3 — *Penicillus*. Все это типичные бентосные водоросли, живущие на Бермудах (Photo and experiments by G. Wefer, 1980, Nature (London, 285: 323); б — заросли *Acropora* острова Флорида-Кис. Рогатые кораллы в большом количестве продуцируют карбонат с помощью водорослей-симбионтов (донофлагеллят), которые живут внутри их. Скорость роста составляет около 1 см/год. Фото Бергера.

фицит некоторых компонентов, таких, как фосфора, связанного азота, кремния и других элементов (железа, молибдена и т. д.). Эти биогенные элементы имеют особенно низкие концентрации в поверхностных водах, так как здесь они постоянно потребляются водорослями. По существу, их наличие контролирует рост водорослей, т. е. они являются *лимитирующими биогенными элементами*. Водорослевый детрит, а также остатки животных организмов опускаются ниже эвфотической зоны и подвергаются бактериальному разложению. В процессе разложения биогенные элементы освобождаются, т. е. происходит *реминерализация*. На больших глубинах в отсутствие света биогенные элементы не используются и поэтому происходит их концентрация.

Таким образом, океан имеет глубинный резервуар биогенных элементов ниже поверхностного слоя воды. Граница между этим резервуаром и бедной биогенными элементами эвфотической зоной является вершиной термоклина, который лежит на глубинах между 50 и 100 м.

Когда термоклин разрушается штормами или когда в результате *апвеллинга* глубинные воды поднимаются на поверхность (разд. 4.3.3), биогенные элементы возвращаются в поверхностную эвфотическую зону. В результате этого обогащения поверхностных вод глубинными водами возрастает продуктивность как водорослей, так и животных организмов, которые ими питаются. Все богатые рыболовные промыслы находятся в таких районах вертикального перемешивания вод.

6.1.3. Соленость. Жизнь в море зависит не только от солнечного света и биогенных элементов, но и от других факторов. Большое число организмов могут переносить *колебания солености* только в пределах между 30 и 40‰ (*стеногалинные* формы). Такими организмами являются радиолярии, колониальные кораллы, головоногие моллюски, брахиоподы и иглокожие. В общем, присутствие остатков этих организмов в осадках указывает на морские условия их накопления. Однако существуют и исключения. Некоторые представители перечисленных выше групп могут иметь относительно широкий диапазон приспособляемости (толерантности): например, есть вид морской звезды, который живет в опресненных водах Балтийского моря. Кроме того, ископаемые остатки, заключенные в осадочных слоях, не обязательно отражают условия осадконакопления — они могут быть переотложенными.

С увеличением солености, например, в лагунах аридных районов все меньше и меньше организмов способны выжить, и в конце концов остается только несколько видов, которые образуют так называемую *обедненную фауну* и флору. Некоторые остракоды (двустворчатые ракообразные миллиметрового размера) могут переносить соленость более 100‰. Поскольку эти выносливые формы не имеют много конкурентов (или хищников), обедненная фауна может быть богата индивидуумами. Бедная видами, но богатая индивидуумами фауна в самом общем виде, конечно, указывает на специфические *ограниченные условия обитания*. Ограниченные не в отношении пространства, а в отношении

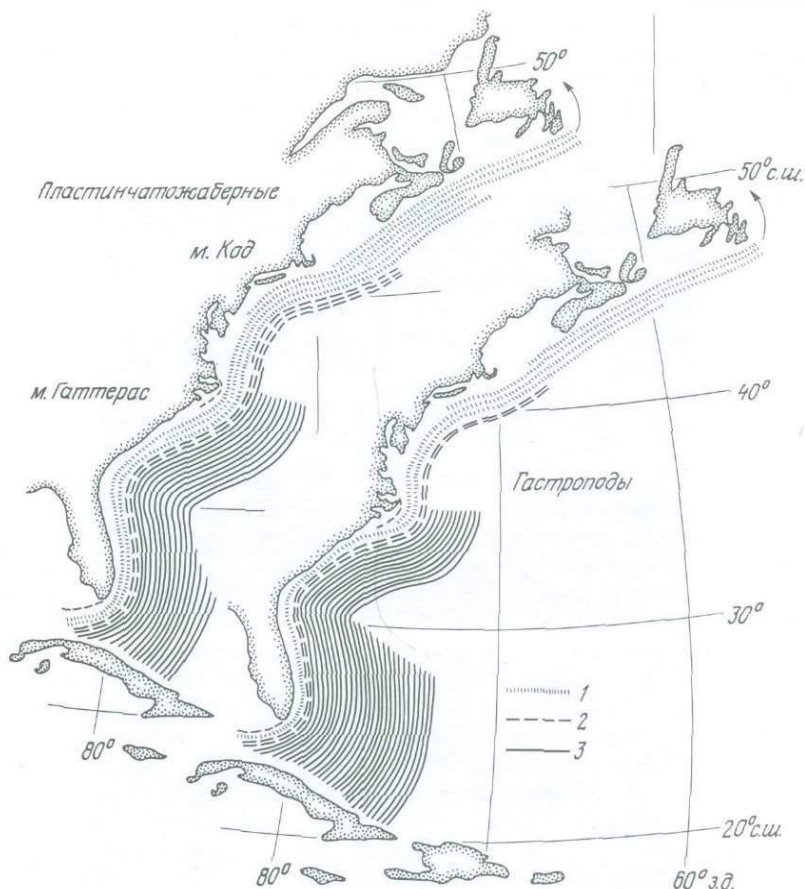


Рис. 6.3. Видовое разнообразие бентосных организмов на шельфе Восточного побережья США как функция широты. Арктическая фауна на севере, насчитывающая всего несколько видов, к югу сменяется разнообразной фауной умеренных и тропических широт. (Каждая линия равна 10 видам.) Обратите внимание на резкое уменьшение видового разнообразия у мыса Код. Состав гастропод меняется больше, чем двустворок (пластинчатожаберных или пелелипод). Двустворки в большинстве своем живут в осадках в противоположность улиткам, поэтому они в большей степени защищены от суровых условий. По Фишеру (A. G. Fischer, 1960, Evolution, 14: 64, modified). 1 – арктические и акадские виды; 2 – виргинские виды; 3 – карибские и каролинские виды.

необычного температурного диапазона, недостатка кислорода или других факторов, создающих стрессовые условия обитания.

6.1.4. Температура. В открытом океане, где соленость находится в диапазоне толерантности всех морских организмов, решающую роль в их распространении играет температура (рис. 6.3).

В полярных районах температура может падать до $-1,5^{\circ}\text{C}$, в окраинных морях она может подниматься до $+30^{\circ}\text{C}$ и более, как в Красном море и Персидском заливе. За пределами тропиков температура может испытывать сильные сезонные колебания в верхнем слое воды толщиной 100–200 м. Ниже этой глубины она меняется незначительно, будучи довольно низкой в течение всего года.

Большая часть океана — исключительно холодная; в его глубоководных частях температура держится ниже 4°C . Низкая температура сама по себе не уменьшает видového разнообразия. В последние годы было показано, что даже на абиссальных глубинах имеет место удивительное разнообразие организмов (рис. 6.4). Сильные непредсказуемые колебания факторов среды оказываются намного более опасными для организмов, чем просто экстремально низкие температуры. Такие колебания особенно неблагоприятны для яиц, личинок и молодых особей популяции.

Можно ли восстановить распределение температуры на основании ископаемых остатков организмов? Для открытого океана такая реконструкция проведена с большой точностью группой CLIMAP (Проект по изучению и прогнозированию долговременных климатических изменений; см. гл. 9). Для мелководных морей и закрытых бассейнов реконструкции затруднены. Здесь наряду с колебаниями температуры очень важны и менее предсказуемы по сравнению с открытым океаном такие факторы среды, как соленость, мутность воды, штормовая погода. Поэтому изменения в фаунистических комплексах могут быть связаны с усилением или ослаблением любого из этих факторов. Одна из труд-

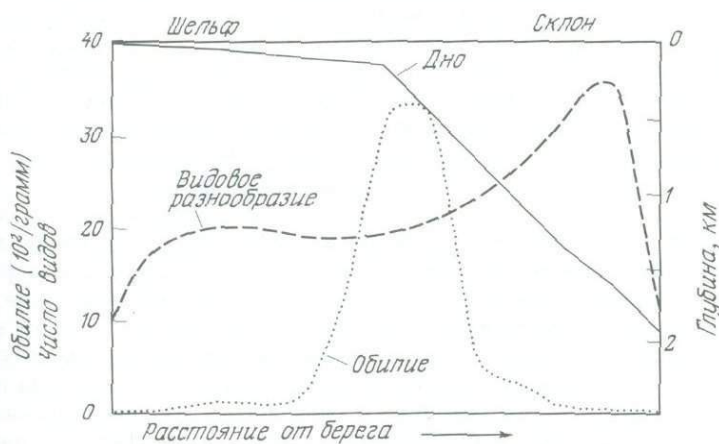


Рис. 6.4. Тенденции изменения обилия и видового разнообразия бентосных фораминифер на шельфе и континентальном склоне Центральной Америки. По Банди и Арнелу (O. L. Bandy, R. Arnal, 1957, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 41: 2037; simplified).

ностей, которая существует при оценке палеотемператур как в глубоководных, так и в мелководных морях, связана с избирательной сохранностью фаунистических (или флористических) комплексов (разд. 8.3.2). Изменения в комплексах могут быть связаны скорее с изменением условий захоронения, чем с изменением условий обитания и роста.

6.1.5. Кислород. Содержание в воде *растворенного кислорода* является еще одним важным фактором среды, особенно когда оно падает до критически низкого уровня 1 мл/л (нормальное содержание кислорода в воде 4–7 мл/л). В тех случаях, когда концентрация кислорода становится более низкой, все высшие организмы и даже раковинные простейшие исчезают и остаются только анаэробные бактерии. Этот феномен в настоящее время можно изучать лишь в определенных районах: фьордах Норвегии и Аляски, в Черном море, во впадине Санта-Барбара у Калифорнии. Однако в геологическом прошлом, когда полярные районы были свободны ото льда и поэтому высокие широты не являлись поставщиком богатых кислородом вод в глубокие части океанов, условия кислородного дефицита были широко распространены. Большая часть нефти, которую мы сжигаем сегодня, образовалась в океанах с низким содержанием кислорода, в тех районах, где концентрация кислорода падала ниже критических значений и где по этой причине органическое вещество не разлагалось сразу же после захоронения.

В общем, дефицит кислорода возникает в том случае, когда его потребление значительное, а поступление слабое. Например, в Черное море соленая вода, заполняющая впадину (через Босфорский пролив, см. разд. 4.3.5), поступает из Средиземного моря, она перекрыта слоем пресной воды, приносимой Дунаем, Днепром и другими реками. Легкая пресная вода образует своего рода крышку на тяжелых глубинных водах, препятствуя их обмену с атмосферой. В верхнем слое воды продолжается развитие организмов, и за счет этого привнос органического вещества в нижние слои. Здесь оно утилизируется животными организмами, которые используют кислород в процессе дыхания, и разлагается бактериями, также использующими кислород. В результате самые глубокие слои воды становятся полностью анаэробными.

Похожий процесс можно наблюдать в илах, богатых органическим веществом. Свободный кислород здесь присутствует только в самом верхнем слое осадков миллиметровой мощности (или сантиметровой в песчаных осадках). Зарывающиеся организмы обеспечивают себя кислородом путем закачивания в толщу осадков богатой кислородом воды через систему собственных ходов; иначе они могли бы задохнуться.

Геологи пытаются восстановить степень оксигенации во время накопления каждого данного осадочного слоя исходя из таких признаков, как слоистость и природа биотурбации, а также из химических признаков, таких, как наличие сульфидов и тип органического вещества. Остатки некоторых бентосных организмов также несут в себе информацию о степени насыщенности кислородом (рис. 6.5).

6.2. Жизнь на дне. *6.2.1. Типы.* Большая часть морского дна кишит

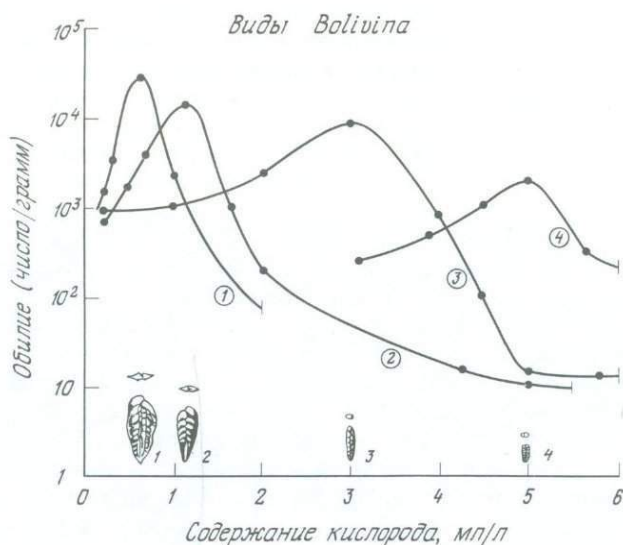


Рис. 6.5. Численность видов *Bolivina* как функция содержания растворенного кислорода, Калифорнийский бордерленд. 1—*B. argentea*; 2—*B. spissa*; 3—*B. pacifica*; 4—*B. vaughani*. По Дугласу (R. G. Douglas, 1979, SEPM Short Course, 6: 21).

бентосными организмами. Неподвижные бентосные организмы называются *сессильными*. Все губки, кораллы, брахиоподы и мшанки являются сессильными формами. Бентосные организмы, способные передвигаться, называются *вагильными*. Они могут передвигаться либо быстро, как, например, вспугнутый краб, либо медленно, как ленивые морские ежи, морские звезды, большинство двустворок, улитки и черви. Обе эти группы имеют представителей, которые живут на дне или на поверхности других организмов (например, на раковинах или бурых водорослях),—это *эпифауна*. Другие живут, спрятавшись в камнях и осадках,—это *инфауна*.

Инфауна насчитывает только 30 000 видов, в то время как количество видов эпифауны достигает 125 000. Почему такая разница? Может быть, для эпифауны существует больше ниш и, таким образом, больше возможностей для обеспечения жизненных потребностей? Мы не знаем этого. Ведь биологи пока не преуспели в определении числа биологических ниш безотносительно к числу видов, занимающих эти ниши.

6.2.2. *Пицца и субстрат*. Бентосные организмы в конечном итоге питаются органическим веществом, которое попадает на дно, падая сверху или переносясь вниз по склону. Живой планктон и мертвый *детрит* взвешены в воде и образуют *сестон*. Детрит состоит из органических и минеральных частиц. Одним из последствий зависимости бентосных организмов от этого «дождя» сестона является отчетливое уменьшение

биомассы бентоса с глубиной; чем больше глубина и чем дальше от богатой прибрежной зоны, тем меньшее количество питательных веществ сюда попадает. И хотя в абиссаль попадает ничтожно малое количество органического вещества (около 1% всей продукции), сотни видов бентосных организмов — крошечные ракообразные и черви — питаются органическими остатками, попадающими сюда сверху. Как могут эти организмы тратить меньше энергии на поиски пищи, чем они получают ее в результате этих поисков? Они должны быть исключительно эффективными в энергетическом отношении.

Сессильные бентосные организмы, разумеется, не ищут пищу. Они ожидают, пока вода принесет взвешенный материал, чтобы взять из него питательные вещества. Организмы, *питающиеся взвесью (сестонофаги)*, фильтруют воду либо пассивно, используя естественный ток воды, либо активно, прогоняя воду сквозь фильтровальный аппарат. *Комменсалы* ищут не только укрытие, но и источник питания: для фораминифер, живущих в губках, очень удобно, что последние обеспечивают им и защиту от врагов, и пищу, которая приносится постоянным током воды. Сессильный бентос особенно обилен на каменистом дне.

Вагильный бентос на каменистом субстрате — морские звезды, морские ежи, гастроподы, остракоды — питаются эпибентосными организмами, например объедая водоросли или охотясь на сессильных животных. Он защищает себя от штормов и хищников благодаря толстым раковинам, а также прячась в укромных местах и трещинах или прикрепляясь к камням при помощи сильной присасывающей ноги, как это делают хитоны и пателлы. На мягком дне большинство вагильных бентосных животных заглатывают осадки (*илоеды*). Другие охотятся за добычей.

Мы видим, что жизнь на дне в значительной мере зависит от типа субстрата, который, как и сами организмы, отражает факторы среды: температуру, соленость, содержание кислорода, течения, микротопографию. Таким образом, процесс осадконакопления и жизнь на морском дне тесно взаимосвязаны. Поэтому остатки организмов в районах их обитания дают важный ключ к пониманию условий роста организмов и осадконакопления. По существу, бентосные организмы могут формировать большинство или все типы субстрата.

Одним из аспектов экологии, который представляет большой интерес для геологов, является *скорость производства* твердых органов, состоящих из карбоната кальция (рис. 6.2). Вблизи Майами макробентос ежегодно производит около 1000 г карбоната кальция на 1 м² в приливной зоне и от 11 до 400 г в более глубоких водах. В мелководных районах Персидского залива единственный вид фораминифер *Heterostegina depressa* (рис. 6.6) производит ежегодно 150 г карбоната кальция на 1 м². Этот вид простейших, как и кораллы, живет в симбиозе с фотосинтезирующими водорослями. Вопросы, касающиеся типа и скорости минерализации, несомненно, являются важными для палеоэкологии; биологические и геологические исследования здесь тесно переплетаются. Бентосные фораминиферы, раковины которых дают надежную инфор-

мацию, идеально подходят для того, чтобы определить пределы многих из этих условий (рис. 6.6, см. также рис. 6.4 и 6.5).

Для понимания взаимоотношений между организмами и условиями осадконакопления внимательнее рассмотрим бентосные организмы и субстрат, на котором они обитают: твердый и мягкий.

6.3. Организмы и скальный субстрат. На дне океана скалы наблюдаются там, где течения или волны не дают накапливаться осадкам,

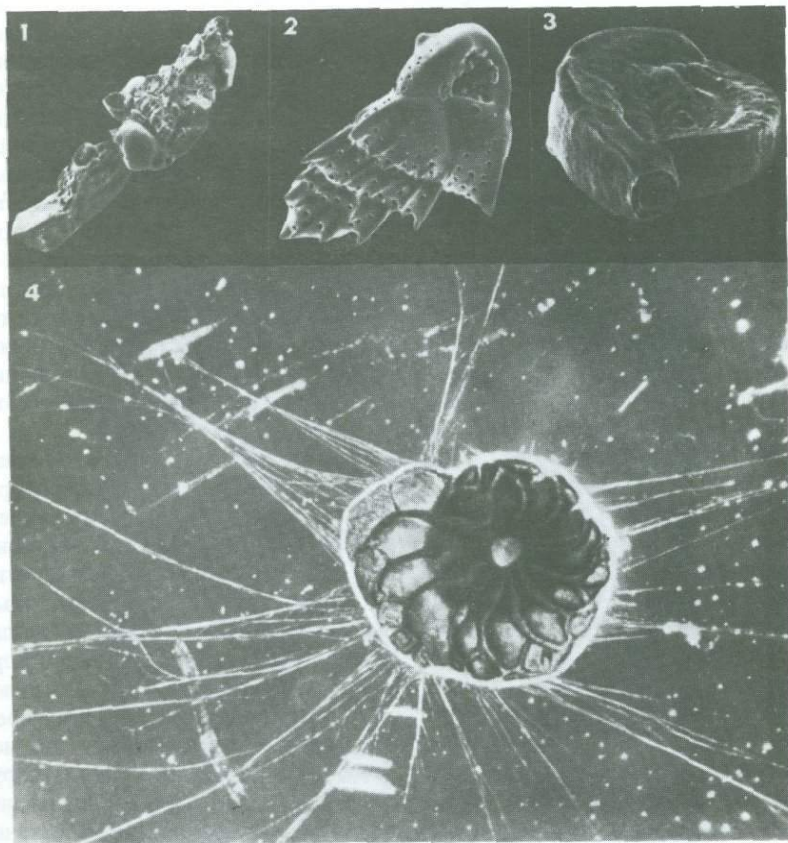


Рис. 6.6. Примеры разных типов фораминифер. 1—песчаная форма, которая строит раковину из имеющихся в осадке частиц (*Reophax*, $\times 50$); 2, 3—известковые формы (*Trimosina*, $\times 250$; *Spiroloculina*, $\times 90$). Вид *Trimosina* живет в Индийском океане на глубинах более 20–30 м. *Spiroloculina* предпочитает более мелководные условия и грубый субстрат; 4—*Heterostegina depressa* (диаметр раковины 0,84 мм). Это крупная тропическая форма, живущая на мелководье в симбиозе с фотосинтезирующими водорослями. Псевдоподии, лучами расходящиеся от раковины, служат для закрепления раковины и передвижения. Фото на сканирующем электронном микроскопе Замтлебена и Зейболда; микрофото Рётгера.

или в районах активной эрозии. Они приурочены также к крутым стенкам зон разломов и участкам расчлененного рельефа другого происхождения.

К скальным субстратам могут быть отнесены древние песчаники и известняки, выходящие в пределах абразионных платформ и вдоль подводных каньонов, базальты, образующие уступы, и железо-марганцевые конкреции, выстилающие дно в виде мостовых, мертвые кораллы или сцементированные пляжевые пески (пляжевый известковистый песчаник), валуны, упавшие с айсбергов или оставленные ледниками вместе с мореной. Затонувшие корабли и другие предметы антропогенного происхождения также условно можно отнести к этому типу субстрата.

Наиболее частым типом скального субстрата, несомненно, являются подушечные базальты срединно-океанического хребта. Эти базальтовые обнажения обычно довольно бедны жизнью, за исключением отдельных мест в Тихом океане, где отмечается гидротермальная активность. Здесь в последнее время была открыта богатая фауна двустворок и других sessильных и вагильных бентосных организмов (см. эпилог).

В мелководных районах каменистое дно обычно покрыто водорослями. Это и микроскопические диатомеи (многие из них передвигаются по камням), и мягкие ленты длиной несколько метров, колеблемые течениями и служащие укрытием и местом охоты для рыб. По этой причине районы с каменистым дном имеют важное промысловое значение (хотя они могут быть опасными для рыболовных сетей).

Известковые водоросли постоянно покрывают каменистые обнажения. *Эпифаунистические* комплексы в зависимости от температуры и глубины состоят из губок, кораллов, полихет, устриц, морских уточек, мшанок, инкрустированных фораминифер (рис. 6.7). *Инфауна* активно сверлит субстрат. Этой замечательной способностью обладают многие типы организмов, в том числе губки, черви и моллюски. Некоторые морские ежи с неприятными (для пловцов) длинными и хрупкими шипами живут в отдельных полостях. На первый взгляд такие просверленные камни кажутся довольно прочными, поскольку входы в эти полости обычно невелики. Однако на самом деле камень по своей структуре может напоминать швейцарский сыр. Этот внешний слой может разрушаться прибойным волнением. Таким образом, камни разрушаются главным образом благодаря биоэрозии. Особенно подвержены этому типу разрушения известняки. Детрит, образующийся при вытачивании сверлящими губками полостей в известняках, в некоторых лагунах Тихоокеанского побережья составляет до 30% осадка.

В мелководных каменистых районах организмы периодически уничтожаются волновым воздействием и их остатки накапливаются в углублениях или в основании скал. Таким образом возникают отложения рифовых осыпей. Они представляют собой мощные грубослоистые толщи осадков, окружающих рифовую постройку, и известны в древних ри-

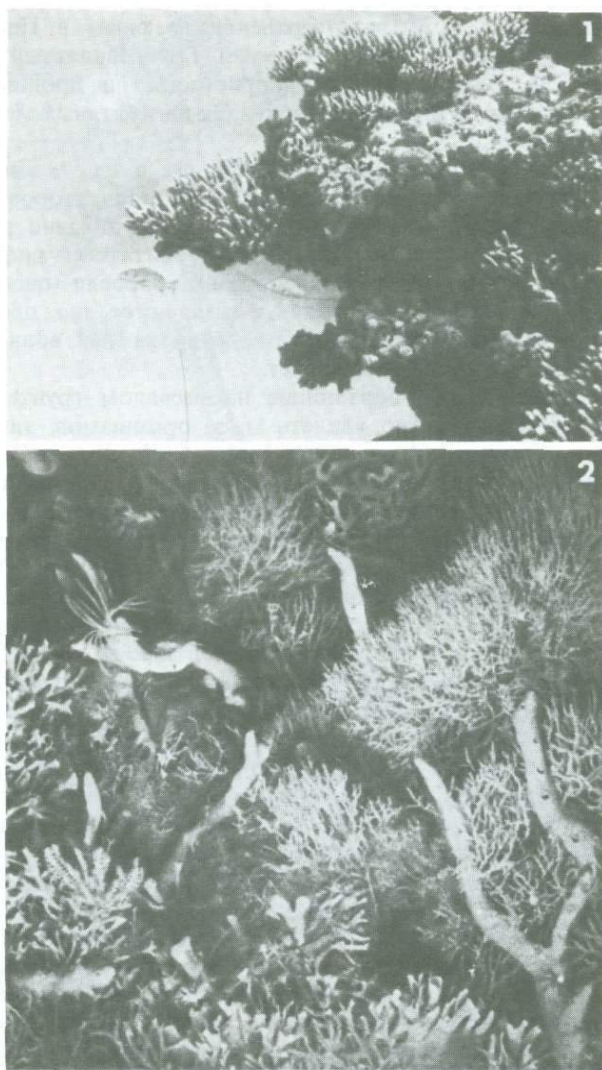


Рис. 6.7. Плотные заросли эпифауны. 1—край изолированного кораллового рифа, остров Лizard, Большой Барьерный риф ($14^{\circ}45'$ с. ш. 2 м). Фото Е. Зейболда; 2—эпифауна, обитающая на холме в пределах шельфа моря Росса (Антарктика, $76^{\circ}59'$ ю. ш., $167^{\circ}36'$ в. д.). На этой глубине (110 м) водоросли отсутствуют, поэтому плотные заросли образованы животными организмами: крупными пальчатыми губками, маленькими кустистыми мшанками, тонковетвистыми рогатыми кораллами. В левом верхнем углу видна морская лилия. Фото Булливана (J.S. Bullivant, 1967, NZ Dep. Sci. Ind. Res. Geol. Surv. Paleontol. Bull. 176).

фах, обнажающихся на суше (пермский риф Капитан в западном Техасе; триасовые доломиты в Альпах; верхнеюрские рифы в Центральной Европе; альбские рифы в южной Аризоне). Грубозернистый материал рифовых оспей обладает высокой пористостью и проницаемостью и может служить коллектором для нефти, как на нефтяных месторождениях Ближнего Востока.

Мы еще вернемся к рифовым отложениям в гл. 7, когда будем обсуждать значение морских отложений как индикаторов климата.

6.4. Песчаный субстрат. На каменистом грунте обычно развит богатый комплекс организмов, от тропических обитателей рифов до антарктических губок, образующих своеобразные заросли (рис. 6.7). Субстрат из гальки и валунов, так же как и каменистое дно, обеспечивает организмам неподвижность. При перемещении камней волнами большинство сессильного бентоса погибает.

Бентосные сообщества, обитающие на песчаном грунте, намного беднее. Обычно здесь можно увидеть мало организмов, так как они большей частью прячутся в песке. Причиной почти полного отсутствия здесь сессильной эпифауны является нестабильность субстрата. Там, где он стабилен, может закрепиться морская трава и тем самым еще более укрепить грунт. На такой траве обитают диатомеи, фораминиферы и мшанки.

Довольно обильным на песчаном дне может быть вагильный бентос, как временно зарывающийся, так и постоянно живущий в грунте. Здесь обычны крабы и улитки. В приливно-отливной зоне во время отлива наблюдается большое количество неморских пришельцев, главным образом птиц. Последние охотятся за спрятавшимися представителями инфауны. Во время прилива эта зона, напротив, заселяется морскими обитателями: скатами-хвостоколами и другими рыбами, откапывающими червей и моллюсков.

Наличие такого большого количества хищников и подвижность песка, которая может внезапно открыть представителей инфауны, требуют от них способности зарываться очень быстро. Этой способностью обладают крабы. Многие съедобные моллюски также могут зарываться очень быстро (охотники за ними это хорошо знают). Зарывающиеся моллюски имеют длинную сильную ногу, которую они проталкивают в песок, затем раздувают ее, накачивая в нее воду, чтобы закрепиться, и, сокращая мускул, втягивают в грунт остальную часть тела. Для таких моллюсков характерна гладкая, обычно довольно прочная внешняя раковина. Изучение механизма зарывания и следов зарывающихся организмов представляет собой широкое поле деятельности для исследователей (разд. 6.6).

Зарывающиеся моллюски являются *сестонофагами* и имеют всасывающий и выводящий сифоны (рис. 6.8). Раковины этих двустворок, отличающиеся по своим динамическим характеристикам от окружающего песка, после смерти сортируются и концентрируются, образуя слои ракушечника (рис. 6.9). Такие ракушечники широко распространены в гео-

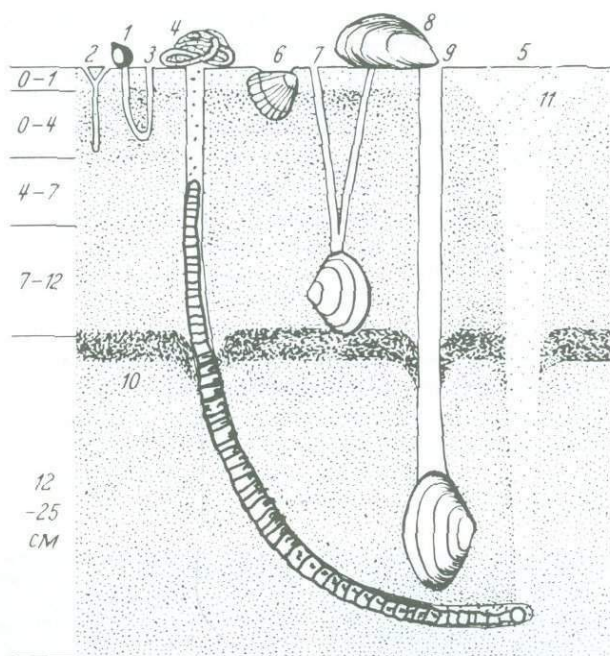


Рис. 6.8. Переработка осадков бентосными организмами в приливной зоне в умеренных районах. 1 — улитка *Littorina*; 2 — ход червя *Pigospio*; 3 — ход ракообразного *Corophium*; 4, 5 — червь *Arenicola* с фекальным холмиком и воронкой (см. фото внизу); 6–9 двустворки *Cardium*, *Scrobicularia*, *Mytilus* и *Mya*; 10 — первоначально горизонтальный слой, нарушенный роющими организмами; 11 — светло-коричневый поверхностный осадок. По Тамдралу и Бринкманну (H. M. Thamdrup, in: B. R. Brinkmann (ed.), *Lehrbuch der allgemeinen Geologie*, F. Enke, Stuttgart, 1964, с изменениями). Фото Зейболда.

логических разрезах и могут иногда служить маркирующими горизонтами.

6.5. Илистый субстрат. Илистый и глинистый субстраты предъявляют своим бентосным обитателям разного рода требования. Фауни-

тические комплексы, обитающие на этом субстрате, значительно отличаются от тех, которые живут на песчаном и каменистом дне. Илистые субстраты богаты органическими и минеральными частицами исключительно малого размера, от одного до нескольких мкм ($1 \text{ мкм} = 0,001 \text{ мм}$). Отсюда вытекают два последствия. Первое — субстрат является менее подвижным, чем песок, в связи с высокой степенью сцепления глинистых частиц. В него труднее зарываться, чем в песок, но ходы имеют больше шансов сохраниться. Второе — в связи с высоким содержанием органического вещества в илистых осадках многие организмы извлекают из них питательные вещества, пропуская осадки через кишечный тракт. Поэтому на этом субстрате и внутри его обычно обитают илоеды. Разумеется, *сестонофаги* также могли бы использовать это органическое вещество, однако их фильтрующие аппараты засоряются обильной (и для них бесполезной) глиной. Кроме того, илоеды, постоянно перерабатывая ил, делают затруднительным для сессильного бентоса поиски стабильного субстрата. Таким образом, здесь преобладают бентосные организмы-илоеды: около $\frac{3}{4}$ всего бентоса, обитающего на илистом грунте, принадлежит к этой группе.

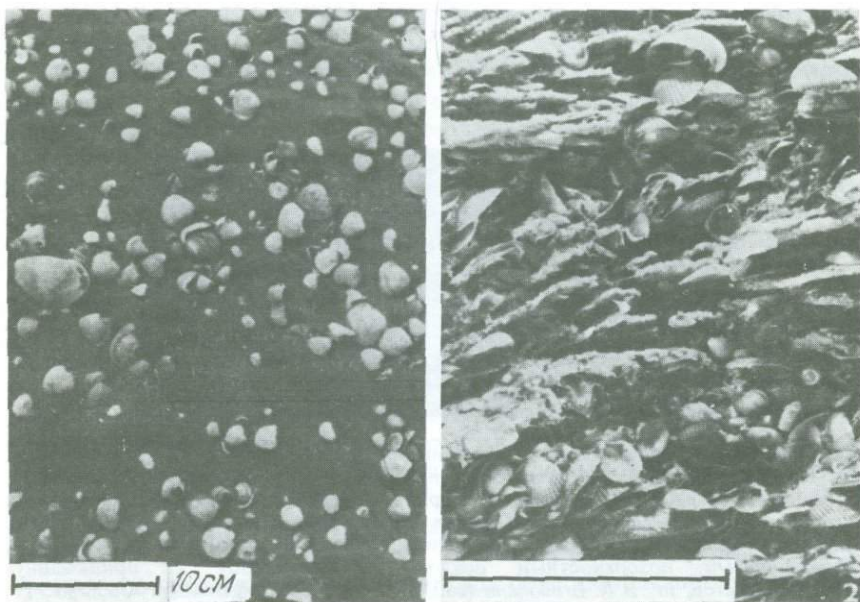


Рис. 6.9. Ракушечная мостовая в верхней части литоральной зоны, Северное море (к северу от эстуария Везера). Раковины слагают низкие холмики, образованные волнами и приливными течениями. Ориентировка раковин на дне моря показывает направление течений (обратите внимание на створки, ориентированные направо на рис. а, и черепитчатое расположение на рис. б. Фото: а — Зейболда и б — Рейнека.

Питание илом характерно для самого верхнего слоя осадков, на котором также обитают диатомовые и другие водоросли. Типичными представителями такого способа питания являются улитки, например *Littorina* в приливной зоне (рис. 6.8). Зарывающиеся моллюски также могут дотягиваться своими сифонами до поверхности и засасывать пищу. Примеры этому *Scrobicularia* и *Macoma*. На приливной отмели северо-западного побережья Америки живет, покрывая большие акватории, маленький вид *Macoma secta*, который имеет длину только 6–7 см, а сифон может вытягивать на расстояние до 1 м. Различные виды червей и морских огурцов (голотурий), являющиеся илоедомы, можно видеть иногда на фотографиях глубоководья. Они оставляют следы ползания и фекалии на поверхности и зарываются внутрь (рис. 6.10). Некоторые илоеды бывают исключительно обильными на мелководье. Пескожил (*Arenicola*), типичный для илистой приливно-отливной зоны многих районов, может иметь плотность 200 экземпляров на квадратный метр дна (рис. 6.8). Ежедневно каждый червь может заглатывать несколько сотен граммов осадка. В местах с большой плотностью заселения весь осадок может быть переработан на глубину до 20 см в течение нескольких недель.

Вследствие этого илистое дно представлено большей частью фекальным материалом, многократно переработанным. Это справедливо и для глубоководных частей морского дна, хотя здесь переработка занимает тысячи лет по сравнению с месяцами на илистых отмелях — фактор различия составляет 10 000. Конечно, скорости осадконакопления в них также значительно различаются. При этом фактор различия составляет 1000. Большое число переработок осадков на мелководье до их захоронения отражает более высокие темпы поступления на дно прибрежных районов органического углерода и соответственно энергии.

Если тонкие осадки состоят из фекального материала, разве не должны мы видеть в них больше фекальных пеллет и комочков. И в самом деле, фекальные пеллеты обильны в осадках особенно ближе к поверхности илистого дна. Здесь они полностью меняют свойства осадков, определяя развитие бактерий, а в некоторых местах грибковых матов. В карбонатных илах пеллеты могут затвердевать путем их цементации и таким образом лучше сохраняться в ископаемом состоянии. Они очень часто встречаются во многих известняках в виде почти сферических или овальных зерен диаметром от 0,03 до 0,1 мм, которые можно обнаружить лишь при внимательном изучении под микроскопом.

Биологическая переработка мягких осадков на морском дне является процессом глобального геохимического значения. Без такой биотурбации осадки быстро исчезли бы из морской химической системы, и с морской водой взаимодействовал бы только тонкий верхний слой. Однако благодаря биотурбации с морской водой обменивается веществами слой осадков мощностью в несколько сантиметров, и падающее на дно органическое вещество остается доступным для воды в течение



Рис. 6.10. Следы и ходы в глубоководных глинах. *Вверху*: бороздчатые следы питания голотурий (илоеды). Обратите внимание на разную степень сохранности: свежие следы *внизу слева*. Видны также извилистые фекальные цепочки, вытолкнутые на поверхность осадка. Маленькие компактные образования, возможно, агглютинирующие фораминиферы. Следы и ходы не сохраняются в ископаемом состоянии, если они не были неожиданно засыпаны осадком (например, турбидитами). Северная часть желоба Соломоновых островов, глубина 8500 м, размер поля на верхнем фото 1,5 × 3 м. Фото Фишера. *Внизу*: глубоководные красные глины (рентгенография, позитив). Плотные участки темнее. Сеть ходов (сохраняются главным образом глубокие ходы) иллюстрирует интенсивность биотурбаций. Типичный диаметр ходов 0,5–1 см. *Внизу слева* мелкие железо-марганцевые конкреции. Колонка взята примерно в 1000 км юго-восточнее Гавайских островов, глубина 5000 м, 49–60 см ниже поверхности осадка. Фото Ф. С. Кёглера.

некоторого времени до его захоронения. Из него извлекаются биогенные элементы и возвращаются в морскую воду. Таким образом, общее плодородие океана тесно связано с биотурбацией.

Мы можем также сделать смелое предположение, что климат пла-

неты смягчается процессами биотурбации. Как это может происходить? Примем во внимание содержание двуокиси углерода в атмосфере (0,03%). Обычно считается, что оно тесно связано с глобальной температурой посредством «парникового эффекта». Благодаря последнему атмосфера, проницаемая для солнечной радиации, задерживает инфракрасное излучение. Ясно, что CO_2 включен в биохимическую переработку и тем самым в продуктивность океана. Это один вид связи с биотурбацией. Другой – более тонкий: если бы количество CO_2 , поставляемое вулканами, неожиданно увеличилось, океан, предположительно, отреагировал бы на это событие поглощением CO_2 и последующим растворением карбоната кальция на его дне, особенно в глубоководных частях. Биотурбация значительно смягчила бы этот процесс. Таким образом, биотурбация помогла бы нормализовать концентрацию CO_2 в атмосфере. Эта обратная связь представляет собой значительный интерес в свете поступления в атмосферу большого количества CO_2 при сжигании горючих материалов (разд. 8.3.6).

6.6. Следы ползания и ходы. 6.6.1. *Ископаемые следы.* Выше мы рассматривали морское дно и животные организмы с биологической точки зрения. Однако геологов в конечном итоге интересует запись их жизнедеятельности на дне. Кем оставлены те или иные следы и что они могут рассказать нам об условиях, существовавших в прошлом? На изучении следов илоедов, их ходов и других видов биотурбации осадков, оставленных животными организмами, выросла целая отрасль геологии – *ихнология*. Обратимся теперь к некоторым проблемам, вытекающим из изучения таких ископаемых следов. Мы также должны ответить на вопрос, как биотурбация нарушает последовательную запись событий в глубоководных осадках, – осадках, по которым мы надеемся получить наиболее полную и точную информацию о климате прошлого (гл. 9).

Существует большое разнообразие следов жизнедеятельности организмов, которые в конце концов переходят в ископаемое состояние: следы ползания, следы кормления и фекальные комочки на поверхности осадков, ходы, заполненные фекальным илом, ходы, используемые для жилья и позднее заполненные осадками, и другие (рис. 6.11). Такие следы и ходы оставляют различные виды червей, улиток, двустворок, крабов, голотурий, морских ежей и морских звезд. Самые длинные и глубокие ходы делают крабы и креветки. В некоторых колонках осадков, взятых у берегов Северо-Западной Африки, мы наблюдали вертикальные ходы длиной более 3 м! Такие следы жизнедеятельности организмов интенсивно изучались и изучаются морскими геологами в Вильгельмсхафене на Северном море, в Киле и Тюбингене. В результате немецкое слово *Lebensspuren*, которое переводится как *следы жизни*, теперь используется в английском языке.

6.6.2. *Следы жизни* в некотором смысле являются запечатленным в осадках поведением бентосных организмов. В большинстве случаев это поведение представляет собой адаптацию к условиям обитания, по-

этому мы можем получить информацию о среде обитания, изучая следы и ходы организмов. В отличие от раковин следы жизнедеятельности не могут транспортироваться течениями, а сохраняются в осадках там, где они были оставлены, т.е. они указывают на условия *in situ*, касается ли это обеспечения пищей, стабильности осадков, волнового воздействия или даже глубины моря.

Изучение следов и ходов бентосных организмов является полезным инструментом не только для палеоэкологических конструкций, но и для физической геологии и даже для тектоники. Например, на больших глубинах вертикальные ходы не сохраняются, если осадки имеют тенденцию перемещаться в горизонтальном направлении. В последние годы благодаря систематическому опробованию глубоководных карбонатных отложений с помощью специального керноотборника, позволяющего получать керны в виде брусков, стало известно, что вертикальные ходы исключительно часты в западной экваториальной части Тихого океана, в мелководных районах с плотными песчаными осадками. В глубоководных районах, где растворение карбоната кальция разрушает осадок, последний теряет плотность и при землетрясениях мо-

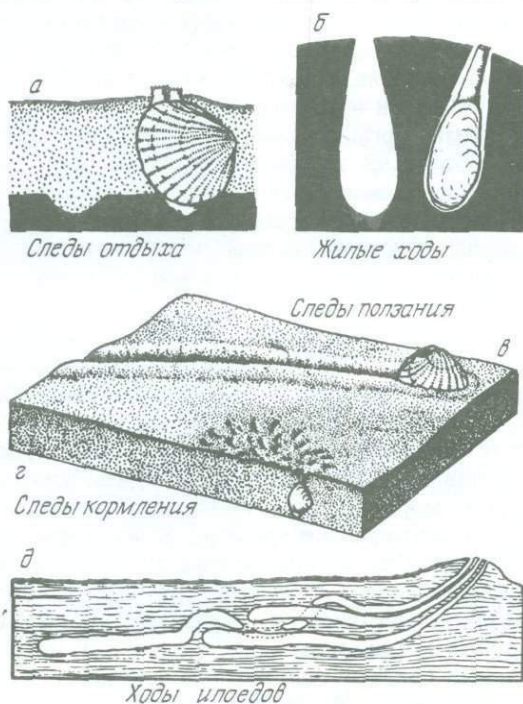


Рис. 6.11. Следы жизни (типы по функциям) и оставляющие их организмы. а-г — двустворки; д — черви. По Зейлахеру (A. Seilacher, 1953, Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh. 96: 421 and 98: 87).

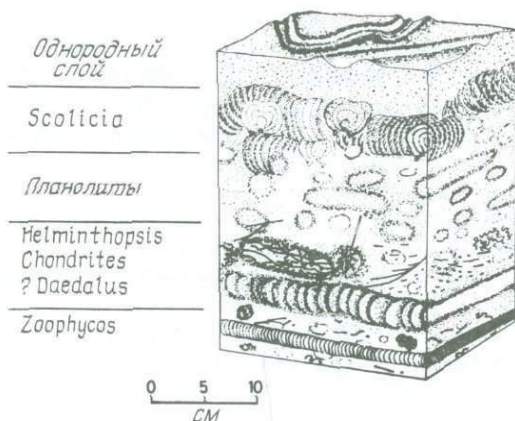


Рис. 6.12. Биогенные структуры в глубоководных осадках у берегов Северо-Западной Африки (глубина около 2000 м). Связное расположение ходов зарывающихся организмов в осадке достигает глубины 30 см и полностью уничтожает поверхностные следы. Морские ежи (ходы *Scolicia*) и другие роющие организмы оставляют типичные следы (планолиты и т.д.) на разных глубинах. По Вецелю (A. Weizel, 1979, Ph. D. Thesis, Geol. Inst. Kiel).

жет течь. В таких районах вертикальные ходы отсутствуют и встречаются только горизонтальные.

Полевой геолог на суше подчас имеет дело с сильно перемешанными слоями. Иногда он даже не может сказать, где верхняя часть слоя и где нижняя. Если в осадках имеются ходы илоедов, они могут помочь решить эту проблему. Многие ходы имеют U-образную форму, и если их находят в виде арки, т.е. внутренней стороной вниз, это свидетельствует, что слой был перевернут тектоническими процессами. Иногда необходимо решить, какими являются осадки: озерными или морскими (лагунными). Морские осадки содержат крупные длинные ходы, в то время как озерные отложения характеризуются менее разнообразными и обычно более мелкими ходами.

6.6.3. *Сохранность.* Разумеется, не все следы и ходы одинаково сохраняются. Слабые следы ползания морских звезд или мидий на поверхности имеют мало шансов сохраниться в ископаемом состоянии. Ходы *Arenicola* или *Mya* глубиной до 30 см и особенно ходы крабов глубиной до 2 м, напротив, имеют все шансы сохраниться. Чтобы их уничтожить, нужно удалить толстый слой осадков. Вообще, поверхностные следы ползания могут сохраниться только при катастрофическом отложении осадков, например в результате наводнения или турбидитного потока. В случае непрерывного осадконакопления, когда разрез осадков надстраивается постепенно и в нем присутствуют слои со следами биотурбации, поверхностные следы обычно разрушены и сохраняются только ходы, проникшие сквозь слой биотурбации (рис. 6.12).

6.7. Биотурбация. *6.7.1. Последствия перемешивания.* Биотурбация препятствует сохранению тонких слоев, т.е. годовых, тонких турбидитных или слоев, образующихся в зоне действия контурных течений. В результате современные, хорошо перемешанные осадки склонов — неотчетливо слоистые. Однако так было не всегда. В периоды, когда в водах океана был дефицит растворенного кислорода, роющие организмы не могли в такой степени перемешивать накапливавшиеся осадки. Поэтому довольно часто в геологическом разрезе мы видим тонкослоистые осадки склона, накопившиеся в теплых океанах с низким содержанием кислорода. (Теплая вода растворяет кислород намного хуже, чем холодная, поэтому глубоководная часть океана хорошо аэрирована лишь с тех пор, как на полюсах Земли появились шапки льда.)

Биотурбация меняет и сглаживает геологическую летопись. В тонкослоистых осадках каждый слой несет информацию о его происхождении и условиях накопления. Но когда слои перемешаны, эта информация также нарушена, и мы получаем усредненные сведения об условиях, которые когда-то существовали. Какой временной интервал при этом усреднен? Как это усреднение влияет на возрастную датировку осадков? Эти проблемы изучаются по глубоководным колонкам осадков, так как разрезы глубоководных осадков имеют большое значение для детальных палеоклиматических реконструкций. (Об определении возраста по радиоизотопам см. приложение П.8.)

Чтобы решить эти вопросы, нужно определить точное содержание радиоактивного углерода, которое является функцией глубины в осадке. Радиоуглеродная стратиграфия может дать нам ключ к определению как глубины перемешивания, так и к определению возраста (рис. 6.13).

Углерод-14 попадает в осадки вместе с CaCO_3 в составе карбонатных раковин. Определенная часть CO_2 в атмосфере (и соответственно HCO_3^- в поверхностных водах) содержит ^{14}C , который образуется в атмосфере благодаря воздействию космических лучей из атомов нормального азота-14. Радиоуглерод входит в состав живого органического вещества и раковин. При распаде он снова переходит в азот. Таким образом, более древние раковины содержат меньше углерода, чем более молодые. Скорость распада такова, что половина объема ^{14}C распадается за 5700 лет. Это называется периодом полураспада. Исходя из этого, мы можем предсказать, что половина объема радиоуглерода останется в раковине через 5700 лет, $1/4$ — через 11440 лет, $1/8$ — через 17100 лет и т.д. Предел измерения составляет около 35000 лет, когда в раковине остается $1/6$ первоначального объема ^{14}C .

Как узнать исходную концентрацию радиоуглерода? Мы должны предположить, что она была такой же, как в современных раковинах. Основываясь на этом предположении, мы можем рассчитать распределение очевидного возраста вниз по разрезу. Это распределение является результатом как непрерывного накопления радиоактивных осадков (т.е. карбонатных раковин), так и перемешивания на дне. Существует любопытная тенденция в изменении возраста по разрезу: в верхней части

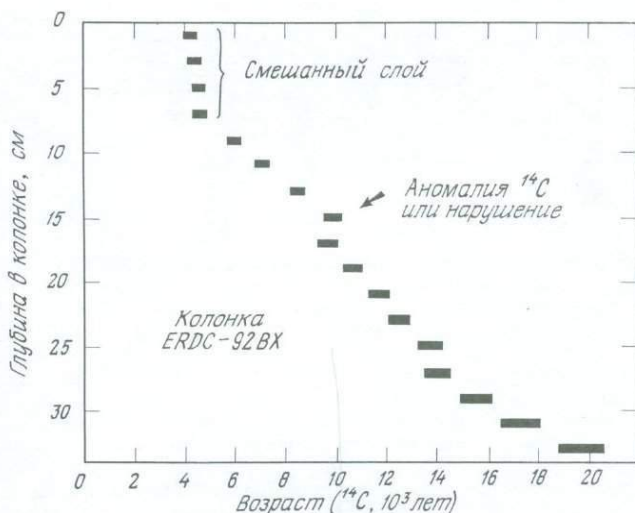


Рис. 6.13. Стратиграфия колонки из западной экваториальной части Тихого океана по ^{14}C . Верхний слой в связи с перемешиванием имеет одинаковый возраст до глубины 7–8 см. Средняя скорость осадконакопления составляет около 1,7 см/1000 лет. На глубине 15–17 см наблюдается аномальное содержание ^{14}C , обусловленное, как можно предполагать, переотложением. Данные Пенга (Peng T.-H., 1979, Quat. Res. 1: 14.)

осадков, в слое перемешивания, он меняется незначительно, а ниже — закономерно удревяняется.

6.7.2. *Модель перемешивания.* Перемешивание осадков является сложным процессом, включающим деятельность различных организмов, нарушающих осадки до разных глубин (рис. 6.12). В настоящее время невозможно описать физику процесса перемешивания и правильно, и рационально. Однако данные по распределению ^{14}C предлагают простую (даже слишком простую, если быть справедливым) модель перемешивания осадков. Ниже мы предлагаем эту модель.

Предположим, что осадки состоят только из двух слоев, из которых верхний перемешан, а нижний является нормальным. Поступающий материал отлагается со скоростью $s = dl/dt$, где s — скорость осадконакопления, dl — мощность слоя осадков, накопившихся за интервал времени dt . В основании слоя перемешивания за единицу времени такое же по мощности количество осадков захороняется. Математическая формула этой модели проста. Например, такие примеси, как микротектиты (метеоритное вещество) или вулканический пепел, которые попадают на морское дно одновременно, продемонстрируют распределение в соответствии с уравнением распада:

$$C_L = C_0 \cdot e^{-L/M}, \quad (6.1)$$

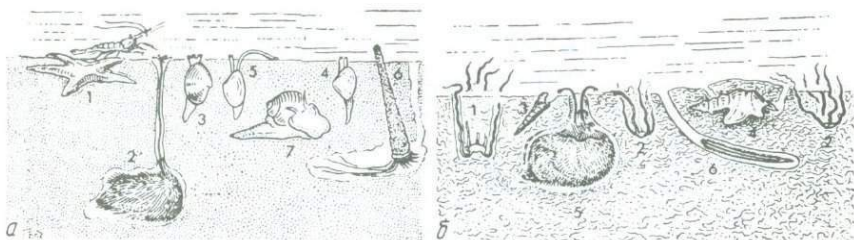


Рис. 6.14. Типичные комплексы инфауны на мелководье в холодных и умеренных районах. Примеры взяты из районов входа в Балтийское море (пролив Каттегат). *а*—сообщество *Venus* на песчаном субстрате на глубине 10–20 м с другими видами: 1—морской звездой *Astropecten*; 2—морскими ежами *Echinocardium cordatum*; 3—двустворками *Venus gallina*; 4—*Spisula elliptica*; 5—*Tellina fabula*; 6—обитающими в трубах полихетами *Pectinaria coreni*; 7—гастроподами *Natica*. *б*—сообщество *Amphitura*, обитающее на илистом субстрате на глубине около 20 м: 1—*A. chiajei*, 2—*A. filiformis*; 3—улитка *Turitella communis*, 4—*Aporrhais pespelicani*; 5—морской еж *Brissopsis lyrifera*; 6—полихета *Nephtys*. В прибрежных частях других районов Мирового океана обитают другие виды, но основная структура сообществ остается постоянной («параллельные сообщества»). По Торсону (G. Thorson, 1972, Erforschung des Meeres, Kindler, Munchen).

где C_L —концентрация примеси на расстоянии L выше его первого появления, C_0 —его исходная концентрация в перемешанном слое сразу же после его отложения, а M —мощность перемешанного слоя. Использование этой формулы при изучении распределения вулканического пепла, наблюдавшегося в кернах из Северной Атлантики, предполагает, что M составляет около 6 см. Эта оценка хорошо согласуется с мощностью перемешанного слоя, предполагаемой радиоуглеродной стратиграфией, показанной на рис. 6.13 для керна из западной экваториальной части Тихого океана.

6.8. Ограничения палеоэкологических реконструкций. Мы обсудили факторы среды обитания, особенно абиотические, и увидели, как образуются следы жизнедеятельности и что они могут рассказать нам об условиях обитания. Мы также коснулись проблемы биотурбации—процесса, который изменяет и сглаживает геологическую летопись. Ну, а что же сами организмы, их взаимодействие, скорость воспроизводства, их борьба за существование, расселение их личинок? Как личинки узнают, где поселиться? Как они выживают? Кто кем питается? Какие взаимоотношения являются симбиотическими, а какие—паразитическими? Чем контролируется их распределение? А главное—какая часть этой информации сохраняется в геологической летописи?

С этими проблемами постоянно сталкиваются при изучении биологических сообществ, и в частности *бентосных сообществ*. Уже само определение сообщества является непростым делом. Биологи определяют сообщество как «организмы, которые часто встречаются вместе». Предположительно, их взаимоотношения обеспечивают тот баланс, который делает сообщество *стабильным*, т.е. условия, в которых одни

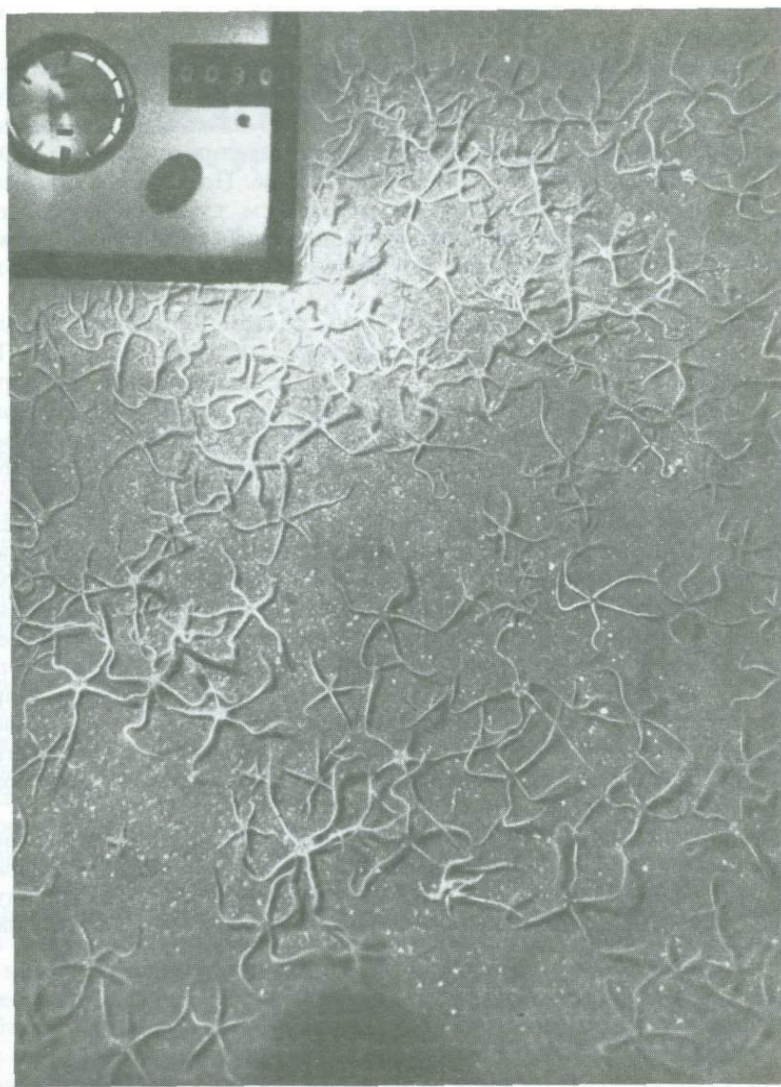


Рис. 6.15. Сообщество офиур. Кильская бухта, глубина 20 м. Фото группы аквалангистов Кильского геологического института.

и те же виды в течение длительного времени живут вместе приблизительно в тех же пропорциях.

В разрезах также встречаются «сообщества», т.е. совместно встречающиеся ископаемые остатки. Не удивительно, что трудности в вос-

становлении *взаимоотношений* давно умерших организмов поистине непреодолимы.

Даже на кажущиеся простыми вопросы трудно найти ответы. Например, как велика территория, на которой кормится отдельная особь бентосных фораминифер? На шельфе Арктики на каждом квадратном километре встречается до 50 особей фораминифер рода *Astrorhiza*. Они имеют раковины размером до 5 мм в диаметре. Но живые особи псевдодоподиями охватывают участок диаметром 6 см, т.е. в 100 раз больше, чем занимает сама раковина. Этими крошечными организмами может быть занята большая часть дна. Как бы мы об этом узнали, имея только их раковины?

Задача не облегчается, разумеется, тем фактом, что только небольшая часть сообщества в итоге переходит в ископаемое состояние. Посмотрим на некоторые мелководные сообщества, изученные датскими биологами (рис. 6.14). Во многих арктических и умеренно-холодно-водных районах на глубинах 10–20 м обитает сообщество *Venus*. Доминирующим членом этого сообщества является двустворчатый моллюск *Venus*. Кроме него в сообщество входят морская звезда *Astropecten*, морской еж *Echinocardium* и обитающие в трубках полихеты *Pectinaria koreni*. Родовой состав и структура сообщества повсеместно одинаковы, хотя виды могут меняться (параллельные сообщества). Как геологи, мы можем ожидать, что в ископаемом состоянии сохранятся лишь некоторые из раковин и ходов организмов. В ископаемом состоянии ничего не останется от червей и креветок, а также от хищников, которые попадали в данный район с воздуха или из других участков моря.

Илистый песок и более глубокие участки дна заселены сообществом *Syndosmya*. Съедобный моллюск, по которому названо это сообщество, является лакомой пищей камбалы. Об этом также вряд ли может рассказать разрез осадков.

Илистое дно на глубинах около 20 м замечательно плотностью заселения офиурами (сообщество *Amphiuria*, рис. 6.15). На каждом квадратном метре насчитывается до 500 особей. Они определяют здесь донную жизнь, но очень сомнительно, чтобы эта информация сохранилась в разрезе.

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В МОРСКИХ ОСАДКАХ

7.1. Глобальная зональность и главные факторы. 7.1.1. Зоны.

Главным фактором, определяющим климатическую зональность, является количество получаемой солнечной энергии. Оно велико в тропиках и незначительно на полюсах (рис. 7.1). При описании широтной зональности обычно используют такие категории, как тропическая, субтропическая, умеренная и полярная зоны. Переходная зона между умеренной и полярной зонами может быть определена как субполярная (рис. 7.2).

Тропическая зона имеет избыток тепла, которое она отдает. Сезонные колебания здесь минимальны. Средние температуры составляют около 25°C, устойчивый максимум для открытого океана равен 30°C. Ежедневные дожди, облачный покров и слабые ветры вблизи экватора приводят к тому, что осадки преобладают над испарением. На самом экваторе ($\pm 2^\circ$ по широте) в связи с экваториальным апвеллингом биопродуктивность высокая, но в других районах тропической зоны, за исключением прибрежных районов, она низкая.

Субтропическая зона представляет собой широкую полосу между собственно тропиками и умеренными районами. Это пояс пустынь как на суше, так и в океане. В связи с незначительным облачным покровом и высокой скоростью испарения соленость воды в океане здесь выше средней. Большое влияние оказывает климатический режим соседних областей в зависимости от сезона. Годовая температура может меняться в значительных пределах. В прибрежных районах наблюдается сезонный апвеллинг, зависящий от силы ветра.

Умеренная зона подвержена сильным сезонным колебаниям. Количество осадков обычно превышает испарение, в результате наблюдается низкая соленость. Так как умеренная зона является переходной между теплыми и холодными районами планеты, она характеризуется значительным температурным градиентом и поэтому сильными ветрами. Ветры перемещивают вдоль течения Западных Ветров поверхностные воды с водами верхнего термоклина, богатыми биогенными элемента-

ми, поэтому в умеренных зонах высокая биопродуктивность. В близполярных частях умеренных зон перемешивание усиливается сезонным разрушением термоклина.

Наконец, *полярные области* занимают наименьшую часть планеты, но они имеют первостепенное значение как «кухня» погоды. Их ледовая кромка фиксирует конечную точку глобального температурного гра-

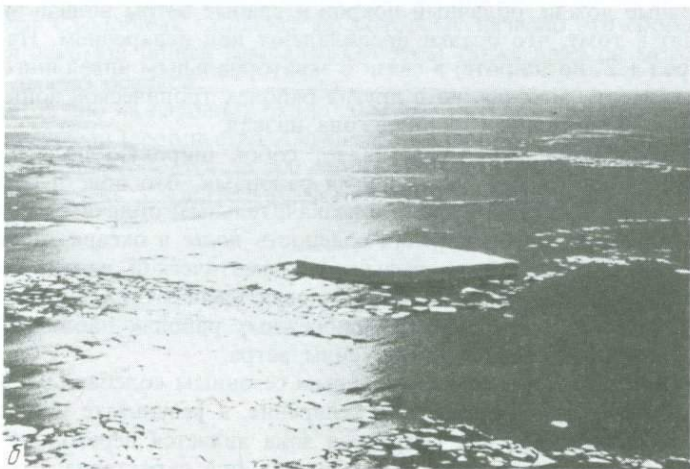
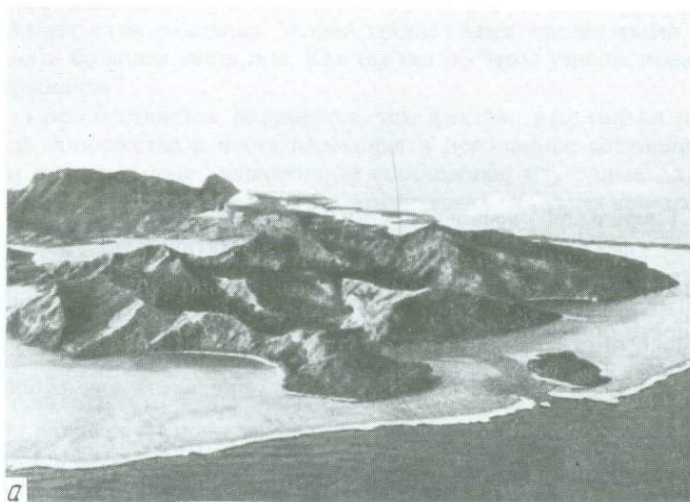


Рис. 7.1. Климатические крайности в современных океанах. а—окаймляющий риф и лагуны, Хуахине, острова Дружбы, южная тропическая часть Тихого океана. Фото Эйхера. б—столовый айсберг, Антарктика. Фото Фостера.



Рис. 7.2. Климатические зоны открытых океанов. Границы зон протягиваются в широтном направлении и смыкаются с границами климатических поясов на суше. Наиболее важными факторами являются температура, сезонность и водный бюджет (баланс испарение – осадки). Умеренные и полярные зоны могут быть разделены еще одной зоной – субполярной. Приблизительные температуры поверхностных вод в °С показаны на границах.

диента, который в конечном итоге контролирует ветры, течения и соотношение выпадения осадков и испарения.

Климатические зоны имеют не вполне широтную протяженность. Обратите внимание, как их границы в субтропических гирях смещаются течениями, особенно в пределах течения Гольфстрим и его продолжения – течения Западных Ветров.

7.1.2. Температура и продуктивность океана являются наиболее важными климатическими факторами, поскольку они определяют накопление и распределение биогенных осадков. В тропиках и субтропиках лимитирующим фактором являются биогенные элементы, содержание которых истощается в поверхностных водах, поскольку градиент плотности (легкие теплые воды располагаются на холодных тяжелых) препятствует подъему вверх глубинных вод, богатых биогенными веществами. В полярных районах лимитирующим фактором является свет, поэтому и продуктивность здесь также обычно низкая. В прибрежных районах тропиков и в умеренных широтах света и биогенных элементов достаточно, и в результате продуктивность в этих районах высокая (рис. 7.3).

Содержание биогенных элементов, как уже упоминалось, возрастает благодаря вертикальному перемешиванию. Зоны апвеллингов, где воды термоклина достигают поверхности, окаймляют береговую линию многих районов – Калифорнии, Перу, Западной Африки (разд. 4.3.3). Такие апвеллинги большей частью являются сезонными. Сезонные контрасты на континентах еще более значительны, чем в океанах (континентальный климат). Вблизи как по площади огромных, так и высокогорных массивов Восточной Азии этот сезонный контраст оказывает

влияние на всю северную часть Индийского океана (муссонный климат, см. рис. 7.2, заштрихованный район). Зимой холодные воздушные массы стекают с континента, принося засуху и вызывая апвеллинг (северо-восточный муссон в Индии). Летом имеет место обратная воздушная циркуляция, и юго-восточный муссон приносит из океана дожди.

Биогенные осадки являются великолепным индикатором климата. Многие организмы обитают в узком диапазоне температур и при определенном содержании биогенных элементов, поэтому находки их остатков в ископаемом состоянии дают ключ к палеоклиматическим реконструкциям. Кроме того, химический состав раковин также может помочь при определении температуры, солености и скорости роста организмов.

7.2. Биогеографические индикаторы климата. 7.2.1. *Определение палеотемпературы с помощью метода переноса.* На современном морском дне наиболее широко распространенными биогенными отложениями являются карбонатные илы, которые состоят из раковин планктонных организмов.

Из всех представителей раковинного планктона фораминиферы оказались великолепным климатическим индикатором. Они достаточно разнообразны, широко распространены и легко (точнее говоря, только после некоторой практики) распознаются под биноклем. Планктонные фораминиферы живут главным образом в верхнем 200-метровом слое воды. В настоящее время здесь обитает около 20 часто встречающихся видов и столько же редких. Каждая климатическая зона имеет один или более характерных видов и характеризуется определенной численностью видов. На рис. 7.4 показаны некоторые виды-индикаторы температуры и районы, для которых они характерны. Общее сов-

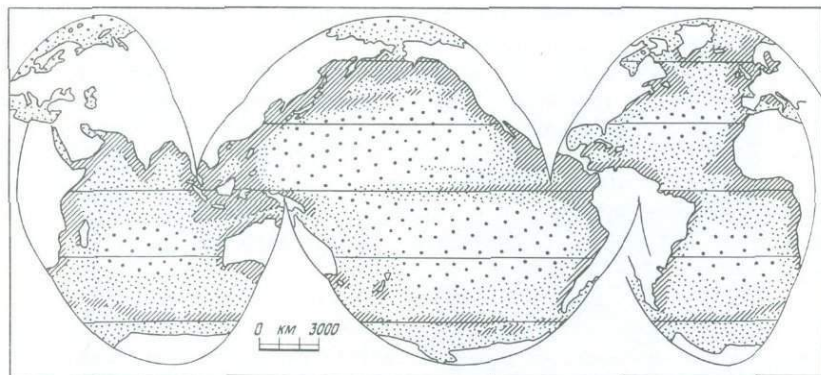


Рис. 7.3. Первичная продукция Мирового океана (в мг С/(м² в день). По Бергеру (W. H. Berger, in: J. P. Riley, R. Chester (eds.), 1976, Chemical oceanography, vol. V, 2nd., Academic Press, London, New York). Основано на компиляции О.И. Кобленц-Мишке (O. J. Koblenz-Mishke et al., in: W. S. Wooster, 1970, Scientific exploration of the South Pacific, Natl. Acad. Sci. USA).

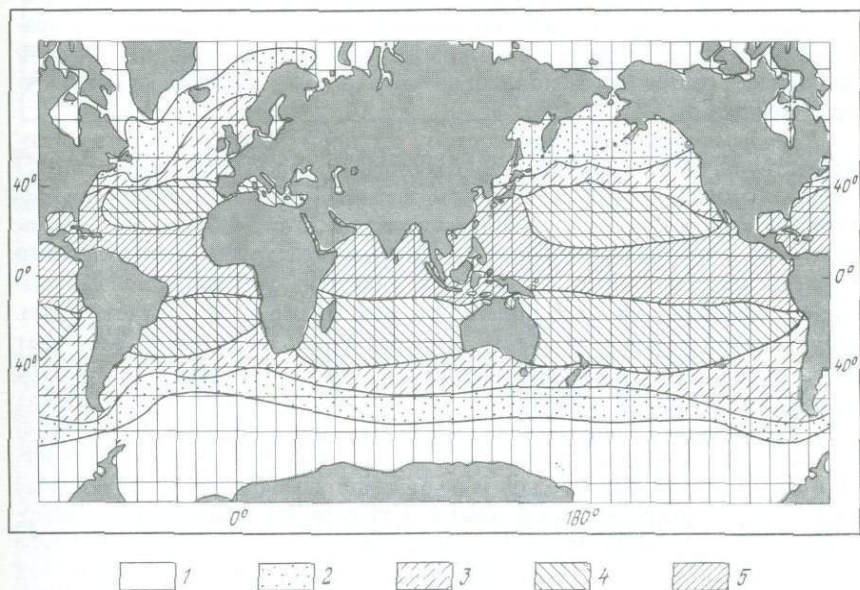
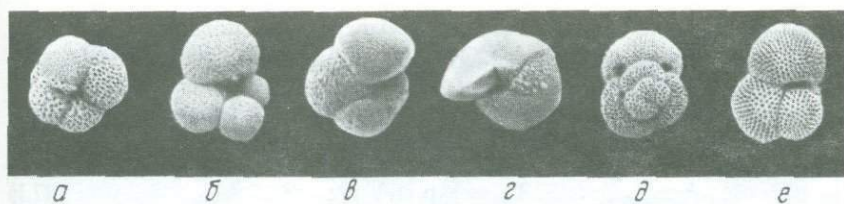


Рис. 7.4. Основные зоны распределения планктонных фораминифер: 1—арктическая и антарктическая зоны; 2—субарктическая и субантарктическая зоны; 3—переходная зона; 4—субтропическая зона; 5—тропическая зона. Доминирующие виды фораминифер: а—*Neogloboquadrina pachyderma*, зона 1—левозавитая форма, зона 2—правозавитая форма; б—*Globigerina bulloides*, зона 2; в—*Globorotalia inflata*, зона 3; г—*Globorotalia truncatulinoides*, зона 4; д—*Globigerinoides ruber*, зоны 4 и 5; е—*Globigerinoides sacculifer*, зона 5. Карта по Бё и Толдерланду (A. W. H. Bé, D. S. Tolderlund, 1971, in: B. M. Funnell, W. R. Riedel (eds.), 1971 The micropaleontology of oceans, Univ. Press Cambridge). Фото получены на сканирующем электронном микроскопе Пфлауманном, Киль.

падение фаунистической зональности с климатической на рис. 7.2 очевидно. Также очевидны роль широтных поясов и нарушение зональности поверхностными течениями.

7.2.2. Уравнения переноса. Совпадение фаунистической и климатической зональностей предполагает возможность палеоклиматических реконструкций путем подсчета относительной численности видов в осадках. Это наиболее часто применяемый метод. Подсчет производится,

чтобы рассчитать первоначальные температуры поверхностных вод с помощью *уравнения переноса*. Этот термин впервые был введен в употребление палеоэкологом Джоном Имбри. Чтобы продемонстрировать, как это делается, следует рассчитать очень простое уравнение переноса, а именно взвешенное среднее температурного оптимума:

$$T_{\text{est}} = \sum p_i \cdot t_i \sum p_i; \quad (7.1)$$

T_{est} — здесь температурная оценка, полученная на основе ассоциации фораминифер (или других раковин), p_i — доля i -го вида и t_i — его температурный оптимум. Оптимум в данном случае — температура, при которой данный вид составляет наибольшую часть в том или ином калибровочном комплексе.

Калибровочный комплект состоит из проб донных осадков и соответствующей температуры поверхностных вод. Например, вид № 3 на дне составляет наибольшую часть в районе распространения поверхностных вод со среднегодовой температурой 20°C. Назовем это его оптимумом, а сам вид обозначим t_3 . Для температурной оценки данного образца произведение $p_3 \cdot t_3$ является одним из условий приведенного выше суммирования. Чем больше p_3 , тем ближе к 20°C будет сумма. При наличии видов с высоким температурным оптимумом результат будет выше 20°C, и наоборот. При благоприятных условиях это простое уравнение позволяет определять температуру с ошибкой в пределах 3°C. Эта техника подсчета может быть усовершенствована, если учитывать температурный диапазон каждого вида в калибровочном комплексе и соотношение фактической и ожидаемой температур. В этом случае метод дает прекрасные результаты. Существуют также более совершенные методы решения этой задачи, основанные на том же принципе калибровки. Одним из таких методов является регрессивно-факторный анализ, который использован группой CLIMAP при реконструкции условий, существовавших в океане в ледниковый период.

7.2.3. Применение методов переноса: климатическая трансгрессия. Значительный успех достигнут в определении температур поверхностных вод в позднем плейстоцене особенно для Северной Атлантики. Информация получена по многочисленным колонкам осадков, взятым по всему региону. Пример такой реконструкции, произведенной группой CLIMAP, показан на рис. 7.5.

Распределение поверхностных температур и соответственно поверхностных течений и водных масс во время последнего ледникового максимума (17 000 лет назад) значительно отличается от современного.

В настоящее время полярный фронт расположен непосредственно к югу от Гренландии (рис. 7.2, изотерма -2°C). Во время ледникового максимума фронт менял свое положение от Нью-Йорка до Пиренейского полуострова. Норвегия и даже Англия были полностью вне влияния теплого течения Гольфстрим, что имело драматические климатические последствия.

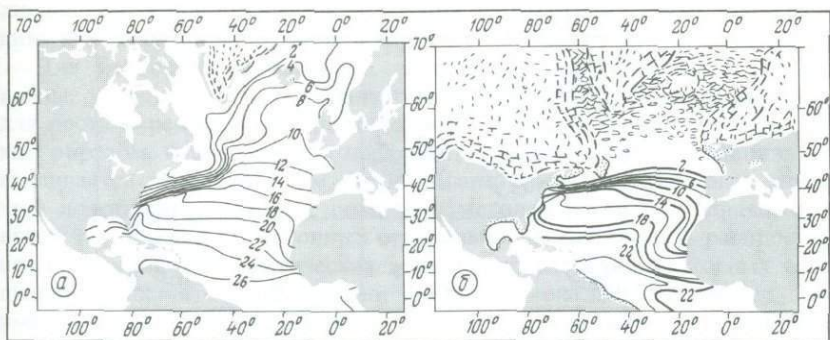


Рис. 7.5. Распространение полярного климата в Северной Атлантике 17 000 лет назад. *а* – современные зимние температуры поверхностных вод; *б* – карта зимних поверхностных температур 17 000 лет назад (в океане) и распространения ледового покрова и пакового льда, построенная методом переходных функций. Данные CLIMAP (in: E. Seibold, 1975, Naturwissenschaften, 62: 321; см. также Science, 191: 1131, 1976; Geol. Soc. Am. Mem. 145: 464 pp., 1976).

Перемещение полярного фронта в Северной Атлантике, как это отражено в глубоководных колонках, является лучшим примером климатической трансгрессии. Трансгрессия такого типа может быть использована для определения скорости изменения климата. Как быстро ледниковый период сменяется межледниковьем? Как быстро могут расти ледники в конце теплого периода? Эти вопросы представляют значительный интерес, поскольку человечество активно участвует в изменении климата посредством загрязнения атмосферы индустриальным CO_2 и вырубки лесов, а также потому что современный необычно теплый период (последние 10 000 лет) продолжается уже достаточно долго, столько же, сколько продолжались подобные периоды в позднем плейстоцене. Мы вернемся к этим вопросам в гл. 9, когда будем обсуждать геологическую летопись.

7.2.4. *Пределы применения метода переноса.* Данный метод (и подобные ему) позволяет оценить любые климатические колебания, которые обнаруживают корреляцию с численностью фораминифер (или другого планктона: кокколитов, радиолярий, диатомей). Однако там, где изменения среды не контролируют численность, значение таких оценок сомнительно. Лучшим примером тому является соленость. Существует мало свидетельств того, что соленость оказывает какое-либо влияние на распределение планктонных организмов, если ее значения близки к нормальным.

Имеются также другие трудности, связанные с применением метода переноса. Во-первых, точная калибровка затруднительна. Осадки, попадая на дно, перемешиваются с более древними, и в результате калибровочный комплект донных образцов содержит информацию, охватывающую тысячи лет. Несмотря на это, калибровочный комплект условий

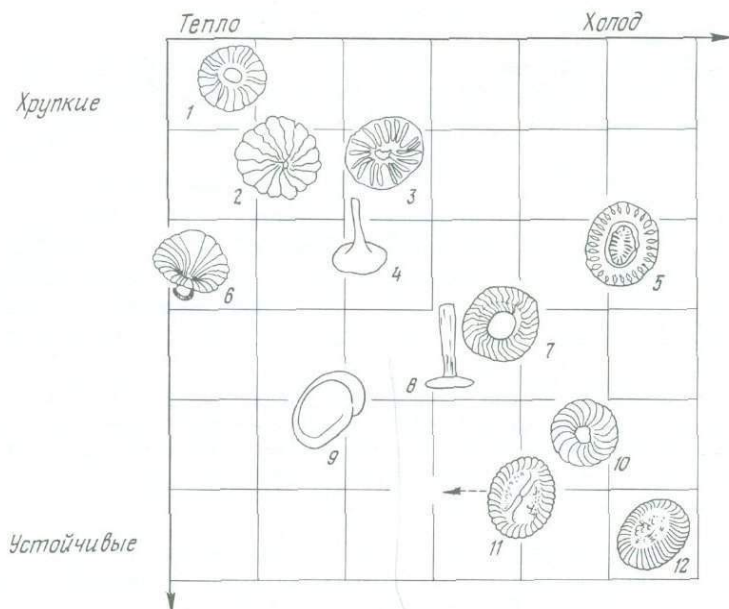


Рис. 7.6. Влияние избирательного растворения на температурную характеристику смешанного комплекса кокколитофорид. В процессе растворения комплекс обедняется тепловодными и обогащается холодноводными формами. 1—*Cyclolithella annula*; 2—*Cyclococcolithina fragilis*; 3—*Umbellosphaera tenuis*; 4—*Discosphaera tubifera*; 5—*Emiliania huxleyi*; 6—*Umbellosphaera irregularis*; 7—*Umbellosphaera mirabilis*; 8—*Rhabdosphaera stylifera*; 9—*Helicopontosphaera kamptneri*; 10—*Cyclococcolithina leptopora*; 11—*Gephyrocapsa* sp. (включает *G. oceanica* и *G. caribbeanica*; последний изображен на рис.; 12—*Coccolithus pelagicus*. По Бергеру (W. H. Berger, 1973, Deep-Sea Res. 20: 917).

в поверхностных водах современных морей охватывает большей частью всего несколько лет. Являются ли эти несколько лет, которые, например, дали информацию для атласа современных температур, типичными для последних двух или трех тысяч лет? Возможно.

Во-вторых, существует проблема дифференцированного растворения соответственно избирательной сохранности планктонных раковин на дне. Большая часть карбонатных илов на морском дне в той или иной мере подвержена растворению. Таким образом, ассоциации, из которых мы хотим извлечь палеоклиматическую информацию, на дне претерпевают изменения. Наиболее тонкостенные раковины из них исчезают, в то время как формы с толстостенными раковинами концентрируются (рис. 7.6). Это справедливо также и для кремнистых раковин, хотя модель растворения здесь другая.

При изучении древних отложений возникает вопрос: до какой степени оптимумы и диапазоны толерантности изменились в процессе эво-

люции? Этот вопрос всегда стоит при палеоэкологических исследованиях и в значительной мере затрудняет их.

Для бентосных организмов, естественно, необходимы те же основные условия, что и для планктонных: соответствующая температура для роста и репродукции, достаточное количество пищи и другие. Таким образом, климатическая информация в бентосных ассоциациях накапливается таким же путем, как и в планктонных, и может быть извлечена подобным образом, с помощью методов переноса. Однако, в то время как остатки планктонных организмов на дне океанов распространены в широких климатических зонах, распределение бентосных ассоциаций в значительной степени имеет региональный характер. Мы имеем в виду здесь прежде всего шельфовые ассоциации, как наиболее подверженные влиянию климатических колебаний.

7.3. Видовое разнообразие и химический состав раковин как индикаторы климата. *7.3.1. Градиенты видового разнообразия.* Чтобы проследить климатические изменения, следует фокусировать внимание не на самих видах, а на их статистических характеристиках – видовом разнообразии и степени доминирования. Видовое разнообразие можно определить разными путями; наиболее удобным является число видов в стандартной пробе. Для любой достаточно большой группы мелководных организмов, как бентосных, так и планктонных, число видов является высоким в тропиках и низким при приближении к полюсам. Значит, существует градиент видового разнообразия, который грубо параллелен глобальному температурному градиенту. Однако в прибрежных районах аномально низкие значения солености или значительный приток ила могут неблагоприятно повлиять на условия обитания и уменьшить видовое разнообразие независимо от температуры.

Довольно часто численность некоторых видов бывает очень высокой в районах с низким видовым разнообразием, потому что суровые условия среды исключают конкуренцию, или наличие врагов, или то и другое сразу. Высокая степень доминирования таких видов указывает на стрессовые условия обитания. Низкое видовое разнообразие и высокая численность индивидуумов наблюдаются в условиях физического стресса изолированных лагун, опресненных окраинных морей и арктических шельфов. То же самое проявляется, например, и в загрязненных озерах.

7.3.2. Изотопы кислорода. Палеоклиматические изменения можно также проследить, выявив взаимоотношения между химическим составом раковин и средой обитания. В этом отношении широко применяется изотопный метод, предложенный известным химиком Юри. Примерно 30 лет назад он установил, что карбонаты, осажденные из одного и того же водного раствора, имеют разное соотношение изотопов кислорода-18 и кислорода-16, в зависимости от температуры, при которой происходит процесс осаждения.

Вскоре после этого Эпштейном, Бухсбаумом, Лоуэнстамом и Юри была установлена возможность применения этого метода в палеоклиматических исследованиях. Они сравнили изотопный состав раковин

моллюсков, выросших в естественных для них условиях, но при разных температурах. Результаты сравнения показали, что между изотопным составом и температурой, при которой происходит рост раковин, существует закономерная связь. Они использовали уравнение, которое теперь широко применяется при определении палеотемпературы:

$$t = 16,5 - 4,3(\delta_s - \delta_w) + 0,14(\delta_s - \delta_w)^2, \quad (7.2)$$

где t — температура, δ_s — изотопный состав кислорода в раковине, δ_w — изотопный состав воды, в которой росла эта раковина. δ означает отклонение соотношения изотопов кислорода-18 и кислорода-16 от стандартного (например, от их среднего соотношения в морской воде) и составляет часть этого отношения в стандарте:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{образца}) - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{стандарта})}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{стандарта})} \cdot 1000; \quad (7.3)$$

для удобства оно выражается в промилле (поэтому дробь умножается на 1000).

Если наблюдаемое соотношение между температурой и изотопным составом отвечает уравнению (7.2), то мы говорим, что раковина росла в изотопном равновесии с морской водой. В то время как моллюски (и планктонные фораминиферы) в соответствии с этим критерием осаждают свои раковины в изотопном равновесии, о других этого сказать нельзя. Кроме того, δ_w меняется в пространстве и во времени особенно в прибрежных районах. Она тесно связана с соленостью океана, так как испарение и осаждение оказывают влияние как на отношение ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, так и на распределение солености. Таким образом, палеотемпература не может быть определена из соотношения изотопов кислорода, разве только в широких пределах, без учета влияния солености.

7.3.3. *Другие химические индикаторы.* Кроме изотопов кислорода в карбонатных раковинах присутствуют два стабильных изотопа углерода — углерод-12 и углерод-13. Их содержание также зависит от температуры, но главное влияние на их соотношение оказывает метаболическая активность организмов, секретирующих раковины. Быстрорастущие организмы, а также те, в которых живут одноклеточные водоросли-симбионты (зооксантеллы), осаждают раковины с относительно низкими содержаниями углерода-13.

Содержание магния в карбонатных раковинах с увеличением температуры имеет тенденцию увеличиваться. Это в большей степени проявляется у низших организмов, таких, как известковые водоросли и фораминиферы, чем у более высокоорганизованных, например у морских уток. Эта связь вряд ли может иметь значение для палеоклиматических исследований.

Минералогия раковин также до некоторой степени связана с температурой. В теплых водах бентосными организмами осаждается относительно больше арагонита, чем в холодных, где отчетливо преобладает

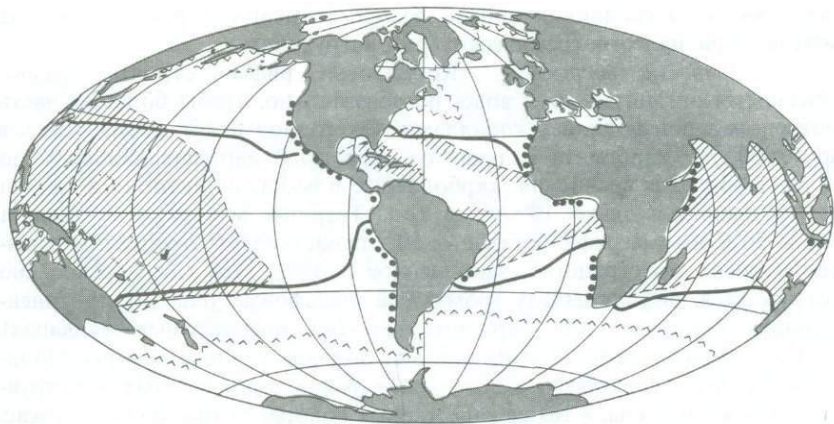


Рис. 7.7. Распространение коралловых рифов (заштрихованные площади). Жирной линией показана изотерма 20°C для самого холодного месяца года. Обратите внимание на общее совпадение. Прибрежный апвеллинг (точки) препятствует росту кораллов, поэтому восточные окраины неблагоприятны для рифообразования. Показана также граница максимального распространения айсбергов. По Зейболду (E. Seibold, in: R. Brinkmann (ed.), 1964, Lehrbuch der allgemeine Geologie. F. Enke, Stuttgart); распространение коралловых рифов по Уэллсу (J. W. Wells, 1957, Geol. Soc. Am. Mem. 67: 609).

осаждение *кальцита*. Арагонит является менее стабильной формой карбоната кальция и в процессе диагенеза переходит в кальцит. Таким образом, содержание арагонита в древних карбонатных осадках большей частью является результатом постседиментационного изменения, а не осаждения из морской воды.

7.4. Коралловые рифы — индикаторы тропического климата. 7.4.1. *Глобальное распространение.* В классических геологических методах картирования климатических поясов используются типичные шельфовые ассоциации, независимо от распространения отдельных видов, такие, как *ассоциации коралловых рифов*. Несмотря на то что отдельные виды внутри ее меняют места обитания, рифовая ассоциация в целом считается индикатором тропических мелководных условий. В настоящее время тропическая зона океана является основным районом распространения коралловых рифов (рис. 7.7). В западных частях океанских бассейнов рифы распространяются и в субтропики, в восточных частях океанов районы их распространения значительно сужаются. Расширение ареала на западе и сужение на востоке связано соответственно с теплыми и холодными пограничными течениями. Благодаря Гольфстриму рифы Бермудских островов в Западной Атлантике достигают северной широты примерно 30° . На восточной окраине Атлантического океана в зоне влияния Канарского течения и апвеллинга рифовые организмы начинают расти только к югу от Дакара (15° с. ш.). Однако в целом эк-

ватор является срединной линией распространения рифов, что весьма полезно при палеогеографических реконструкциях.

7.4.2. *Рифовые постройки.* «Коралловые рифы» строятся разнообразными организмами, и вовсе не обязательно, чтобы большая часть материала производилась кораллами. Ежегодно может производиться до $10\,000\text{ г/м}^2$ карбоната кальция со скоростью наращивания рифа до 10 мм в год. Для сравнения: карбонатные илы накапливаются в тысячи раз медленнее — только 10 г/м^2 в год. Твердый материал составляет около 50% объема рифа, остальные 50% представляют пустое пространство (точнее, пространство, заполненное водой). Там, где морское дно погружается, рифы слагают громадные шельфовые тела (на континентальных окраинах) или вершины гор (на погруженных вулканах).

Как строится риф? Для начала мы должны различать *каркас* (поддерживающую структуру) и *заполнение*, как в строительных конструкциях. Сами кораллы, а также известковые водоросли производят каркас. Массивные или (в защищенных местах) ветвистые каменные кораллы в виде отдельных колоний могут расти со скоростью до 2,5 см/год. На самом мелководье встречаются водоросли, которые в виде корок растут на отмерших частях рифа и цементируют его до такой степени, что он может противостоять даже самому сильному прибою. Эти водоросли также могут расти с большой скоростью, покрывая значительные пространства. Заполнение рифа состоит из обломков самих кораллов и твердых элементов других обитателей рифа. Оно может составлять $\frac{9}{10}$ объема рифа.

Риф населен многочисленными организмами, так как он характеризуется большим разнообразием биологических ниш (рис. 7.8). Эпibiонты, такие, как мшанки и сессильные фораминиферы, предпочитают твердый субстрат. Рыбы и ракообразные прячутся в пустотах. Богатая и красочная фауна моллюсков знакома многим по подводным фотографиям и, к сожалению, сувенирным магазинам.

Тропический коралловый риф представляет собой мелководную среду обитания с самым большим количеством видов, т.е. с максимальным видовым разнообразием. На Индо-Тихоокеанских рифах обитает более 3000 видов. Разнообразные скелетные остатки разрушены разными путями, например сверлящими водорослями, губками и морскими ежами. Многие из них сломаны рыбами и ракообразными. Кристаллы кальцита во многих скелетах скрепляются между собой органическим материалом. Когда последний разлагается, скелеты распадаются на элементы и превращаются в известковый ил. Наконец, волны и приливные течения превращают их в относительно тонкое карбонатное вещество. Детрит заполняет пространство внутри рифа, накапливается в лагунах позади него и намывается на пляжи. Детрит сползает также вниз по склону рифа на большие глубины, образуя фланги рифа. Цементация частиц, так же как и заполнение поровых пространств цементом, начинается очень скоро. Как показали наблюдения на Бермудах

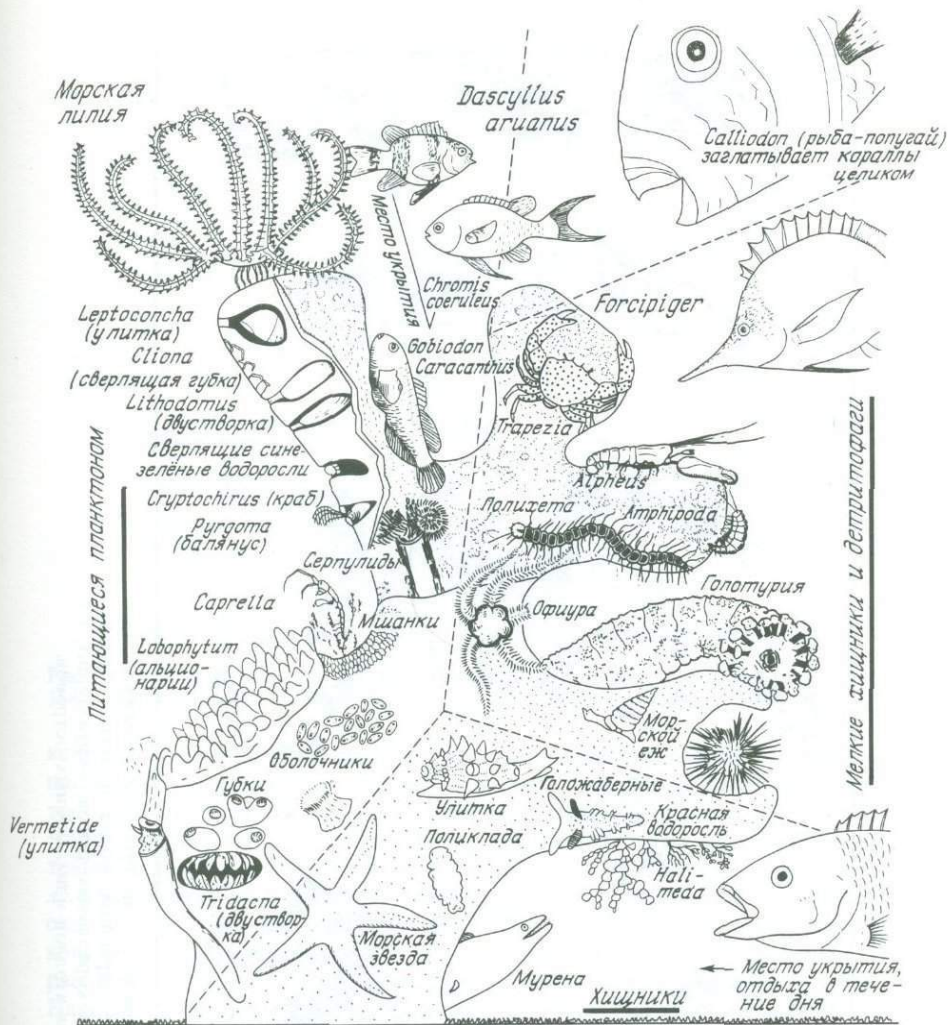


Рис. 7.8. Колония каменистых кораллов и связанная с ними макрофауна, классифицированная по способу питания. Отмершая базальная часть кораллов образует твердый субстрат, на котором поселяется эпибентос. Обратите внимание на многие сверлящие организмы, которые способствуют разрушению коралловых построек. По Герлаху (S. Gerlach, 1959, Verh. Dtsch. Zool. Geol. 356).

и Ямайке, цементация начинается уже на глубине 1 м и ниже поверхности рифа.

7.4.3. Атоллы. Различные процессы рифообразования классически представлены в развитии атоллов. Кольца коралловых рифов и рако-

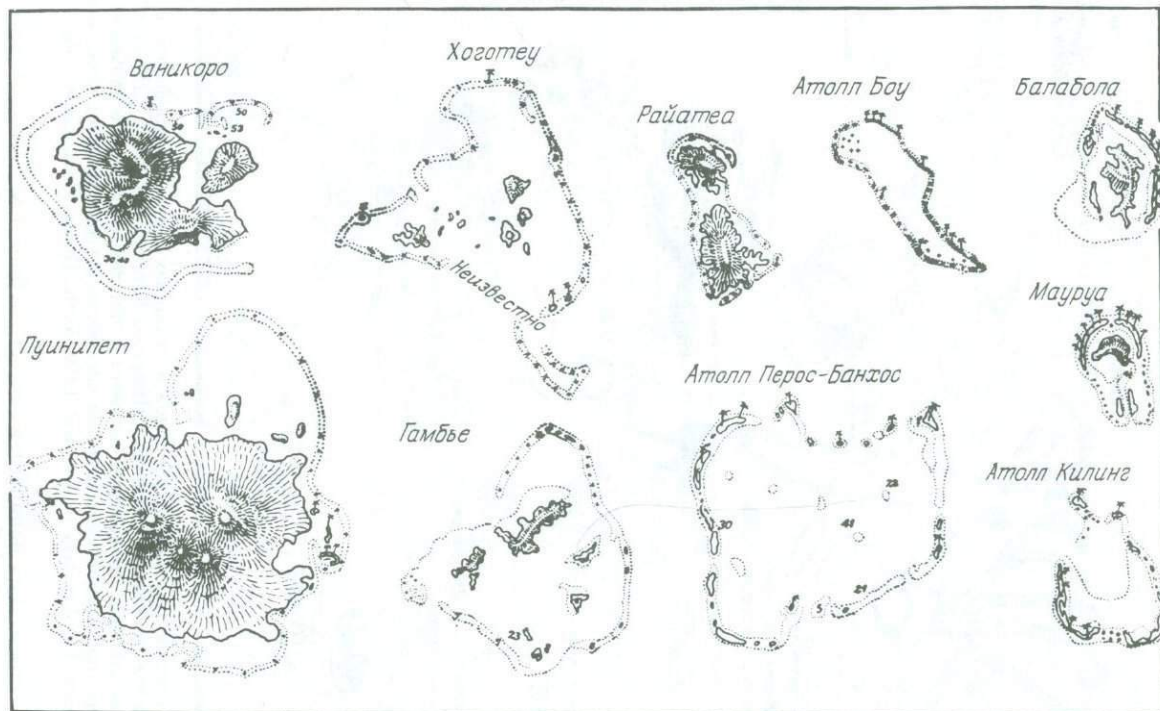


Рис. 7.9а. Дарвиновская гипотеза атоллообразования. Карты вычерчены Дарвином, чтобы показать сходство формы барьерных коралловых рифов, окружающих гористые острова, и атоллов или лагунных островов.

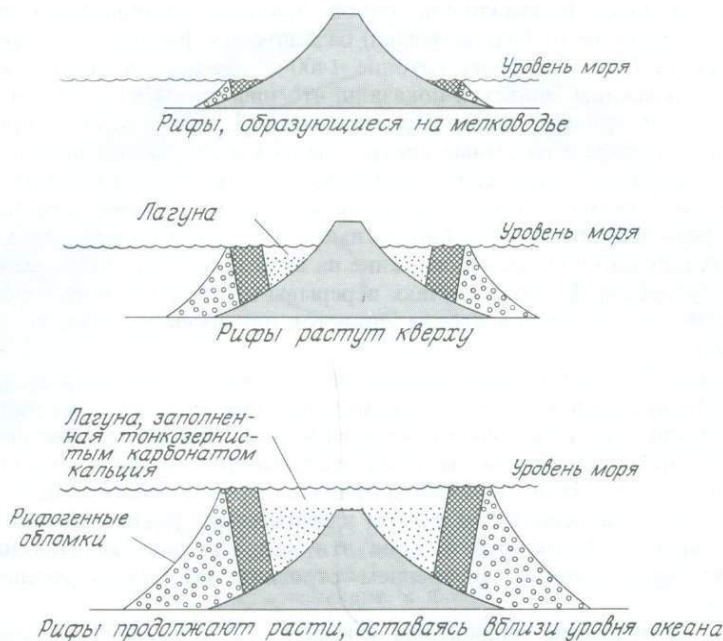


Рис. 7.9б. Теория Дарвина об образовании атолла путем погружения. (С. Darwin, 1842, On the structure and distribution of coral reefs, Ward Lock and Co., London).

винного детрита, с растущими на них пальмами и с лагуной внутри, защищенной от могучего прибойя,—довольно обычная картина в южной тропической части Тихого океана. Их происхождение впервые объяснил Чарлз Дарвин (рис. 7.9). Его теория основывалась на идее последовательного перехода от окаймляющего рифа через барьерный риф к атоллу. Окаймляющий риф растет непосредственно у берега. Барьерный риф отделен от суши мелководной лагуной. (Особый случай представляет, конечно, Большой Барьерный риф длиной 2000 км, расположенный на расстоянии от 30 до 250 км мористее восточного побережья Австралии.) Наконец, атолл—это почти правильное кольцо рифа, достигающее поверхности и образующее атолловый остров, сложенный рифовым детритом. В центре кольца располагается лагуна. Размеры атоллов самые разные, большой атолл может достигать 40 км в диаметре. Поскольку водоросли как карбонатпроизводящие, так и симбионты нуждаются в свете, коралловые рифы могут расти только на очень небольших глубинах, и атоллы поэтому не могут начинать рост с больших глубин. Этот факт привел Дарвина к мысли, что образование атолла связано с постепенным надстраиванием рифа на медленно опускающемся морском дне.

Теория Дарвина в последние 30 лет была доказана бурением на не-

скольких атоллах. В скважине на атолле Эниветок (Маршалловы острова, тропическая часть Тихого океана) базальтовый фундамент эоценового возраста был вскрыт на глубине 1400 м. Детальные исследования керна из скважины Эниветок показали, что риф время от времени поднимался над уровнем моря. Доказательством этому служат присутствующие в разрезе наземные улитки, пыльца и споры наземных растений. Обнаружены также следы пресноводного влияния на химический состав известняков, а также перерывы в разрезе, указывающие на то, что в третичное время здесь иногда имела место эрозия осадков. Сходная ситуация наблюдалась в скважине на атолле Бикини, в 200 милях от атолла Эниветок. В обоих случаях перерывы наблюдаются на глубинах около 200–300 м, хотя на атолле Эниветок они имеются и на больших глубинах.

В самом ли деле острова «подпрыгивали», как это предположил Менард? Он предположил, что во время движения морского дна над выступами или горячими точками верхней мантии любые острова на нем будут подниматься при подъеме на этот выступ мантии и опускаться при спуске с него. Или мы должны принять, что эти своеобразные записи в атолле оставлены глобальными изменениями уровня океана в третичное время? Чтобы ответить на эти вопросы, мы должны иметь больше информации о внутреннем строении атоллов в различных районах.

7.5. Геологические индикаторы климата. *7.5.1. Химические индикаторы.* Мы обсудили некоторые из аспектов биологических индикаторов климата. Конечно, коралловые рифы в равной мере могут считаться геологическим индикатором, так как они являются карбонатными осадочными телами, чьи формы могут быть закартированы. И действительно, время от времени делаются простые обзоры данных о распространении рифов во времени, для того чтобы определить положения экваториального пояса и в конечном итоге движение континентов. В целом все биогенные карбонатные отложения содержат подобную информацию (рис. 7.10). Хотя этот метод и не очень надежен, он все же обеспечивает некоторый контроль геофизических данных.

Для картирования климатических поясов использовались также отложения соли и доломитов. Они характерны для субтропической зоны и образуются в результате преобладания испарения, о чем говорилось выше (разд. 3.7.3 и 7.6). В тропических районах типичными продуктами выветривания являются латерит и глинистый минерал каолинит. Они выносятся в океан, где накапливаются в глубоководных отложениях и могут быть использованы для изучения климатических изменений на суше (см. разд. 8.2.3).

7.5.2. Физические геологические индикаторы особенно заметны в высоких широтах в связи с большим влиянием льда (рис. 7.10).

На шельфах, полностью покрытых льдом, как в Антарктике, преобладают процессы эрозии. Повсюду распространены голые камни, отполированные и поцарапанные, впадины заполнены моренным материа-

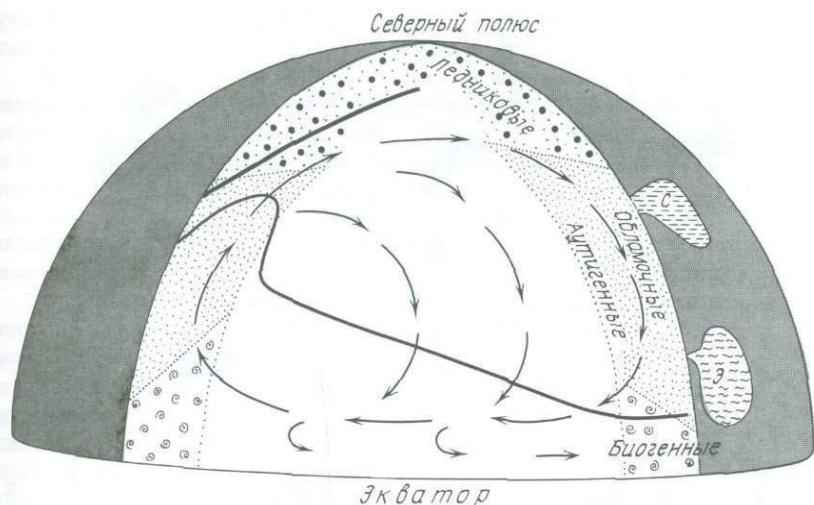


Рис. 7.10. Распространение шельфовых отложений в разных климатических зонах северной половины идеального океанского бассейна. Континенты закрашены черным цветом. Течения показаны стрелками. Название обломочные относится к твердому стоку рек, аутигенные – к фосфатным отложениям, приуроченным к районам с осадками, богатыми органическим веществом, биогенные – к карбонатным отложениям (моллюски, фораминиферы, кораллы и водоросли). Раковинные карбонатные осадки образуются также и за пределами тропиков, но здесь они маскируются терригенным материалом. В замкнутых шельфовых морях в зависимости от климатической зоны накапливаются осадки, богатые углеродом (С), или эвалориты (Е). По Эмери (К. О. Emery, 1969, Sci. Am., 221 [3] 106; с изменениями).

лом. Айсберги, откалывающиеся от ледников, несут с собой обломочный материал, который теряется ими при таянии. Во время ледниковых периодов плейстоцена район айсберговой седиментации значительно расширился (разд. 3.2.2). Кроме того, в связи с падением уровня моря в это время обнажались обширные районы шельфа, и ледники могли отлагать на них конечные морены характерной языковидной формы, как на Восточном побережье к северу от Нью-Йорка и в районе современных Северного и Балтийского морей. Эти морены являются ледниковыми реликтами, которые в настоящее время переработаны шельфовыми течениями (разд. 5.3).

Многие высокоширотные шельфы (Сибири и северной Аляски) зимой покрыты морским льдом. Реки, впадающие в эти шельфовые моря, также обычно покрыты льдом, за исключением нескольких летних месяцев. Когда реки вскрываются, пресная вода может быть выше морского льда; на шельфе Аляски, например, на расстоянии до 10 км в сторону моря. Она проникает сквозь лед по трещинам и может вымывать на дне моря воронки шириной до 10–20 м.

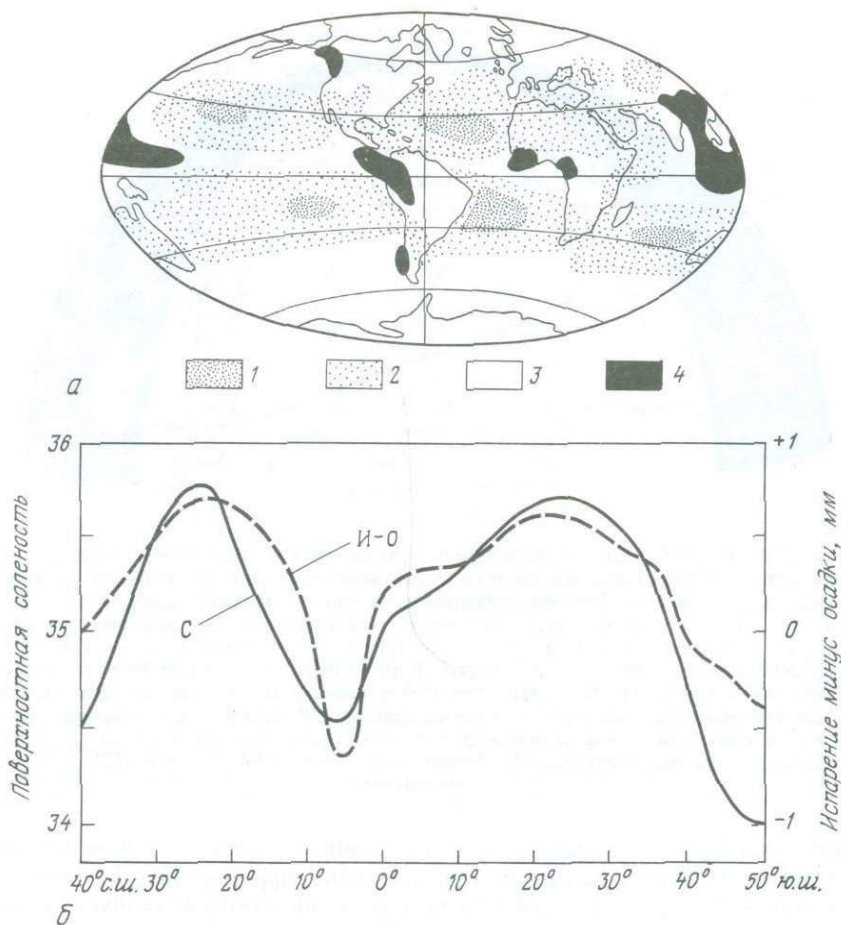


Рис. 7.11. Соотношение испарения и выпадения осадков и распределение солености в Мировом океане. *а* – карта, показывающая разность количества осадков и испарения (см/год). По Зейболду (*E. Seibold*, 1970, *Geol. Rundsch.* 60: 73, based on *G. Dietrich*, 1957); *б* – усредненная по широте соленость поверхностных вод океана в сравнении со значениями разности испарения и выпадения осадков. По Свердрупу и др. (*H. U. Sverdrup et al.*, 1942, *The oceans*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, p. 124). 1 – > 1000 мм/год; 2 – преобладает испарение; 3 – преобладают осадки; 4 – > 1000 мм/год.

Морской лед толщиной от 1 до 4 м препятствует транспортировке осадков, гася волны и прибрежные течения. Небольшое количество лагун в Арктике, возможно, объясняется недостаточным объемом транспортировки осадков вдоль побережья. Морской лед также препятствует пелагической седиментации повсеместно на дне арктических морей; ско-

рости осадконакопления в центральной части Северного Ледовитого океана исключительно низкие (~ 1 мм в 1000 лет).

Лед может тороситься, сжатый океаническими течениями, что так живо описано знаменитым исследователем Арктики Фритьофом Нансеном (1861–1930). В этом случае лед может царапать дно шельфа и оставлять глубокие длинные борозды. Ясно, что такие районы крайне неблагоприятны для прокладки трубопровода или строительства платформ. Такие борозды, проделанные плавающими льдами во время последнего оледенения, были открыты с помощью гидролокатора бокового обзора у кромки Шотландского и Норвежского шельфов.

Арктические условия очень суровы для бентосных организмов. Для них характерен бедный видовой состав. Одна из лагун на Аляске к юго-востоку от мыса Барроу, шириной около 8 км и глубиной около 4 м, в течение 9 месяцев в году покрыта льдом. При замерзании соль большей частью остается в воде, и соленость увеличивается до 65‰. Ранним летом, когда ледниковый и снежный покровы тают, талая вода разбавляет соленость до 2‰. В середине лета, когда тают морские льды, в лагуну поступает морская вода с нормальной соленостью и соленость в ней увеличивается до 30‰. В октябре лагуна снова замерзает, и цикл повторяется. Ясно, что только немногие виды раковинных организмов или илоедов могут выжить в таких экстремальных условиях.

Материал, поставляемый реками в высоких широтах, состоит главным образом из алеврита с подчиненным количеством глины и песка. Причиной этого интересного седиментологического феномена предположительно является механическое выветривание при чередующихся замерзании и оттаивании. Этот процесс имеет важное значение для образования лёсса, когда алевритовые частицы выдуваются из районов оледенения и накапливаются по их периферии.

7.6. Климатические индикаторы замкнутых морей. 7.6.1. Распределение солености и обмен. В характеристике тропического рифа и изборожденного льдами шельфа мы сравнили крайне теплые и холодные районы Мирового океана. Существует еще один важный контраст, между районами с избыточным испарением и районами с избыточным выпадением осадков. На суше эти условия известны под названиями *аридные* и *гумидные*. В океане, состоящем из воды, слова «аридный» и «гумидный» как будто имеют мало смысла при описании климатических поясов. Однако мы используем их как удобные характеристики баланса между испарением и выпадением осадков.

В открытом океане существуют климатические различия в солености, которые очерчивают главные районы преобладания испарения (центральные гиры) и районы с избыточным выпадением осадков (район экватора, умеренные и высокие широты; рис. 7.11).

Различия в солености в открытом океане слишком малы, чтобы информация о них сохранялась непосредственно при неорганическом или биогенном осадконакоплении. Однако эти различия усиливаются в замкнутых морях, примыкающих к океанским бассейнам. Мы подроб-

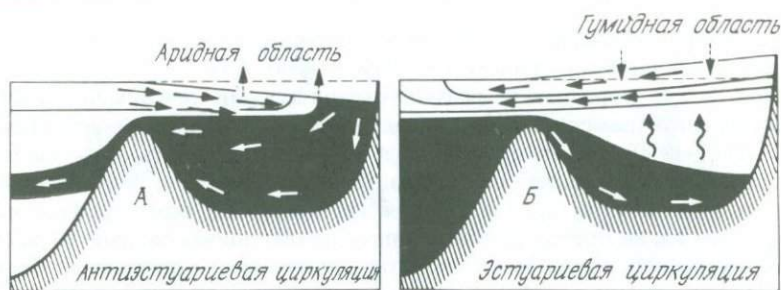


Рис. 7.12. Антиэстуариевая и эстуариевая циркуляция в бассейнах с избытком испарения и избытком выпадения осадков соответственно. Аридный бассейн (А) характеризуется опусканием уровня вод и по этой причине низким содержанием биогенных веществ и высоким содержанием кислорода. Эстуариевый бассейн (Б) характеризуется подъемом вод и соленостной стратификацией, следовательно, высоким содержанием биогенных веществ и низким содержанием кислорода. *Примеры. Районы с антиэстуариевой циркуляцией:* Атлантический океан – Гибралтар – Средиземное море; Индийский океан – Баб-Эль-Мандеб – Красное море; Индийский океан – Ормузский пролив – Персидский залив. *Районы с эстуариевой циркуляцией:* Атлантический океан – порог – норвежские и гренландские фьорды; Средиземное море – Босфор – Черное море; Северное море – проливы – Балтийское море.

но продемонстрируем это усиление и его влияние на осадконакопление, так как считаем, что оно может послужить ключом для интерпретации разнообразных древних морских осадков, как мелководных, так и глубоководных бассейнов (см. также разд. 4.3.5).

В аридном поясе моря с избыточным испарением характеризуются таким обменом с открытым океаном, при котором поверхностные воды втекают, а глубинные вытекают (рис. 7.12). Такая циркуляция называется антиэстуариевой. Лучшие примеры этому: Средиземное море, Персидский залив и Красное море. Здесь потеря воды при испарении значительно превосходит ее поступление с дождями и реками. В результате уровень моря понижается и из открытого океана через пролив поступает океанская вода. Поступающая вода, разумеется, является поверхностной, так как склоновый градиент существует только вблизи поверхности. Избыточное испарение в пределах аридных районов увеличивает соленость втекающих вод, что повышает их плотность и заставляет погружаться. Таким образом, аридные бассейны заполнены тяжелыми солеными поверхностными водами. Будучи более тяжелой, чем воды открытого океана на той же глубине, она выталкивается и перетекает через порог (рис. 7.12). Так образуется циркуляция, при которой поверхностные воды втекают, а глубинные вытекают.

Там, где привнос пресной воды дождями и реками преобладает над испарением, уровень моря повышается; вода в гумидном замкнутом море опресняется и становится легче, чем вода открытого океана. В результате более тяжелая океанская вода проникает в глубокие части бассейна и замещает менее соленые воды снизу. Втекающая вода является

подповерхностной. Вытесненная вода поднимается на поверхность, где градиент заставляет ее стекать в океан. Примерами бассейнов с такого типа циркуляцией (глубинные воды втекают, поверхностные вытекают) являются Черное и Балтийское моря, фьорды Аляски и Норвегии. Эта модель циркуляции называется эстуариевой. От того, какой тип циркуляции, «эстуариевый» или «антиэстуариевый», характерен для данного окраинного бассейна, зависят его продуктивность и осадконакопление. Сравнение между Балтийским морем как гумидной моделью и Персидским заливом как аридной моделью циркуляции поможет лучше увидеть эти различия.

7.6.2. *Балтийское море как гумидная модель окраинного моря.* Для начала рассмотрим распределение солёности. В Персидском заливе солёность поверхностных вод увеличивается при движении от Ормузского залива по направлению к внутренним частям. Вода с высокой солёностью *вытекает вблизи дна*. В Балтийском море солёность поверхностных вод *уменьшается* от проливов к внутренним частям. Тяжелые морские воды *втекают вблизи дна*, перетекая из одной впадины в другую. В Балтийском море преобладают низкие значения солёности, обычно менее 18‰ в связи с разбавлением дождевой водой и речным стоком. В Персидском заливе солёность достигает 40‰.

Как слишком низкие, так и слишком высокие значения солёности неблагоприятны для нормальных морских организмов (табл. 7.1). В Балтийском море типично морская фауна, распространенная вблизи проливов, постепенно исчезает по направлению к глубоководным частям бассейна. Соответственно начинают доминировать некоторые солоноватоводные виды. Морские моллюски становятся мельче, а их раковины более тонкими.

Кроме того, в гумидных условиях Балтийского моря лагуны по его краям могут легко опресняться, в зависимости от выпадения осадков, речного стока и степени изолированности. В таких отгороженных заливах растут камыши и другие растения, образующие торфяники, которые в конечном итоге переходят в ископаемое состояние в виде угольных пластов. Вельды Англии и ГДР—осадочный разрез на границе юры и мела—являются отложениями такого типа. Гипергалинные лагуны

Таблица 7.1. Уменьшение видов при переходе из открытого океана в Балтийское море. По Ремане (Remane, 1958)

Морские виды	Северное море	Балтийское море	Кильский залив	Центр восточной части Балтийского моря
Раковины	189	42	32	5
Морские Улитки	351	68	49	9
Головоногие	32	5	4	—

и эвапоритовые впадины в Персидском заливе, разумеется, также являются примерами аналогичных экстремальных условий.

И наконец, *стратификация водного столба* в Балтийском море намного стабильнее, чем в Персидском заливе, в связи с высоким плотностным контрастом между опресненными поверхностными водами и солеными глубинными водами. В летнее время, когда поверхностные воды в Балтийском море нагреты до 15°C или около этого, плотностные различия и стабильность стратификации еще усиливаются. В результате вертикальное перемешивание фактически затухает. А без такого перемешивания поверхностные воды, которые находятся в контакте с атмосферой, не приносят кислород в более глубокие слои.

Стратификацию можно закартировать, используя распределение бентосных фораминифер (рис. 7.13). На склоне бассейна, где более соленые донные воды сменяются более опресненными поверхностными водами, проходит резкая граница между верхней и нижней фауной бентосных фораминифер. Здесь же происходит изменение в содержании карбоната и других свойств осадка. Этот факт может оказаться полезным при изучении древних морских осадков.

Продуктивность в Балтийском море высокая в связи с поступлением из Северного моря богатых питательными веществами *подповерхностных вод*. Эти вещества в результате органической седиментации задерживаются в Балтийском море и частично снова вовлекаются в круговорот уже со дна. Они достигают поверхностных вод при перемешивании зимними штормами и в результате диффузии. Поступление большого количества питательных веществ в бассейн определяет его высокую продуктивность, что в свою очередь обуславливает поступление большого количества органического вещества на дно. Кислород быстро расходуется на разложение этого вещества. В придонной воде образуется значительный дефицит кислорода (менее 10% насыщения), особенно во время периода стабильной стратификации. При определенных условиях может быть израсходован *весь кислород*, и в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий развивается сероводородное заражение (сероводород-газ с гнилостным запахом).

7.6.3. *Условия стагнации*. При падении содержания кислорода донная фауна меняется. Раковинные организмы исчезают при концентрации кислорода в воде меньше 1 мл/л. Остается всего несколько видов многоклеточных, главным образом червей (аннелиды, нематоды) и ракообразных. Они перемешивают самый верхний слой осадков, питаясь ими, и оставляют ходы, но твердые части почти никогда не сохраняются. При содержании кислорода 0,1 мл/л условия становятся неблагоприятными для всех многоклеточных; выживают только некоторые простейшие и анаэробные бактерии.

Как уже упоминалось, причиной дефицита кислорода в придонных водах Балтийского моря является как высокая продуктивность, так и стабильная стратификация вод. Если биогенные элементы также ответственны за дефицит кислорода, могла ли человеческая активность

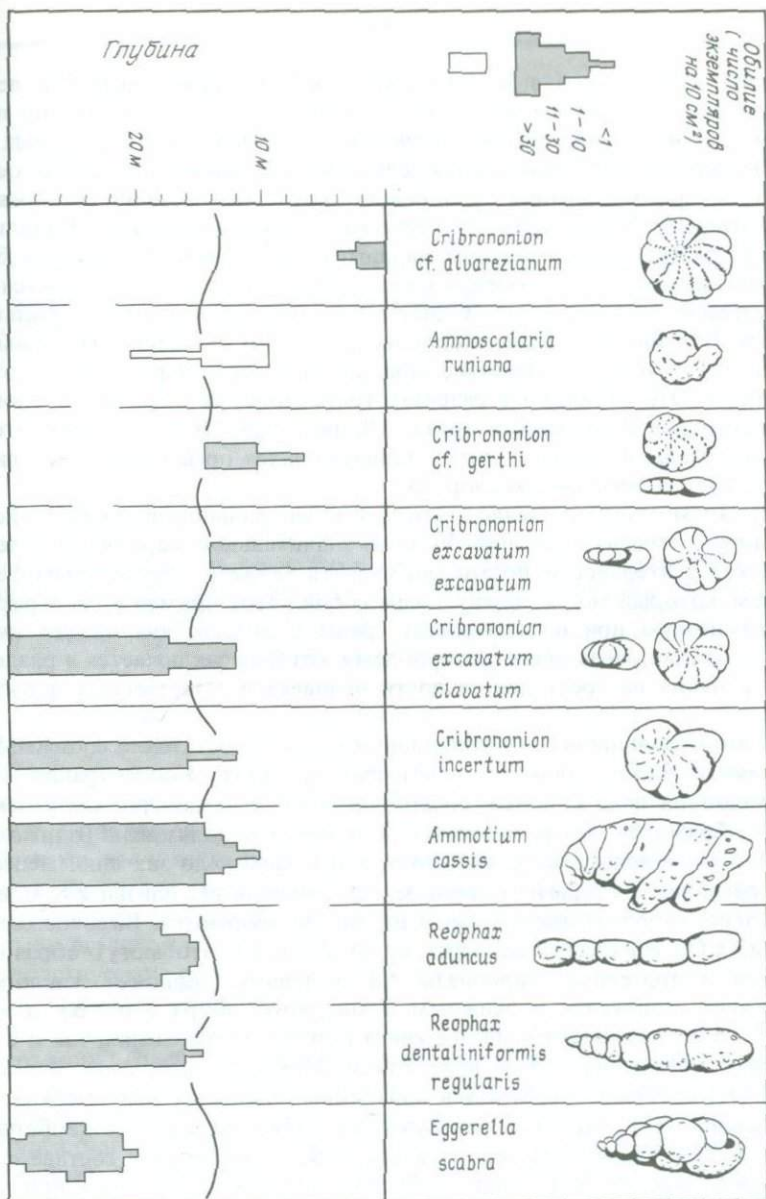


Рис. 7.13. Батиметрическое распространение часто встречающихся в западной части Балтийского моря видов бентосных фораминифер. Ширина черных столбиков соответствует количеству живых экземпляров, найденных на площади 10 см² (*Ammoscalaria* – в 1963–1964 гг. были встречены только пустые раковины). Волнистая линия на глубине около 14 м фиксирует границу между набегающей морской водой и сбегавшей поверхностной водой. По Лутце (G. F. Lutze, 1965, *Meiniana*, 15: 75).

усилить «стагнацию» в Балтийском море? Наверняка. Вырубка лесов и сельскохозяйственная деятельность значительно усилили эрозию почвы и, следовательно, приток почвенных экстрактов, т.е. питательных веществ. Кроме того, современная сельскохозяйственная технология основана на использовании удобрений, которые частично выносятся в Балтийское море (и главным образом в прибрежные воды). Канализация и промышленные отходы являются еще одним источником биогенных веществ. Таким образом, стагнация, безусловно, усиливается человеческой деятельностью. Однако колонки осадков из центральных частей Балтийского моря свидетельствуют, что стагнация часто имела место до того, как воздействие цивилизации могло играть роль в этом процессе. Это отражено в разрезах тонкослоистых осадков, со слоями миллиметровой мощности (разд. 3.9, рис. 3.13). В этих слоях отсутствуют следы илоедов и других зарывающихся организмов, что свидетельствует о дефиците кислорода.

В таком случае усиление стагнации в центральной части Балтийского моря в течение последних 50 лет в значительной мере *обязано* человеческой деятельности, но это могло быть также и естественным феноменом, который мог возникнуть сам собой. Этот пример иллюстрирует возникающую при исследованиях среды и воздействия на нее индустриализации очень обычную проблему, которая заключается в разделении влияния на среду деятельности человека и естественных флуктуаций.

Химические процессы в анаэробных осадках достаточно сложны. Мы упомянем здесь только о некоторых аспектах. Концентрация CO_2 в придонной воде с низким содержанием O_2 высокая, так как углекислота образуется, когда кислород полностью использован. Взаимодействие CO_2 и воды дает уголекислоту, и pH падает (до значений менее 7) по сравнению с открытым океаном, где значения pH близки к 8. Следовательно, карбонатные раковины на дне растворяются. Высокое содержание CO_2 в интерстициальных водах означает, что могут образовываться гидрогенные карбонаты. В условиях дефицита кислорода марганец становится подвижным и мигрирует вверх в осадки в виде Mn^{2+} . Он удерживается на дне как в результате окисления, так и с помощью осаждения его в виде окиси MnO_2 и *карбоната марганца* MnCO_3 , который образуется в анаэробных условиях при высоком содержании CO_2 . Могут образовываться также железистые карбонаты, хотя железо менее подвижно, так как легко осаждается в составе сульфидов и окислов. Когда нет свободного кислорода, бактерии *производят* сульфиды путем восстановления сульфатного иона:



В этих условиях образуются сульфиды железа, поэтому кристаллы пирита FeS_2 обычны в черных анаэробных осадках. Если восстановление сульфатов происходит на самой поверхности осадков, карбонатные раковины на дне сохраняются.

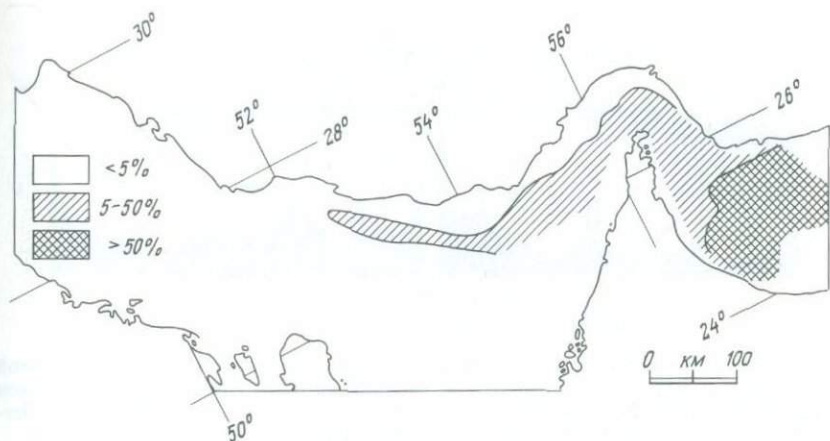


Рис. 7.14. Распределение относительного обилия plankтонных фораминифер в песчаной фракции поверхностных осадков в Персидском заливе. Цифры означают содержание plankтонных форм в составе всех фораминифер. На схеме видно, что plankтон приносится поверхностными водами, поступающими из открытого океана (справа) в залив. По Сарштейну (M. Sarnthein, 1971, Meteor. Forschungsgeb. Reihe C 5: 1).

7.6.4. Персидский залив как аридная модель окраинного моря. Ни одно из условий, типичных для Балтийского моря, не наблюдается в Персидском заливе, потому что на дно приносится опускающимися солеными водами кислород и продуктивность обычно низкая. Поступающие в залив океанские поверхностные воды бедны питательными веществами, как и везде теплые поверхностные воды. Анаэробные условия могут развиваться только внутри осадков в гипергалинных лагунах. В этом случае происходит восстановление сульфатов и образуются богатые органикой слои с пиритом. Однако такие слои легко отличимы в геологическом разрезе от слоев, образовавшихся в застойном бассейне в гумидных условиях.

Осадки собственно залива сильно отличаются от осадков Балтийского моря: содержание органического углерода (0,5–1%) приблизительно в пять раз ниже, а содержание карбоната кальция (более 50%) более чем в 10 раз выше. Бентосные организмы существуют на всех глубинах и существовали всегда, и любая слоистость быстро разрушается биотурбацией. Мобилизация тяжелых металлов прекращается внутри осадка в связи с высоким содержанием кислорода в слое перемешивания.

Поступающая в Персидский залив вода приносит с собой plankтон из Индийского океана. Некоторые его представители выживают в условиях высокой солености вод залива, другие погибают. Plankтонные фораминиферы постепенно уменьшаются в числе по направлению к внутренним частям залива, что хорошо видно из отношения численности plankтонных фораминифер к их общей численности (разд. 7.14).

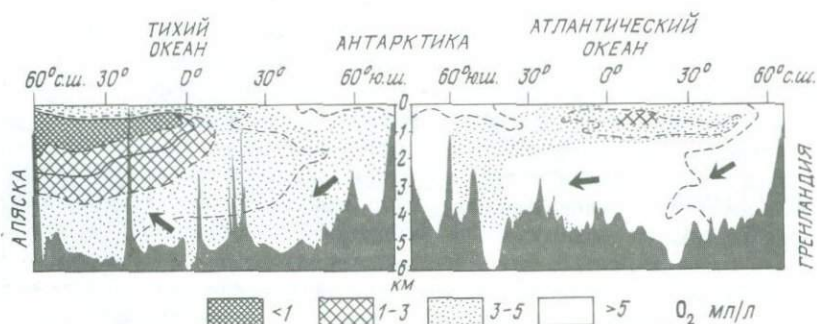


Рис. 7.15. Эстуариевый (слева) и антиэстуариевый (справа) характер глубинной циркуляции в Тихом и Атлантическом океанах. Возраст глубинных вод отражен в распределении концентрации растворенного кислорода. По Бергеру (W. H. Berger, 1970, Geol. Soc. Am. Bull. 81: 1385).

7.6.5. Приложение моделей к крупным океанским бассейнам. Контраст между эстуариевой (гумидной) и антиэстуариевой (аридной) циркуляцией очевиден даже в больших бассейнах (разд. 4.3.5). Явный пример этому – Средиземное море. В настоящее время оно представляет собой антиэстуариевый, аридный бассейн с высококарбонатными осадками и низким содержанием органического вещества и тяжелых металлов. В раннем голоцене в восточной части Средиземного моря накапливались черные (сапропелевые) осадки. Наиболее разумно было бы предположить опреснение поверхностных вод речным стоком и смену циркуляции. Это объяснение было впервые предложено 30 лет назад Кулленбергом, шведским океанографом, который изобрел трубку для взятия колонок осадков (разд. 9.1). Его предположение в последнее время подтвердилось исследованиями изотопов кислорода, которые показали, что в периоды накопления сапропелевых отложений соленость поверхностных вод понижалась.

Среди более крупных бассейнов Северная Атлантика является антиэстуариевым, или аридным, бассейном с погружающимися поверхностными водами, хорошо окисгенированными придонными водами, с высоким содержанием карбоната кальция и низким содержанием органического вещества в осадках. Кроме того, осадки характеризуются низким содержанием опала, как в Средиземном море и Персидском заливе; диатомовые и радиолярии легко растворяются. Вся северная часть Тихого океана, напротив, может рассматриваться как бассейн эстуариевого типа, поскольку его северный пояс характеризуется низкими значениями солености (рис. 7.15). Осадки здесь по аналогии с Балтийской моделью низкокарбонатные, содержание диатомей и органического вещества высокое (особенно на склонах), и большая часть океанского дна на больших глубинах покрыта тяжелыми металлическими конкрециями, или железо-марганцевыми конкрециями (гл. 10).

ГЛУБОКОВОДНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Впервые специально глубоководные отложения изучались во время британской экспедиции на судне «Челленджер» немногим более 100 лет назад. Позже многие тысячи образцов были описаны Джоном Мерреем (1841–1914), который в качестве натуралиста был на «Челленджере». Он и его сотрудник Ренар опубликовали объемный том результатов, которые послужили базой для всех более поздних работ в этой области. Первым значительным шагом после работ Меррея были исследования немецкой экспедиции на «Метеоре» почти полвека спустя. Со взятием длинных колонок осадков шведской экспедицией на «Альбатросе» в 1947–1949 гг. родилась новая отрасль океанографии – плейстоценовая океанография. Она революционизировала наше представление о великих ледниковых периодах. Еще один крупный шаг вперед был сделан в 1968 г. – работы судна «Гломар Челленджер» и осуществление Проекта глубоководного бурения позволили получить образцы для третичной и даже меловой палеоокеанографии.

Мы рассмотрим древние океанские осадки в отдельной главе. Здесь только суммированы данные о современном осадконакоплении, полученные при изучении образцов донных осадков (рис. 8.1).

8.1. Общий обзор. 8.1.1. *Типы осадков и примеры.* Начнем с перечня типов осадков, которые в настоящее время существуют (табл. 8.1). Главные типы нам уже знакомы по предыдущей главе. *Пелагические глины* – это тонкозернистые литогенные и вулканогенные отложения. *Илы* состоят из биогенного материала: раковин фораминифер, радиолярий, кокколитофор и диатомей. *Гемипелагические отложения* представляют собой те же глины и илы, но со значительной примесью материала, поступающего с шельфа и континента. Список в табл. 8.1 не является исчерпывающим, но включает все основные типы осадков, встреченных на морском дне.

Общая схема распределения глубоководных осадков довольно проста (рис. 8.2). Главной фациальной границей в глубоководных отложениях является уровень карбонатной компенсации, т.е. граница между

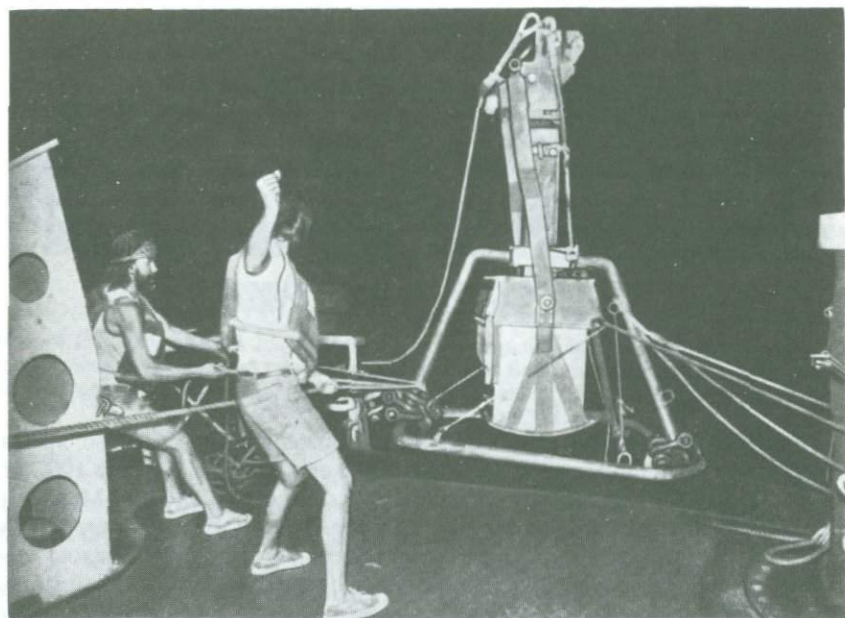


Рис. 8.1. Получение глубоководных осадков с помощью коробчатого дночерпателя. Он представляет собой стальную коробку с острыми краями, которая вдавливается в грунт под тяжестью нагрузки. Коробка закрывается задвижкой, которая вращается на двух болтах, расположенных над коробкой. При вытаскивании коробки из грунта за противоположное плечо задвижки она срабатывает и запирает коробку. Рама на трех ножках удерживает грунтоотборник в равновесии перед его погружением в осадок. Многочисленные веревки, видные на фотографии, предотвращают раскачивание на палубе тяжелого оборудования. Фото Уолша, Скриппсовский океанографический институт.

карбонатными и некарбонатными осадками. Карбонатная фация характерна главным образом для океанических поднятий и приподнятых плато, в то время как для глубоководных впадин типична фация красных глин. Таким образом, общая схема распределения осадков контролируется глубиной. Кремнистые отложения накапливаются под областями высокой продуктивности, т.е. под океанскими окраинами, в экваториальном поясе и вблизи полярных фронтов. Кроме того, относительно грубые терригенные осадки с континентов проникают в глубоководные части океана вдоль их окраин, на значительное расстояние от шельфа, далеко в пределы абиссальных равнин.

8.1.2. Преобладание биогенных осадков. Основная масса глубоководных отложений состоит из биогенных осадков, преимущественно из планктонных раковин (табл. 8.1, рис. 8.3). Около половины площади морского дна покрыто илами, т.е. осадком, состоящим из остатков планктона. Раковины планктонных организмов обычно имеют размеры

Таблица 8.1. Классификация глубоководных осадков [по Бергеру (*W.H. Berger*, 1974, in: *C.A. Burk, C.L. Drake*. The Geology of continental margins, Springer, Heidelberg, Berlin, New York)]

I. Эупелагические отложения (илы и глины)

Материал терригенного, вулканогенного и(или) неритического происхождения составляет < 25% фракции > 5 мкм. Медианный размер зерен < 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов)

A. Пелагические глины. Карбонатных и кремневых организмов 30%

1. CaCO_3 1–10%. (Слегка) известковистая глина
2. CaCO_3 10–30%. Сильно известковистая (или мергелистая) глина
3. Биогенного кремнезема 1–10%. (Слегка) кремнистая глина
4. Биогенного кремнезема 10–30%. Сильно кремнистая глина

Б. Илы. CaCO_3 или биогенного кремнезема > 30%

1. CaCO_3 > 30%, < 2/3 CaCO_3 – мергелистый ил, > 2/3 CaCO_3 – писчий мел
2. CaCO_3 < 20%. Биогенного кремнезема > 30% – диатомовый или радиоляриевый ил

II. Гемипелагические отложения (илы)

Материал терригенного, вулканогенного и(или) неритического происхождения составляет > 25% фракции > 5 мкм. Медианный размер зерен > 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов)

A. Известковистые илы. CaCO_3 > 30%

1. < 2/3 CaCO_3 – мергелистый ил, > 2/3 CaCO_3 – писчий мел
2. Скелетных остатков организмов > 30% – фораминиферовый ил, нано-планктонный ил, ракушечный ил

Б. Терригенные илы. CaCO_3 < 30%. Преобладают кварц, полевой шпат, слюда. Определения: кварцевый, аркозовый, слюдистый

В. Вулканогенные илы. CaCO_3 < 30%. Преобладают вулканический пепел, палагонит и т.д.

III. Пелагические и(или) гемипелагические отложения

1. Доломит-сапропелитовые циклы
2. Черная (углистая) глина и ил-сапропелиты
3. Окременные алевролиты и аргиллиты – кремни
4. Известняк

меньше 1 мм в диаметре. Организмы, продуцирующие раковины, пассивно переносятся океанскими течениями. Некоторые из них мигрируют вверх и вниз, попадая, таким образом, в различные горизонтальные течения на разных глубинах. За исключением некоторых радиолярий, практически все планктонные организмы, строящие раковины, живут в поверхностных водах. Кокколитофоры и диатомовые нуждаются в свете для фотосинтеза. Это также справедливо и для многих планктонных фораминифер из-за живущих в них симбиотических водорослей. Кроме того, в поверхностных водах количество питательных веществ наибольшее.

Раковины и скелеты фораминифер и радиолярий, вероятно, выполняют несколько функций, в том числе защитную и питательную (трофи-

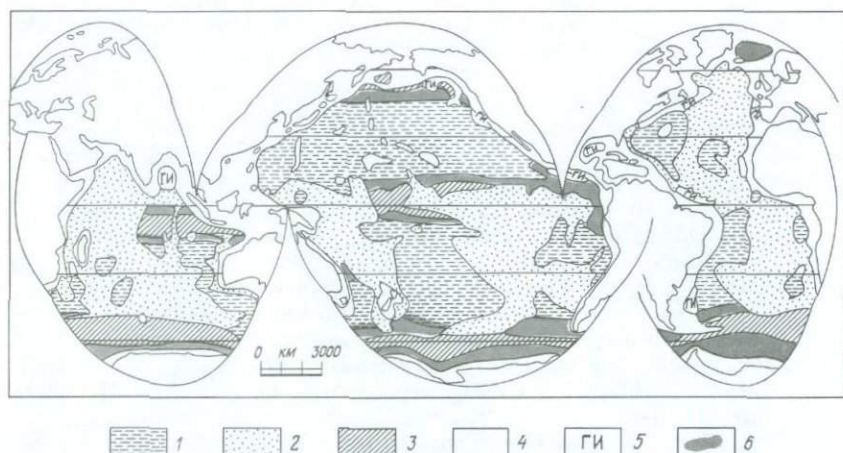


Рис. 8.2. Осадочный чехол океанского дна. Главные типы осадка здесь или фации — это пелагическая глина и известковый ил. По Бергеру (*W.H. Berger, 1974, in: C. A. Burk, C. L. Drake (eds.), 1974, The geology of continental margins Springer*). 1 — глина или отсутствие отложений; 2 — глубоководные илы; 3 — известковый ил; 4 — ледниковый дебрис; 5 — кремнистый ил (местами илистый или глинистый); 6 — шельфовые или склоновые отложения.

ческую), улавливая пищу липкой протоплазмой, покрывающей шипы. Проблема плавучести является важной для планктонных организмов, строящих раковины из твердых минеральных частиц, так как последние намного тяжелее воды и стремятся вниз, унося организмы от солнечного света и изобилия пищи. Поэтому многие скелеты сильно перфорированы или очень тонки. Плавучесть может увеличиваться также благодаря включениям газа и липидов, а также маленьким размерам раковин и наличию шипов и других выростов.

Большинство раковин отмерших организмов не достигает морского дна, а большинство тех, которые его достигают, разрушаются процессами растворения. Это справедливо как для карбонатного, так и для кремневого материала, но особенно для последнего. В осадках фактически отсутствуют диатомовые открытого океана, повсеместно встречающиеся в поверхностных водах, они слишком тонки для того, чтобы сохраняться.

В общем *продуктивность* и *глубина* океана являются наиболее важными факторами, контролирующими состав глубоководных биогенных осадков. Продуктивность, разумеется, контролирует поступление на дно остатков планктонных организмов, а глубина контролирует растворение карбоната кальция (посредством давления и химического состава водных масс).

8.1.3. Темпы осадконакопления. Как быстро накапливаются глубоководные осадки? Первые оценки были сделаны Шоттом (1935). Он уста-

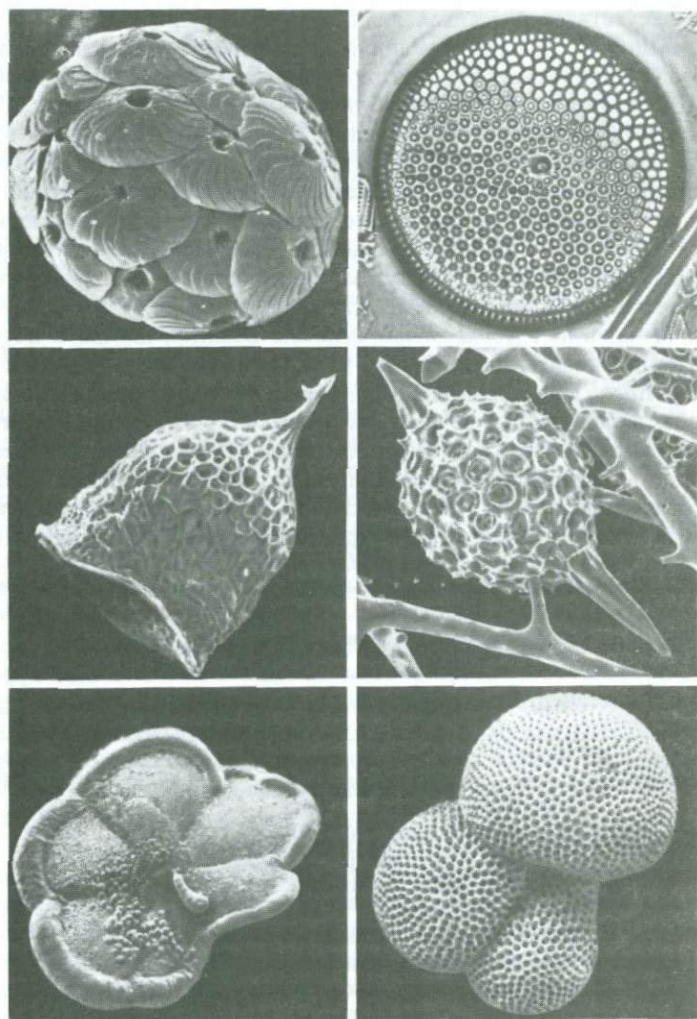


Рис. 8.3. Планктонные организмы, несущие раковины. Вверху—известковые и кремнистые водоросли; слева—кокколитофора ($\times 2600$) с соединяющимися кальцитовыми пластиночками («кокколитами»); справа—диатомовая водоросль ($\times 750$), центрическая форма из теплых умеренных вод. В середине—известковистые простейшие: слева—тинтиннида ($\times 600$) с органической раковиной; справа—радиолярия ($\times 230$) с кремневым скелетом. Внизу—известковые фораминиферы: слева *Globorotalia menardii* ($\times 35$); справа *Globigerinoides sacculiferi* ($\times 65$). Снимок получен на электронном сканирующем микроскопе Замтлебенном и Пфлауманном, микрофото вверху справа—Шрадером.

новил мощность послеледниковых осадков в глубоководных частях Атлантики по присутствию *G. menardii*, тропической фороминиферы, которая отсутствует в осадках ледникового периода (рис. 8.3, нижний слева). Мощнонь, деленная на продолжительность голоцена, дает скорость осадконакопления. Его методом пользуются и сегодня, особенно при определениях на борту. Опубликованные скорости (табл. 8.2) демонстрируют максимальные значения для терригенных илов вблизи устьев рек (несколько метров в тысячу лет), промежуточные значения для карбонатных илов (несколько сантиметров в тысячу лет) и очень низкие — для красных глин (несколько миллиметров в тысячу лет). Эти скорости основаны на датировке осадков методами радиоактивных изотопов (см. приложение П.8) и путем корреляции с палеоклиматическими и палеомагнитными данными (см. разд. 9.3.5).

8.1.4. *Мощность глубоководных осадков.* Важным шагом в изучении морского дна явилась оценка в 1950-х годах суммарной мощнонь осадков с помощью сейсмических (акустических) методов отраженных и преломленных волн. Первые результаты таких измерений поразили геологов. Считалось, что океаны являются долговременным и неизменным хранилищем терригенного и вулканического материала. Юинг и его сотрудники из Ламонтской геологической обсерватории обнаружили, что осадочный чехол в типичных глубоководных впадинах Атлантики имеет

Таблица 8.2. Скорости накопления современных и молодых осадков [по Бергеру (W.H. Berger (1974). In: C.A. Burk and C.L. Drake (eds.), *The geology of continental margins* Springer, Heidelberg, Berlin, New York)]

Фашии	Район	мм/1000 лет
Терригенный ил	Калифорнийский бордерленд	50–2000
	Абиссальная равнина Сeara	200
Карбонатный ил	Северная Атлантика (40–50° с. ш.)	35–60
	Северная Атлантика (5–20° с. ш.)	40–14
	Экваториальная Атлантика	20–40
	Карибский бассейн	~ 28
	Экваториальная часть Тихого океана	5–18
	Восточная экваториальная часть Тихого океана	~ 30
	Восточно-Тихоокеанское поднятие (0–20° ю. ш.)	20–40
Восточно-Тихоокеанское поднятие (~ 30° ю. ш.)	3–10	
Кремнистый ил	Восточно-Тихоокеанское поднятие (40–50° ю. ш.)	10–60
	Экваториальная часть Тихого океана	2–5
	Антарктика (Индийский океан)	2–10
Красная глина	Северная и Экваториальная Атлантика	2–7
	Южная Атлантика	2–3
	Северная часть Тихого океана (илистая)	10–15
	Центр северной части Тихого океана	1–2
	Тропическая северная часть Тихого океана	0–1

мощность всего только около 500 м, а в Тихом океане — не более 300 м. Стало ясным, что старая точка зрения на океан, как на хранилище ин-формации, возможно, за миллиарды лет должна быть пересмотрена. В 1959 г. Хесс еще поддерживал идею, что скважина, пробуренная на морском дне до мантии Земли, может вскрыть первородные осадки. Однако вскоре после этого (в 1960 г.) он принял полузабытую идею о мантийной конвекции и создал модель, согласно которой дно океана обновляется «каждые 300–400 миллионов лет», что, по его предположе-нию, объясняет относительно тонкий чехол осадков на дне океанов (см. гл. 1).

Ниже мы детально рассмотрим главные типы глубоководных отло-жений: красные глины (на самом деле красновато-коричневые), карбо-натные илы, кремнистые илы. Железо-марганцевые конкреции рассмот-рены в разделе о ресурсах (гл. 10).

8.2. Красная глина и глинистые минералы. *8.2.1. Происхождение крас-ной глины: вопросы.* Из всех отложений именно красная глина приуроче-на к глубоководным условиям. Основная масса ее компонентов являет-ся исключительно тонкозернистой. Грубая алевритовая и песчаная фракции состоят из частиц океанического происхождения: гидрогенных минералов, вулканогенного детрита, железо-марганцевых конкреций и биогенных частиц, таких, как зубы рыб, агглютинирующие форамини-феры и в некоторых случаях спикулы губок и радиолярии.

Что является источником красных глин? Этот вопрос распадается на три.

Первый вопрос касается конечного источника. Какая часть глини-стой фракции в пелагических глинах образуется в результате разложе-ния вулканического материала *in situ* и какая поставляется с континен-тов или из других источников?

Второй вопрос касается транспортировки. Какова роль ветров, рек и океанских течений в транспортировке глинистых частиц с континентов к месту их отложения на дне?

Третий вопрос касается химического взаимодействия между глиной и морской водой. В какой степени деградированные глины с континента «исправляются» в результате реакций с морской водой и какая часть глубоководных глин может считаться «осажденной» из морской воды? Этот третий вопрос включает в себя проблему *обратного выветривания*, процесса, при котором происходит захват глинами катионов Na^+ и K^+ (разд. 3.3). Эта концепция косвенно подразумевается в представлении о равновесном океане, которое было введено Силлэном (1916–1970). Обратное выветривание может в большой мере иметь место в интер-стициальных водах, особенно внутри более химически активных гемипе-лагических отложений, возможно включающих переходные биогенные осадки. Мы вернемся к этой проблеме еще раз, когда будем обсуждать кремнистые отложения и кремневую систему.

8.2.2. Состав красной глины. Чтобы ответить на первые два вопроса (какая часть глины имеет океаническое, а какая континентальное проис-

хождение и как она попала в океан?), нужно знать состав тонкозернистых компонентов, их распределение на морском дне и скорость их накопления. В 1930-х годах начал применяться рентгенодифрактометрический анализ (работы Ревелла в Тихом океане, Корренса в Атлантике). В последние 20 лет он был значительно усовершенствован и теперь систематически применяется при изучении глубоководных отложений. В глинистой и тонкоалевритовой фракциях красных глин наиболее часто встречающимися оказались следующие минералы:

1. Глинистые минералы: монтмориллонит, иллит, хлорит, каолинит и смешанослойные дериваты.
2. Литогенные минералы: полевой шпат, пироксен, кварц.
3. Гидрогенные (или аутигенные) минералы: цеолит, железо-марганцевые окислы и гидроксилы. Последние также дают много рентгеноаморфного материала в красных глинах.

Что касается литогенных и гидрогенных минералов, они могут быть установлены также в более грубых фракциях и сопоставлены с их возможными материнскими породами (например, основными или кислыми вулканитами, терригенными породами), так что их происхождение может быть легко установлено. Распределение кварца в северной части Тихого океана предполагает эоловый перенос из пояса пустынь, что согласуется с данными по гранулометрическому распределению и химическому составу кварца.

Глинистые минералы заслуживают нашего особого внимания, поскольку они составляют основную массу самых тонких небогенных глубоководных осадков ($\sim 2/3$ фракции глинистой размерности), а глинистая фракция в свою очередь составляет около 90% «чистых» красных глин. Главные группы глинистых минералов показаны на рис. 8.4. В минеральной группе монтмориллонита (или смектита) слои расположены таким образом, что алюминиевый октаэдрический слой зажат между тетраэдрическими слоями. Количество Mg^{2+} (а также Fe) и Al^{3+} в октаэдрическом слое и Al^{3+} и Si^{4+} в тетраэдрическом слое таково, что существует небольшой отрицательный заряд. Этот заряд регулируется обменными катионами между «сандвичами». Катионы гидратированы, и с ними поэтому связано различное количество воды в пространстве между слоями. С этим связан главный признак для определения монтмориллонита — его способность разбухать. Монтмориллонит является продуктом выветривания вулканических пород.

Иллит — это общий термин для глинистых компонентов, принадлежащих к группе слюд и их дериватов. Для наших целей мы можем считать его тонкозернистым разложившимся мусковитом. Структура мусковита также представлена октаэдрическим слоем, лежащим между тетраэдрическими слоями. В октаэдрическом слое находятся только атомы Al^{3+} , а соотношение Si к Al в тетраэдрическом слое равно точно 3:1. Общий отрицательный заряд «сандвича» регулируется негидратированными прочно связанными ионами K^+ , входящими в пространства, оставленные гексагональным расположением тетраэдров кремния.

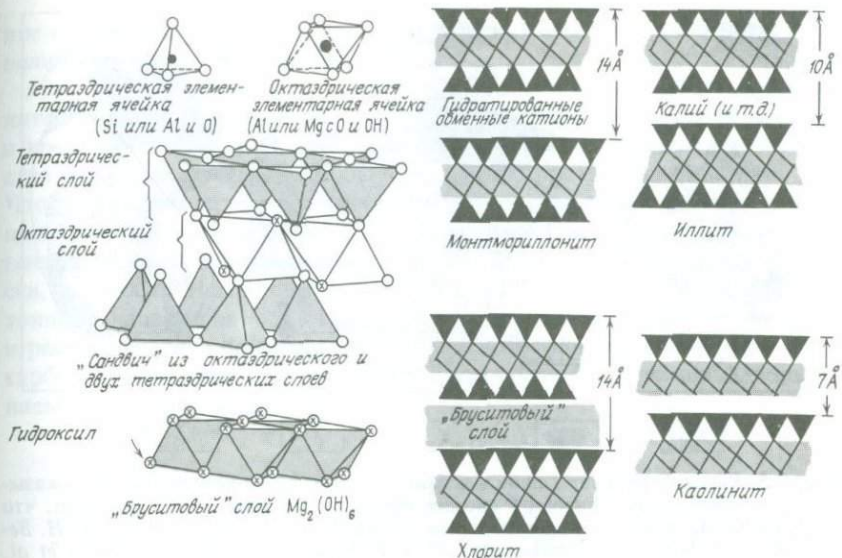


Рис. 8.4. Структура глинистых минералов. Толщина полного слоя в ангстремах ($\text{\AA} = 10^{-8}$ см) измеряется с помощью рентгенодифрактометра. Обратите внимание на общее сходство глинистых минералов. По Гриму (R. E. Grim, 1968, Clay mineralogy. McGraw-Hill, New York).

Хлорит также состоит из «сэндвичей», но здесь они связаны дополнительным октаэдрическим, так называемым бруситовым, слоем. Заряды тетраэдрических и октаэдрических слоев уравниваются друг друга, поэтому здесь нет межслойных ионов. Хлориты обычно присутствуют в породах низкой стадии метаморфизма, которые часто обнажаются на эродированных ледниками щитах и дают материал для гляциальных отложений.

Каолинит состоит из чередующихся тетраэдрических и октаэдрических слоев. Он является продуктом интенсивного химического выветривания и представляет собой нерастворимый алюмосиликатный остаток, образующийся после того, как катионы выносятся из полевых шпатов и других минералов при интенсивном выщелачивании.

8.2.3. Распределение глинистых минералов. Монтмориллонит и иллит – наиболее обильные глинистые минералы в глубоководных осадках (рис. 8.5). Их распределение предполагает, что важным источником монтмориллонита является океанический вулканизм по крайней мере в Тихом океане, в то время как иллит большей частью поставляется материками. Оставшиеся два важных глинистых минерала, каолинит и хлорит, также приносятся с суши, каолинит в результате химического выветривания в тропиках, а хлорит – физического выветривания в высоких широтах. У западных побережий Северной Африки и Австралии каолинит становится фактически доминирующим минералом. Хлорит

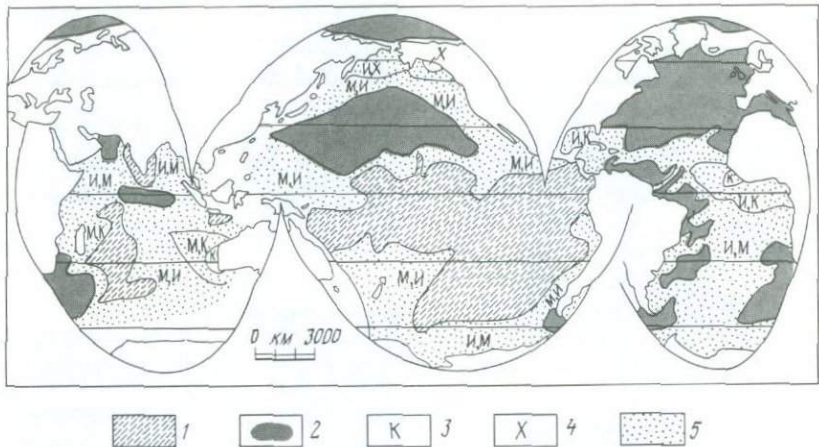


Рис. 8.5. Распространение глинистых минералов на дне океанов. Карта показывает доминирующий минерал в составе фракции < 2 мкм. Смесь означает, что содержание ни одного из минералов не превышает 50%. По Бергеру (W.H. Berger, in: C. A. Burke, C. L. Drake (eds.), 1974. Главный источник: J. J. Griffin et al., 1968. Deep Sea Res. 15: 433). 1 – монтмориллонит; 2 – иллит; 3 – каолинит; 4 – хлорит; 5 – смесь.

обычно обилен у континентов в высоких широтах и является преобладающим в заливе Аляска.

Из приведенных выше данных мы можем заключить, что для большинства глинистых минералов очень вероятным источником являются континенты, и остается только решить, какая часть монтмориллонита поставляется континентами. Бискайе (1965) доказал, что в Атлантике кристалличность монтмориллонита, тесно связана с распределением обломочной фракции, и это, по его мнению, указывает на преобладание континентального источника монтмориллонита. В Тихом океане подводные вулканы и «огненное кольцо» поставляют вулканический материал, который разлагается до монтмориллонита.

Удивительно, что глинистые минеральные провинции так четко ограничены. Глинистые частицы осаждаются чрезвычайно медленно (см. разд. 4.1.2). Принесенные ветрами, они разносятся далее океаническими течениями. Поэтому само существование провинций требует объяснения. В 1961 г. Брамлетт предположил, что ответом на этот вопрос является удаление из воды тонких частиц планктонными организмами-фильтраторами и последующее осаждение их в виде фекальных пеллет. Современные эксперименты в открытом океане по переносу тонких частиц на дно показывают, что как биогенное органическое вещество, так и неорганические глинистые частицы быстро фильтруются из поверхностных вод планктонными организмами и включаются в фекальные пеллеты. Кроме того, вблизи океанских окраин важную роль в распространении различных типов глин может играть перераспреде-

ние глинистых минералов внутри гемипелагических осадков при сохранении общей картины распределения.

8.3. Карбонатный ил. 8.3.1. *Распределение по глубинам.* Реки, которые питают океаны, фактически разбавляют раствор бикарбоната кальция и кремния (разд. 3.3). Поступление кальция таково, что все его количество в океанской воде могло быть принесено примерно за миллион лет. Чтобы уравновесить это поступление, океан осаждает карбонат кальция. Осаждение происходит вблизи поверхности океана с помощью организмов, строящих раковины (кокколитофоры, фораминиферы, моллюски, кораллы). Некоторые из этих раковин (главным образом планктонные) падают на дно, где сохраняются на приподнятых участках и растворяются в пониженных, так как недосыщенность морской воды карбонатом кальция увеличивается с увеличением давления и понижением температуры (рис. 8.6).

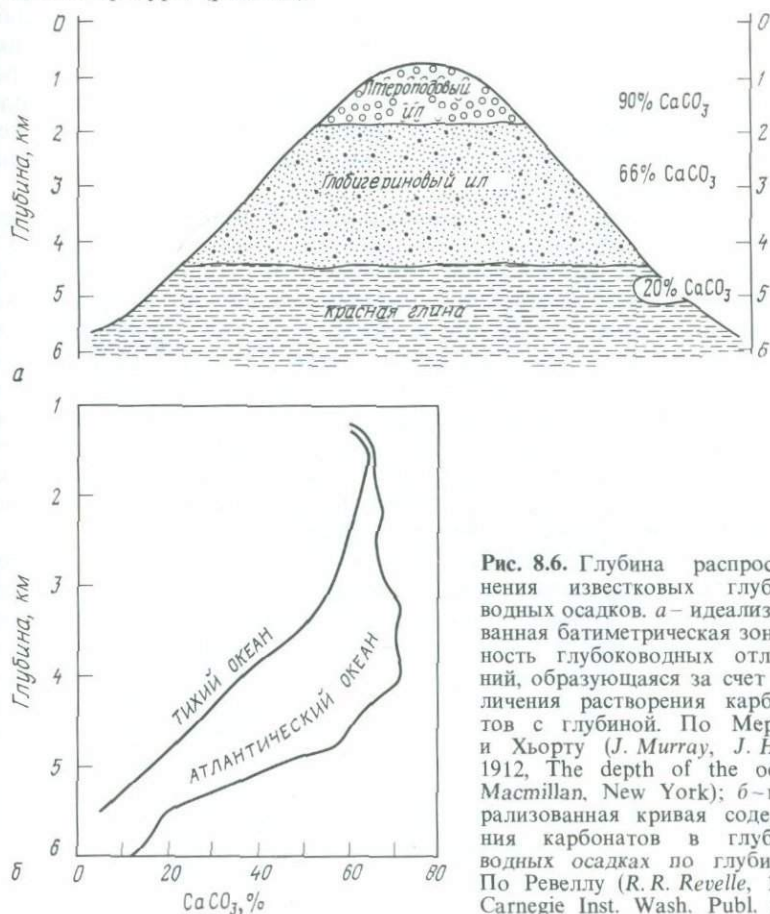


Рис. 8.6. Глубина распространения известковых глубоководных осадков. а – идеализированная батиметрическая зональная глубоководных отложений, образующаяся за счет увеличения растворения карбонатов с глубиной. По Меррею и Хьорту (J. Murray, J. Hjort, 1912, *The depth of the ocean*, Macmillan, New York); б – генерализованная кривая содержания карбонатов в глубоководных осадках по глубинам. По Ревеллу (R. R. Revelle, 1944, *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 556).

Существуют значительные различия в характере распространения карбонатных отложений в Тихом океане и в Атлантике; в Атлантическом океане осадки более карбонатны на всех глубинах (рис. 8.6,б). Это различие обусловлено в конечном итоге влиянием глубинной океанской циркуляции (разд. 7.6.5, рис. 7.15).

8.3.2. *Растворение в глубоководных частях океана.* Хотелось бы знать, с какой скоростью растворяются карбонаты на той или иной глубине. Можем ли мы построить профили растворения для Тихого и Атлантического океанов, исходя из характера распространения карбонатных осадков? Может быть, и нет, так как эти профили могут воспроизвести часто встречаемые кривые зависимости распределения карбонатов от глубины. Таким образом, профили содержания карбоната кальция, основанные на пробах донных осадков, мало пригодны для постройки профилей скорости растворения, особенно в свете влияния других факторов, таких, как различное разбавление осадков некарбонатным материалом глинистой размерности. Однако в качестве индикаторов интенсивности растворения на дне мы можем использовать фрагментацию карбонатных раковин и избирательное удаление видов карбонатных организмов путем частичного растворения. Хотя этот подход представляется обещающим, но пока еще не составлено ни одной карты скорости растворения.

Фактически все, что известно относительно растворения в океанах, отражено на карте уровня карбонатной компенсации (УКК, рис. 8.7).

Уровень карбонатной компенсации, или карбонатная линия, аналогичен линии снежного покрова, которая на данной широте в горах следует определенному контуру высоты. В общем виде УКК — это уровень глубины в любой точке океана, на котором скорость поступления карбоната кальция на дно уравнивается скоростью его растворения, так что ниже этого уровня не происходит накопления карбонатных осадков (Bramlette, 1961). На практике УКК картируется как уровень, на котором процентное содержание карбоната кальция падает до значений, близких к нулю. Этот метод наталкивается на трудности в районах, где на дне выходят древние карбонатные осадки.

Другим уровнем, подобным УКК, который может быть закартирован, чтобы описать характер растворения, является *лизоклин*. Понятие лизоклина было введено, чтобы обозначить границу зоны между хорошо сохранившимися и плохо сохранившимися фораминиферовыми ассоциациями на дне Центральной Атлантики и в южной части Тихого океана. В нашей аналогии с линией снежного покрова лизоклин совпадает с границей свежего снега в верхней части склона и влажного или вновь смерзшегося снега в нижней части склона.

Полевые эксперименты Петерсона в центральной части Тихого океана продемонстрировали резкое увеличение скорости растворения ниже 3500 м (рис. 8.8). Лизоклин сохранности на дне океана в этом районе совпадает с уровнем Петерсона. В Атлантике и в южной части Тихого океана лизоклин совпадает с поверхностью антарктических донных вод.

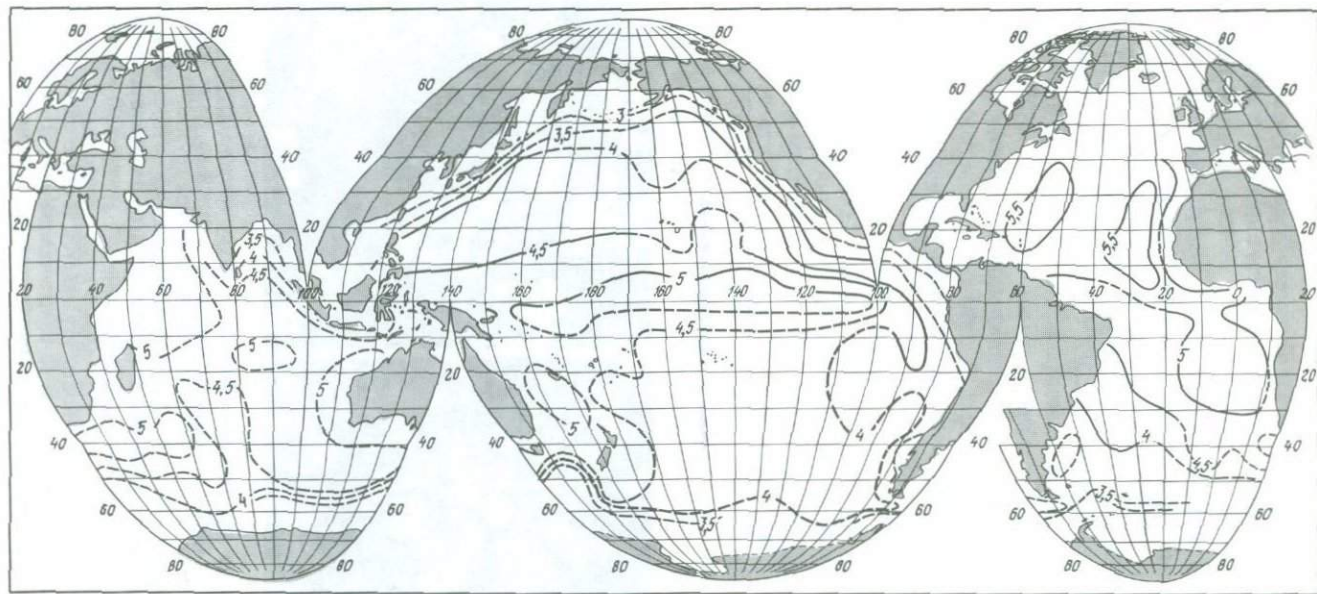


Рис. 8.7. Топография поверхности критической глубины карбонатакопления, т.е. глубины, ниже которой карбонаты не накапливаются или накапливаются в незначительном количестве. По Бергеру и Уинтереру (*W.H. Berger, E.L. Winterer, 1974, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 1: 11*).

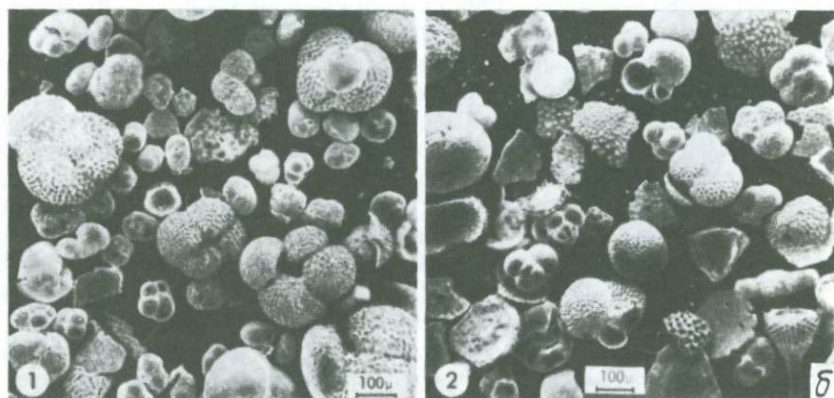
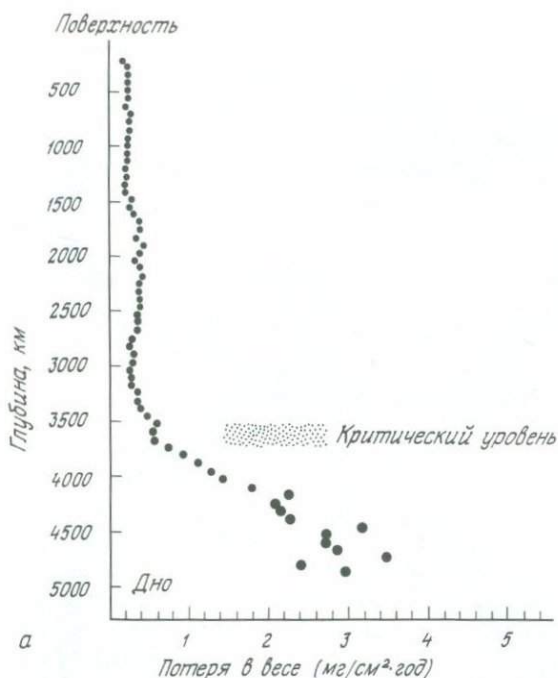


Рис. 8.8. Растворение как функция глубины. *а* — эксперимент Петерсона. Полированные кальцитовые сферы были установлены под водой на тросе, туго натянутом с помощью большого буя и закрепленном тяжелым грузом. Через 4 месяца сферы были подняты и взвешены. Диаграмма показывает потерю массы. По Петерсону (*M. N. A. Peterson*, 1966, *Science*, 154: 1542); *б* — избирательное растворение. На относительно небольших глубинах, обычно менее 3000 м, известковые фораминиферы на дне имеют хорошую сохранность (левое фото). При достижении критической глубины, сохранность ухудшается (правое фото). Лизоклин — граница на дне между хорошо и плохо сохранившимися фораминиферами. Он близок к критическому уровню Петерсона. Фото на электронном сканирующем микроскопе Бергера и Замтлебена.

Вполне вероятно поэтому, что на больших пространствах лизоклин означает уровень увеличения агрессивности придонных вод по отношению к карбонату кальция.

8.3.3. *Растворение вблизи континентов.* Обратившись снова к карте УКК (рис. 8.7), мы увидим, что его топография имеет определенные аномалии, т.е. карбонатная линия не совсем точно следует контурам глубины. Например, высокая продуктивность вдоль экватора в Тихом океане приводит к понижениям УКК примерно на 500 м. Парадоксально, но высокая продуктивность в краевых частях вокруг континентов поднимает УКК. Ключом к этому очевидному противоречию служит поразительное различие в содержании органического вещества в прибрежных и глубоководных осадках. В районах высокой продуктивности у океанических окраин поступление большого количества органического вещества приводит к возрастанию активности бентосной жизни и к образованию высоких концентраций CO_2 в интерстициальных водах, продуцируя углекислоту. Таким образом, карбонатные раковины подвергаются растворению на континентальном склоне даже на глубине несколько сотен метров. С другой стороны, в экваториальных районах центральной части Тихого океана повышенная продуктивность приводит к повышенному поступлению в осадок карбонатных раковин, которое намного превышает увеличившийся привнос в этот район органического вещества. Причиной этого является то, что органическое вещество, продуцируемое в поверхностных водах, большей частью используется здесь же, т.е. оно перерабатывается быстрее, чем успевает попасть на дно. Та часть органического вещества, которая выпадает из этого цикла и опускается на дно, проходит долгий путь и большей частью потребляется внутри водного столба. Это в пелагических областях оставляет органического вещества для седиментации намного меньше, чем в прибрежных районах. Следовательно, отношение карбонатных раковин к продуцируемому органическому углероду относительно выше в пелагической области, что благоприятно для сохранения кальцита.

8.3.4. *Растворение во время осаждения.* Вопрос о том, где растворяются карбонатные раковины, в столбе воды или на дне, обсуждался неоднократно. Кокколиты не могли бы достичь дна, если бы должны были при осаждении проходить через столб воды, сильно недосыщенной карбонатом кальция, в виде отдельных частиц, поэтому для них важно осаждение в составе фекальных пеллет. Скорость их осаждения исключительно медленная. У фораминифер, как показывают наблюдения, все раковины, за исключением самых мелких, достигают дна вскоре после отмирания. Это заключение основано главным образом на изучении колонок, взятых в восточной части Тихого океана на глубинах намного ниже регионального УКК. Изучение поверхностных осадков показало присутствие многих очень тонких раковин, смешанных с сильно корродированными резистентными раковинами и их фрагментами. Сетевые ловы на глубинах ниже уровня, совпадающего с региональным

УКК, содержали тонкие раковины фораминифер, а также арагонитовые раковины птеропод, которые не были найдены в осадках.

8.3.5. *Контролирующие факторы растворения карбоната кальция.* Какие факторы в конечном итоге контролируют растворение карбонатов? 1) Мы видели, что важную роль играет продуктивность вод. Она регулирует поставку карбонатов, которая в глубоководных частях колеблется от $0,6 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$ в северной субтропической части Атлантического океана до $15 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$ в большинстве районов восточной тропической части Тихого океана; среднее значение равно примерно $2 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$. Продуктивность также регулирует поставки органического вещества, что в свою очередь определяет кислотность интерстициальных вод и бентосную активность — и та и другая неблагоприятны для сохранности кальцита. 2) Также важна глубинная циркуляция. Антарктические придонные воды растворяют карбонатные раковины.

Тот факт, что абиссальные воды Северной Атлантики молодые (т.е. недавно опустились с поверхности) и имели мало времени для накопления CO_2 в результате разложения органического вещества, объясняет необычайно хорошую сохранность глубоководных карбонатов в этом районе. Обратная картина свойственна северной части Тихого океана, которая заполнена старыми водами, богатыми CO_2 (в настоящее время не существует источника для абиссальных вод северной части Тихого океана). По этой причине уровень УКК в Северной Атлантике расположен глубоко, а в северной части Тихого океана на небольшой глубине.

Главной причиной растворения кальцита абиссальными водами является то, что организмы поставляют на дно больше карбоната кальция, чем его может быть осаждено в течение долгого времени из приносимого с континентов и из гидротермальных источников. Поставка раковин на дно, которая превышает количество карбоната кальция из этих источников, уменьшает его содержание в верхнем слое воды. Охлаждение этих вод и последующее их уплотнение и обогащение CO_2 на глубине во время и после погружения приводят к образованию придонных вод, которые в значительной мере недосыщены и вновь растворяют избыток карбоната кальция на дне. Таким образом, поддерживается устойчивое динамическое состояние. Из этого простого «бухгалтерского» подсчета легко можно сделать вывод, что в геологическое время общее увеличение продуктивности приводит к общему возрастанию растворения и наоборот.

8.3.6. *Глобальный эксперимент.* В настоящее время человечество участвует в эксперименте, который оказывает влияние как на растворение карбонатов, так и на климат. Мы, главным образом индустриальные нации, все возрастающими темпами сжигаем огромные количества угля и нефти. Для нужд сельского хозяйства, производства древесины и топлива в тропиках и повсюду в широких масштабах рубается лес. Образующаяся двуокись углерода поступает в атмосферу. Таким образом в течение столетия было добавлено количество, эквива-

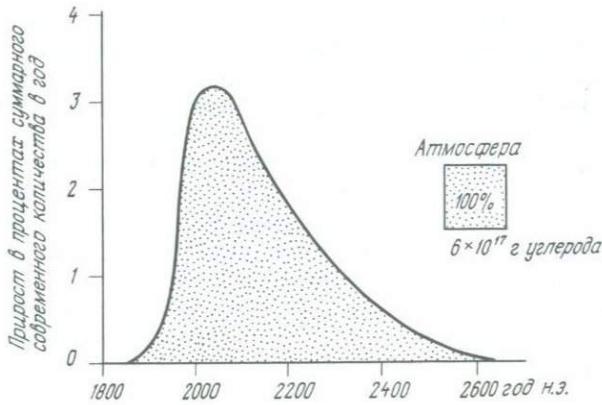


Рис. 8.9. Один из прогнозов поступления CO_2 в атмосферу при сжигании ископаемого топлива (угля, нефти). Если тренд сохранится, годовой приток CO_2 в XXI веке может достичь 3% его нынешнего содержания в атмосфере. Заштрихованная область показывает ожидаемый суммарный приток. По Хабберту (M. K. Hubbert, 1969, in: Natl. Res. Council., Resources and man, W. H. Freeman, San Francisco).

лентное 20% CO_2 от уже существовавшего в атмосфере. Половина этого дополнительного CO_2 растворилась в океане. Таким образом, содержание CO_2 в атмосфере сейчас по оценке на 10% выше, чем было в конце прошлого века. Фактически в течение нескольких следующих столетий в систему атмосфера–океан может быть добавлено в 10–20 раз больше углекислоты (рис. 8.9).

Как будет реагировать океан на это увеличение содержания CO_2 ?

В течение долгого времени океан будет нейтрализовать большую часть индустриального CO_2 , растворяя карбонаты:



Таким образом, в результате поступления индустриального CO_2 на дне в осадках образуется перерыв. В результате сжигания всех доступных запасов угля и нефти на дне будет растворен слой карбонатных осадков мощностью около 1 м. Вначале, конечно, растворение будет идти главным образом в мелководных районах, особенно в высоких широтах, где нужно совсем немного дополнительного CO_2 , чтобы воды стали недосыщенными. Затем этот процесс захватит низкие широты, предположительно препятствуя росту кораллов. Через несколько сотен лет влияние увеличения содержания CO_2 «почувствуют» глубоководные районы океанского дна. В течение этого времени произойдет замещение глубинных вод водами, несущими на себе отпечаток новых атмосферных условий.

8.3.7. Прогнозирование. Можем ли мы предсказать, до какого уровня поднимется содержание CO_2 и какое влияние это окажет на климат?

Над этой проблемой работает большое число ученых – метеорологов, океанологов, геохимиков и геологов. В настоящее время считается, что удвоение содержания CO_2 увеличило бы среднюю температуру планеты примерно на 2°C . Такое удвоение могло бы произойти в течение следующих 50 лет, срок зависит от того, какими темпами будет сжигаться органическое топливо. Каков будет эффект такого увеличения температуры? Ответа никто не знает. Возможно, климат будет просто более теплым и влажным на больших пространствах в средних широтах, и такое изменение будет весьма благоприятным для сельского хозяйства. Возможно, однако, что заметное потепление вызовет нежелательные побочные явления, например значительное усиление активности ураганов, которые будут угрожать густонаселенным районам на побережьях. Возможно также таяние в больших масштабах антарктических льдов, что может вызвать почти библейский потоп. Следует также учитывать возможность того, что (геологически) быстрое увеличение содержания CO_2 приведет к сильной неустойчивости в системе океан – атмосфера, которая может вызвать кратковременные климатические осцилляции, нечто такое, что неблагоприятно скажется на экономической и, следовательно, на политической стабильности.

Единственно безопасным с точки зрения геологии последствием явится то, что поступление CO_2 снова снизится, может быть, в пределах ближайших одного-трех столетий либо в результате истощения ресурсов, либо в результате экономического краха, вызванного изменением климата или другими проблемами окружающей среды (даже исключая возможность войны).

Эта проблема может служить указанием на то, что мы подошли близко к пределу эксплуатации в интересах человечества природных циклов нашей планеты. И все же большая часть растущего населения все еще не имеет достаточно пищи и лишена крова.

8.4. Кремнистый ил. *8.4.1. Состав и распространение.* При изучении глубоководных кремнистых отложений вновь встают многие геохимические вопросы, с которыми мы уже сталкивались при рассмотрении красных глин. Каков вклад в их образование континентального выветривания, подводного выветривания, вулканических и гидротермальных выделений? Какие механизмы контролируют концентрации растворенного вещества в морской воде? Иными словами, что контролирует состояние насыщения? Являются ли биогенные частицы единственным источником для такого растворенного вещества или здесь имеет место увеличение насыщения за счетносимых с суши веществ? С какой скоростью поступает материал в воду при повторном растворении его на дне, если такой процесс имеет место?

Для начала давайте рассмотрим общую схему распространения, образования и растворения кремнистых отложений.

Мы уже познакомились с компонентами таких отложений: остатки диатомовых, силикофлагелляты и радиолярии, спиккулы губок. Все они состоят из опала, гидратной формы аморфной двуокиси кремния. Диа-

томовые илы характерны для высоких широт, диатомовые глинистые илы — для периконтинентальных районов, и радиоляриевые илы распространены в экваториальных районах (рис. 8.2 и 8.3). Как диатомовый, так и радиоляриевый ил, разумеется, являются смесью различных типов осадков с преобладанием тех или иных кремневых организмов (рис. 8.10). Кремнистые отложения встречаются обычно в районах высокой продуктивности, т. е. в районах, где поверхностные воды имеют относительно высокие содержания фосфатов (рис. 8.11). Это общее соответствие между продуктивностью и кремнистыми отложениями может в значительной мере изменяться процессами переотложения в пределах отдельных районов. Кремневые фрустулы легкие и легко переносятся, и в районах высокой продуктивности особенно заметна активность бентосных животных, которые взмучивают тонкий осадок. Таким образом, благодаря придонным течениям и гравитации кремневые фрустулы имеют тенденцию накапливаться в локальных и региональных депрессиях.

8.4.2. Контролирующие факторы. По аналогии с другими типами осадков концентрация кремневых организмов в осадках есть функция 1) скорости продукции кремневых организмов в поверхностных водах, 2) степени разбавления терригенными, вулканическими и карбонатными частицами и 3) скорости растворения кремневых организмов, которое большей частью происходит, очевидно, вскоре после осаждения. Первая изменчивая величина, продукция кремневых раковин, достигает своего

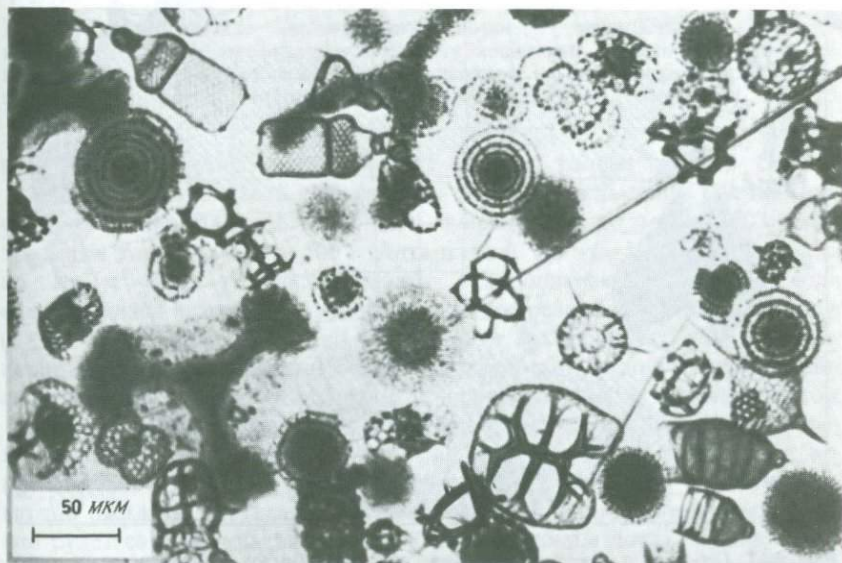


Рис. 8.10. Комплекс современных радиолярий в осадках экваториальной части Тихого океана. Микрофото Бергера.

максимума в прибрежных районах (разд. 4.3.3, рис. 7.3). Это приводит к образованию *кремневого кольца* вокруг каждого океанского бассейна. Протягивающиеся в широтном направлении зоны океанских дивергенций, которые являются результатом атмосферной циркуляции, дают *кремневые пояса*. В районах дивергенции поверхностные воды богаты питательными веществами, поэтому здесь достаточно кремния, чтобы строить грубые кремневые раковины. Такие районы богаты также зоопланктоном, в фекальных комочках которого накапливаются кремневые фрустулы и, таким образом, ускоряется их доставка на морское дно (рис. 8.12).

Чтобы оценить количество кремния, осаждаемого в верхних слоях воды, нужно умножить измеренное количество органической продукции на отношение твердого кремния к органическому веществу, найденному

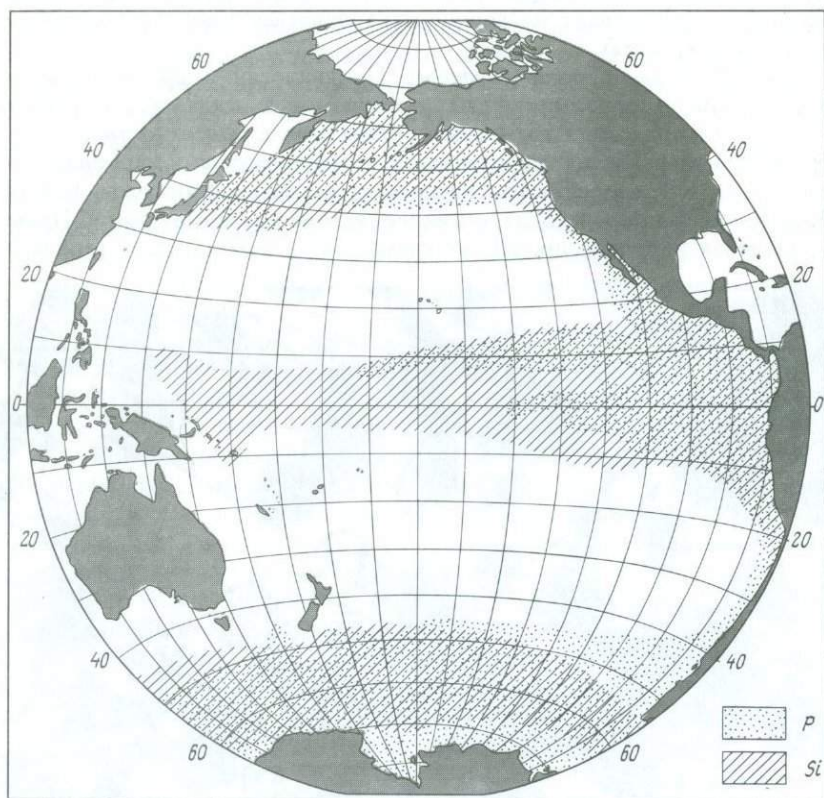


Рис. 8.11. Сравнение распространения осадков, богатых кремневыми ископаемыми остатками (Si), с расположением продуктивных районов, в которых на глубине 100 м содержание растворенных фосфитов (P) больше 1 мкг/л. По Бергеру (*W. H. Berger*, 1970, *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 1385.)



Рис. 8.12. Центрические диатомовые водоросли, заключенные копеподой в имеющую мембрану фекальную пеллету копеподы. Транспортировка в фекальных пеллетах играет важную роль в переносе на дно диатомей, кокколитов и глинистых частиц. Микрофото Шрадера, 1977. (*H.-J. Schrader, Sci. 174: 55, 1971.*)

во взвеси. Конечно это позволяет делать только грубые оценки.

Можно предполагать, что средняя скорость осаждения кремния составляет около $200 \text{ г SiO}_2/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$, с пределами от менее 100 г (центральные горы) до более 500 г (Антарктика). Из этого количества только $1 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$, т.е. 0,5%, может захороняться в осадках, если единственным источником кремния является речной сток. Вдвое больше (1% от осаждающегося количества) может захороняться, если принять вклад кремния при реакции базальтов с морской водой равным речному привносу, особенно на сводах гидротермально активных хребтов.

Второй фактор—степень разбавления кремнистого материала—отражает соотношение между скоростями аккумуляции кремнистых и некремнистых частиц. Что касается разбавления кремния карбонатами, можно ожидать, что высокая скорость поступления карбонатных раковин будет сопровождаться в равной мере высоким поступлением кремневых раковин, поскольку и кремневый, и известковый планктон зависят от продуктивности в верхних слоях воды. Однако так бывает не всегда. Более того, фактически наблюдается негативная корреляция между рас-

пределением кремния и кальцита. Это приписывается различию в химических условиях, необходимых для захоронения. Мы уже видели, что возрастающая продуктивность приводит, с одной стороны, к понижению сохранности кальцита, а с другой стороны, к увеличению накопления кремния. Сходная противоположная тенденция наблюдается и в отношении к глубине; наибольшее растворение кремния происходит в верхних слоях воды, а карбонатов — на больших глубинах.

Третьим фактором, контролирующим обилие кремневых скелетов в осадках, является скорость растворения. Сохранность кремневых раковин довольно тесно связана с их относительным обилием в осадках. Положительная корреляция между численностью и сохранностью может быть приписана увеличению легко растворимых диатомей в продуктивных районах, которые «смягчают» интерстициальные воды по отношению к более грубым раковинам, и другим благоприятным химическим условиям в богатых органическим веществом осадках со слабокислыми интерстициальными водами. В целом силикофлагелляты и диатомовые растворяются намного раньше радиолярий и спикул губок, и можно установить следующую последовательность растворения (от наименее до наиболее устойчивых): 1) силикофлагелляты, 2) диатомовые, 3) тонкие радиолярии, 4) грубые радиолярии, 5) спикулы губок.

8.4.3. *Геохимический смысл.* Растворение опаловых скелетов в поверхностном слое осадков на дне поставляет кремний в глубинные

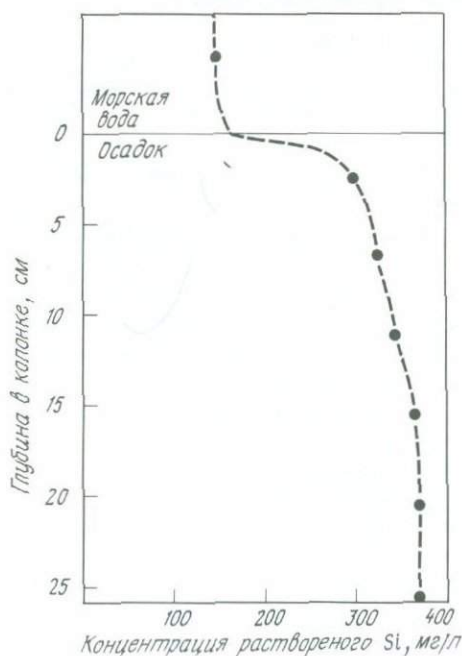


Рис. 8.13. Содержание растворенного кремния в морской воде и в осадке (колонка взята в восточной экваториальной части Тихого океана). Кремний диффундирует из осадков в придонные воды. Измерения Джонсона, Скриппсовский океанографический институт.

океанские воды. Этот отток кремния из осадков в воду заметен по градиентам концентрации в интерстициальных водах и различиям в концентрации между этими водами и придонными (рис. 8.13).

Вполне возможно, что некоторая часть кремния, попавшего в интерстициальные воды, взаимодействует с осадками и образуются новые минералы. Большая часть кремния, однако, вновь поступает в океанскую воду. Таким образом, «старые» донные воды, которые были в контакте с морским дном в течение долгого времени, богаты кремнием. Обратный вывод справедлив для «молодых» вод, которые только недавно попали сюда с поверхности. По этой причине концентрации растворенного кремния в глубоководных частях северных областей Тихого океана высокие («старая» вода), а в глубоководной части Северной Атлантики низкие («молодая» вода).

Из этого общего распределения растворенного кремния в глубинных океанских водах мы можем сделать вывод, что причиной относительно низких концентраций кремния в глубинных водах не может быть связывание его в глинистых минералах, если такой процесс вообще существует. Если бы это происходило, «старые» воды должны были бы быть более обеднены кремнием. Причиной низких концентраций кремния в глубинных водах являются их истощение на поверхности (в результате извлечения кремния диатомовыми водорослями) и недостаток времени для насыщения кремнием в результате активного растворения опаловых раковин.

8.4.4. *Глубоководные кремни.* Открытие кремней в глубоководных отложениях, с одной стороны, воодушевило геологов, с другой — разочаровало их в попытках пробурить и вскрыть полный разрез. Формирование глубоководных кремней (окремненных образований, сцементированных скрытокристаллическим и микрокристаллическим кварцем) происходило в результате мобилизации и переотложения опала с образованием беспорядочного кристобаллита (волокнистый кварц), который в конце концов превращается в кварцевую породу путем замещения и заполнения кварцем остатков организмов в процессе диагенеза. Перекристаллизация может происходить с разной скоростью в зависимости от исходного осадка.

Если источником для последующего образования кремней являются кремневые организмы и (или) богатое кремнием вулканическое стекло, необходимы следующие условия: 1) достаточно большое количество опала при низких темпах поступления разбавляющего материала; 2) насыщенные кремнием донные воды; 3) оптимально высокая скорость захоронения и 4) химические условия, благоприятные для сохранности кремневых раковин.

В процессе диагенеза кремневые скелеты, предположительно, растворяются, а в процессе девитрификации кремний освобождается из вулканического материала, если таковой имеется. Богатые кремнием интерстициальные растворы мигрируют вдоль плоскостей напластования и разломов, а также по вертикали в месте осаждения в близлежащих

линзах и слоях. Пока неизвестно, почему в одних и тех же осадках осаждение происходит в одних местах, а мобилизация — в других.

В настоящее время трудно ответить на вопрос, почему глубоководные кремнистые отложения приурочены к одним геологическим единицам и отсутствуют в других. Предполагается, что количество отлагавшегося кремния контролировалось глобальной поставкой его в океан (процессы выветривания, вулканизм, гидротермальная активность в срединно-океанических хребтах), а характер распределения зависел от колебаний плодородия океана.

8.5. Турбидиты. Турбидиты — это отложения, образованные турбидитными течениями (разд. 2.11 и 4.3.6). На карте рис. 8.2 эти отложения обозначены буквами *ги*. Фактически они являются терригенными илами, снесенными с материковой окраины в глубоководные участки дна.

Образование турбидитов зависит от наличия ила и глубокой впадины, куда он сносился бы. В четвертичное время турбидиты формировались преимущественно в ледниковые периоды.

В течение этих периодов шельфы были обнажены и не могли служить ловушками для больших масс осадков, поступавших с суши вдоль большей части окраины. Воздействие волн также должно было быть очень сильным. Штормы и штормовые волны, вероятно, были более частыми, чем сегодня, так что осадки на внешней части шельфа и в верхней части склона должны были периодически переходить во взве-

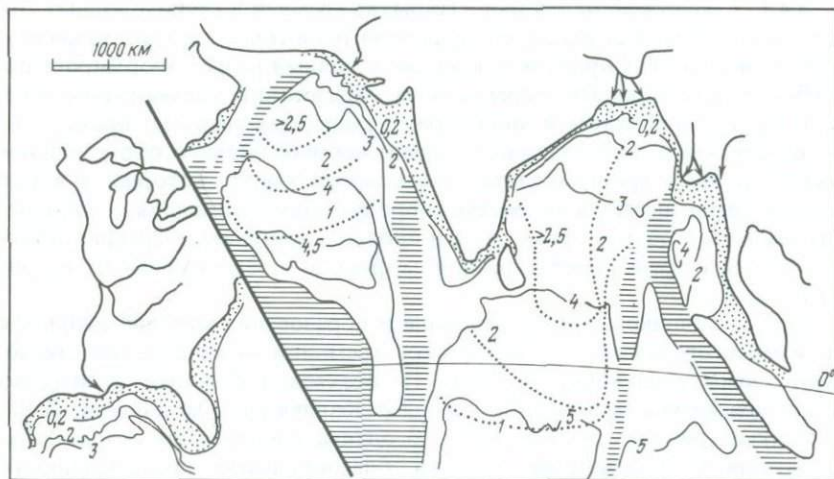


Рис. 8.14. Глубоководные конусы выноса Инда и Ганга, дренирующих Гималаи. Точками обозначен шельф (глубина менее 150 м), заштрихованы подводные хребты и поднятия. Изобаты (линии разных глубин) даны в километрах. Изопакиты (линии равных мощностей осадков) показаны точками также в километрах. Слева в том же масштабе для сравнения показаны дренируемый бассейн и дельта Миссисипи.

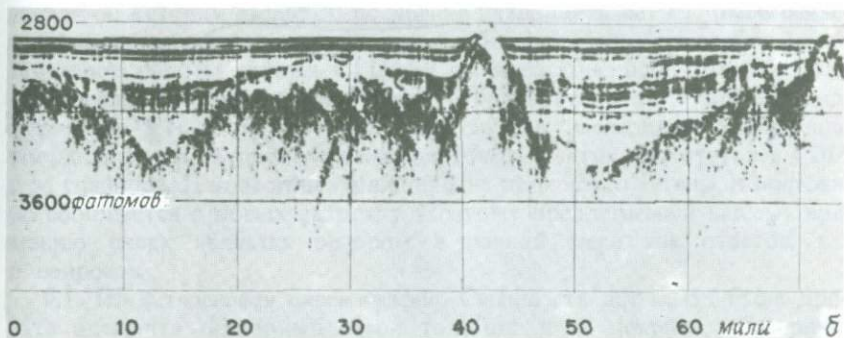


Рис. 8.15. Абиссальные равнины. *а* — крупные дельты и глубоководные конусы выноса с примыкающими к ним абиссальными равнинами в северо-западной части Атлантического океана. По Хизену и Тарп (см. рис. 1.3). *б* — профиль НСП через абиссальную равнину. Материалы Холлистера. Обратите внимание, что осадки имеют идеально горизонтальную поверхность, несмотря на расчлененный рельеф фундамента. (2800 фатомов = 5100 м, 3600 фатомов = 6600 м.)

шенное состояние, образуя тяжелые обводненные грязевые тела, которые затем могли двигаться вниз по склону, отлагаясь в подводных конусах выноса и на абиссальных равнинах.

Насыщенные илом турбидитные течения врезаются в твердые породы и древние осадки в каньонах в нижних частях склонов (разд. 2.10). Здесь они скорее эродируют осадки, чем способствуют их накоплению. У выхода из каньона в результате разгрузки течения образуется конус

выноса, на поверхности которого развиваются распределительные каналы, достигающие глубины 100 м. Каналы имеют рукава (см. рис. 2.12 и 4.1) и в значительной мере действуют как римские акведуки, транспортируя осадки в глубоководные части океана на большие расстояния (рис. 8.14). Осадки образуют глубоководные или крупные абиссальные конусы выноса шириной от 200 до 2000 км. Без проводящих каналов трудно было бы объяснить огромные расстояния переноса.

Само распространение абиссальных равнин поддерживает идею о том, что турбидитные потоки проходят на дне исключительно большие расстояния (рис. 8.15). Для таких течений желоба образовали бы абсолютно непреодолимое препятствие, и мы не нашли бы за ними абиссальных равнин. Однако как только желоб заполняется, на другой его стороне может развиваться равнина. Именно такая картина наблюдается в заливе Аляска. Как только отложение турбидитов заканчивается, в глубоководной части на абиссальном океанском дне начинает формироваться типичная ухабистая морфология: уже знакомые нам абиссальные холмы, покрытые пелагическими илами и глиной.

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ. ГЛУБОКОВОДНАЯ ЛЕТОПИСЬ

В главе, посвященной климатической зональности, мы коротко касались геологической летописи на нескольких примерах, особенно в связи с миграцией полярного фронта в Северной Атлантике (разд. 7.2.3). В последней главе, посвященной глубоководным осадкам, мы видели, как океан ведет свою летопись. Давайте теперь подведем итог тому, что мы узнали об истории океана. В последние пятнадцать лет мы были свидетелями огромных достижений в этой области, среди них особое место занимают работы группы CLIMAP по плейстоценовой океанографии и обширное глубоководное бурение с борта судна «Гломар Челленджер» (рис. 9.1). В каждом из этих случаев исследования включали координацию и сотрудничество геологов из многих институтов в США и за границей. Плоды этих усилий еще не полностью учтены, и постоянно сообщается о новых находках. Поэтому предлагаемый вашему вниманию очерк является обзором в равной мере как ответов, так и вопросов.

9.1. Плейстоценовая океанография. Свыше ста лет назад была принята идея, что обширный чехол толстого льда покрывал Северную Европу и Северную Америку. Как только был сделан этот шаг, вскоре были открыты несколько таких оледенений с разделявшими их теплыми периодами. Сколько было таких наступлений и отступлений континентальных льдов? Какова продолжительность этих циклов? Как эти циклы связаны с астрономическими факторами, т. е. с вращением Земли вокруг Солнца? Трудно было, исходя из изучения разрезов на суше, даже пытаться ответить на все эти вопросы, так как каждое последующее оледенение уничтожало многие следы предыдущих. Новые возможности открылись с изучением длинных колонок глубоководных осадков. Появился шанс получить непрерывную запись событий.

Длинные колонки получают, опуская вертикально стальную трубу на дно; она под собственной тяжестью и тяжестью груза на другом ее конце втыкается в дно. В трубе имеется поршень, который остается неподвижным на конце троса, в то время как она внедряется в осадок.

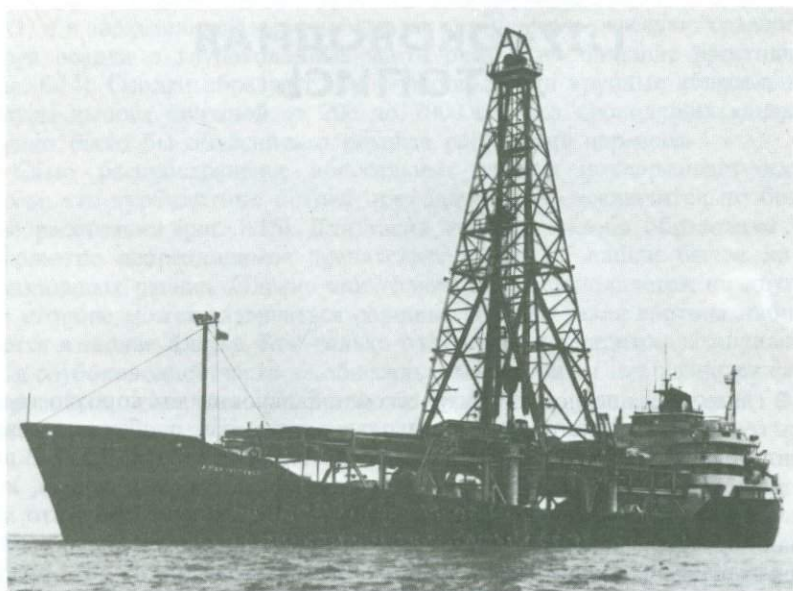


Рис. 9.1. «Гломар Челленджер» — судно длиной 120 м для глубоководного бурения, которое с 1968 г. ведет бурение дна океанов. Пробурено более 500 скважин, многие из них на глубинах более 5 км и с проникновением в кору обычно на несколько сотен метров иногда проникновение составляло более 1000 м). Длина добытого кернового материала измеряется десятками километров. Проект глубоководного бурения, возможно важнейший геологический проект 1970-х годов, финансировался главным образом Национальным научным фондом США, пока в середине десятилетия поддержку ему не оказали СССР, ФРГ, Япония, Англия, Франция. Проект осуществляется Скриппсовским океанографическим институтом при поддержке и научном участии других крупных океанографических институтов США и других стран. Фото Проекта глубоководного бурения, Скриппсовский океанографический институт.

Благодаря этому устройству осадки остаются в трубе при ее подъеме, так как пониженное давление ниже поршня удерживает их, притягивая, как насос (рис. 9.2).

Шведская экспедиция на «Альбатросе» (1947–1948) широко использовала такое оборудование (разработанное Кулленбергом) и получила много длинных (~ 7 м) колонок карбонатного ила, которые содержали информацию за последние полмиллиона-миллион лет. В результате геохимического и микропалеонтологического изучения этих колонок была получена информация о поведении океана в течение плейстоцена. Подобные исследования продолжались, и на основе колонок, собранных впоследствии многими институтами, дали ответ на такие вопросы, как:

- 1) Каков был океан во время максимального оледенения?

2) Какова природа ледниковых циклов, т.е. их частота и амплитуда, а также продолжительность во времени?

3) Что можно сказать о роли океана в динамике смены межледниковий ледниковыми периодами и наоборот?

Мы рассмотрим одну за другой эти темы.

9.2. Океан ледникового периода. *9.2.1. Условия в холодном океане.* Насколько океан ледникового периода отличался от современного? Этот вопрос не решен до конца, но по нескольким его аспектам достигнуто согласие.

Во-первых, всеми разделяется мнение, что поверхностные течения были сильнее. Совершенно очевидно, почему это было так. Ведь поверхностные течения управляются ветрами, а ветры зависят от горизонтального температурного градиента. В ледниковый период кромка льдов и полярный фронт располагались намного ближе к экватору и температурное различие между льдом (0°C или меньше) и тропиками ($\sim +25^{\circ}\text{C}$) было на меньшем расстоянии, чем теперь. Поэтому температурный градиент был больше, ветры и океанские течения сильнее.

Экваториальный и прибрежный апвеллинги вследствие этого были интенсивнее. Таким образом, в то же самое время, когда в высоких широтах продуктивность уменьшилась в связи с ледовым покровом,



Рис. 9.2. Получение плейстоценовых осадков с помощью грунтовой трубки. Работы ведутся с трубкой большого диаметра, в концевой части виден белый осадок. Обратите внимание, что во время операции по подъему трубки она привязана. На палубе видно другое оборудование: рама камеры подводного фотографирования (с защитной сеткой), коса для сейсмопрофилирования (намотана на катушку), коробчатый дночерпатель (на заднем плане). Скрипсовский океанографический институт, экспедиция на «Эвридик», 1975.

в средних широтах в связи с усилившимся перемешиванием и в тропиках вследствие апвеллинга она увеличилась.

Во-вторых, всеми принимается, что *поверхность океана была холоднее* в целом, чем сегодня. Земля, существенная часть континентов и морей которой на севере была покрыта льдами, отражала больше солнечной радиации (имела более высокое *альbedo*), чем сегодня, следовательно, она поглощала меньше тепла и ее атмосфера была холоднее. Холодная атмосфера содержит меньше воды по сравнению с теплой, и поэтому обширные районы были суше, чем в настоящее время. Сухие районы (такие, как степи и пустыни) отражают солнечного света больше, чем влажные (такие, как леса). Кроме того, более продуктивный океан также должен отражать немного больше света по сравнению с чистым темно-синим, в котором меньше водорослей. Все эти факторы способствовали отражению солнечной радиации в пространство, следовательно, способствовали похолоданию.

В-третьих, известно, что некоторые районы океана охлаждались больше, чем другие, и региональная степень изменения тесно связана с движением границ климатических зон. Если, например, район расположен вблизи границы субтропиков и умеренного пояса, он будет попеременно принадлежать то к одной, то к другой зоне. Таким образом, здесь изменения существенные. Наоборот, изменения в центральных частях тропических и субтропических климатических регионов будут минимальными.

9.2.2. *Карта 18 К.* В последнее время эти разнообразные представления подверглись проверке последовательными количественными реконструкциями океана ледникового периода. Мак-Интайр, Мур и их коллеги, используя метод «переноса» Имбри (разд. 7.2.2), создали карту температур поверхности океана в течение типичного (северного) летнего месяца во время максимального оледенения. Эта карта называется также картой 18 К, сокращенное от «18 килолет (тысяч лет) назад» (см. рис. 9.3). Карта была построена на основе изучения глубоководных колонок, из которых брались как поверхностные образцы, так и по разрезу. Поверхностные образцы использовались для калибровки (разд. 7.2.1). Характер распределения количества видов в данном случае коррелировался с температурой поверхностных вод северным летом.

Глубина отбора образцов в колонках, соответствующих возрасту 18 000 лет, определялась различными стратиграфическими методами, главным образом методом изотопной стратиграфии. По этому методу первый образец при движении вниз по колонке с исключительно высоким содержанием кислорода-18 в карбонатных раковинах считается образовавшимся в ледниковье (см. разд. 7.3.2). Каждый такой образец в зависимости от скорости осадконакопления охватывает временной интервал от 400 до 4000 лет. После подсчета видов в этих образцах можно применить уравнение переноса (разд. 7.2.2) и таким образом оценить наиболее вероятную температуру поверхностных вод в это время.

Из информации, приведенной на карте 18 К, можно заключить, что

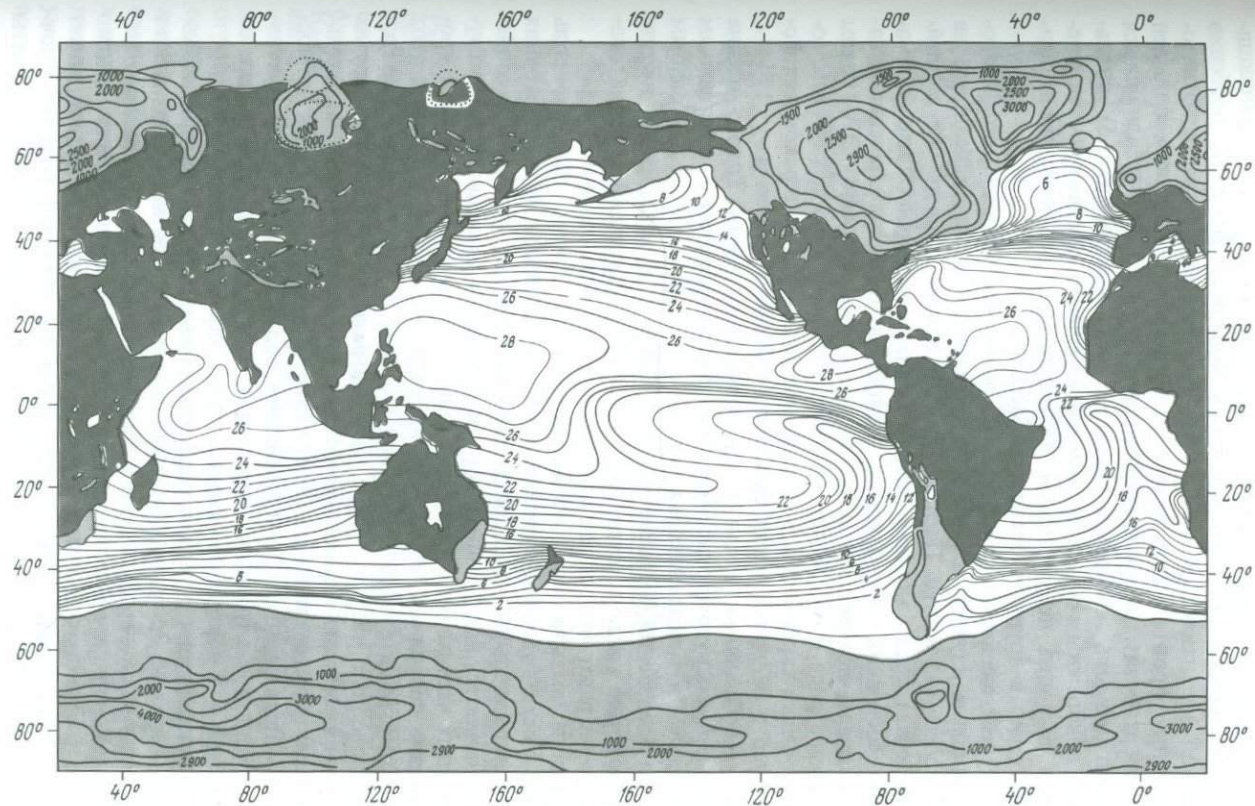


Рис. 9.3. Приблизительное распространение летних поверхностных температур в северном полушарии в течение последнего ледникового максимума (примерно 17 000–18 000 лет назад). Обратите внимание на распространение и мощность льда. (CLIMAP Project Members, 1976, Science, 191: 1131.)

18 000 лет назад в ледниковые океан характеризовался: 1) увеличившимися термальными градиентами вдоль полярных фронтов, особенно в Северной Атлантике и в Антарктике; 2) смещением в сторону экватора полярных фронтальных систем; 3) общим похолоданием большей части поверхностных вод в среднем примерно на $2,3^{\circ}\text{C}$; 4) усилившимся апвеллингом вдоль экватора в Тихом океане и в Атлантике; 5) усилившимся прибрежным апвеллингом и восточными пограничными течениями и 6) почти неизменными положением и температурами центральных гир в крупных океанских бассейнах.

9.3. Плейстоценовые циклы. *9.3.1. Очевидность.* Морские геологи, которые впервые изучали длинные колонки, полученные экспедицией на «Альбатросе» (Аррениус, Паркер, Флегер), вскоре поняли, что в плейстоцене имела место длинная серия периодически сменяющихся климатических состояний. Это открытие приобрело большое значение в науках о Земле, особенно в изучении динамики климата. Эти циклы выражены в виде флуктуаций в фаунистическом и флористическом составе, в обилии карбонатов, в содержании кислорода-18 в раковинах фораминифер и в других характеристиках (рис. 9.4).

9.3.2. Карбонатные циклы в экваториальной части Тихого океана (открытые Аррениусом) относятся к циклам растворения с интенсивным растворением в межледниковья (низкие содержания CaCO_3) и слабым во время оледенений (высокие значения CaCO_3). Колебания продуктивности (которые когда-то считались причиной флуктуаций карбонатнакопления) играют второстепенную роль в их образовании.

Причины, вызывающие циклы растворения, неясны. Важную роль должны иметь колебания уровня океана. В периоды низкого стояния уровня моря шельфы, где происходило наибольшее карбонатнакопление, оказываются над уровнем моря, и карбонаты отлагаются в его глубоководных частях. Во время межледниковий, напротив, высокий уровень океана позволяет карбонатам накапливаться на мелководье; этот карбонат кальция выводится из воды океана и уже не накапливается в глубоководных частях. Могут также играть роль несколько других факторов: изменение темпов эрозии на суше, рост и гниение растительности на суше, что влияет на содержание CO_2 в системе океан-атмосфера, изменения температуры глубинных вод океана, общей продуктивности океана или глубинной циркуляции. Эти проблемы еще далеки от разрешения и в настоящее время активно обсуждаются.

В Атлантическом океане карбонатные циклы ведут себя противоположным образом. Здесь карбонатные циклы большей частью являются циклами разбавления. Во время оледенений поставка терригенного материала с континентов, окружающих Атлантический океан, значительно возрастает. Ледниковая деятельность в высоких широтах перемалывает огромные массы пород. Растительный покров, который защищает почву от эрозии, здесь менее плотный. В субтропиках широко развиты пустыни, поставляющие пыль. Катастрофические наводнения в семиаридных районах являются эффективным средством транспортировки

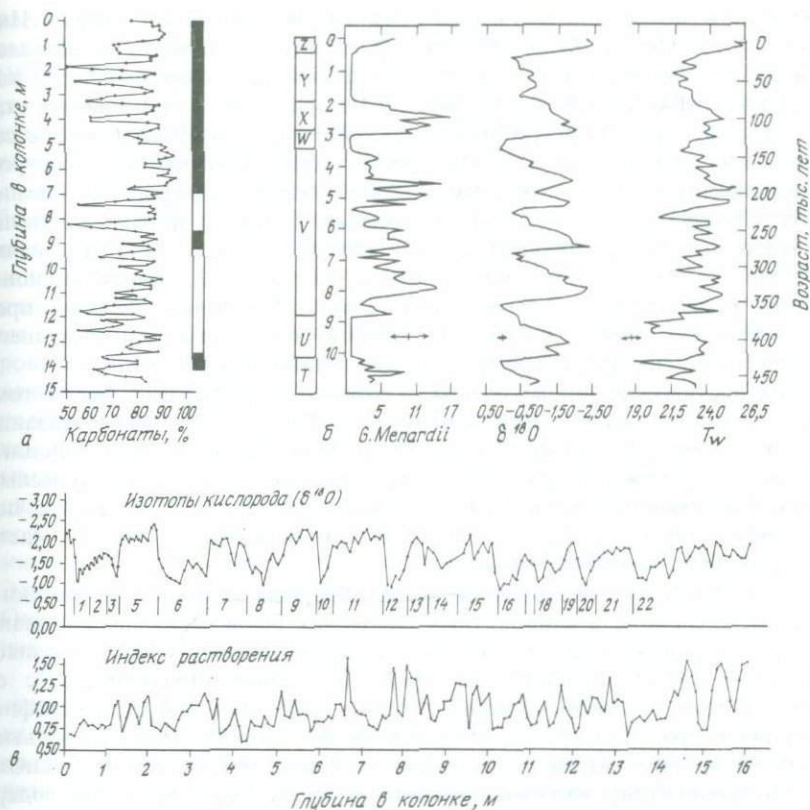


Рис. 9.4. Плейстоценовая летопись в глубоководных осадках. а — карбонатные циклы в восточной части Тихого океана, датированные палеомагнитным методом. По Хейсу (J. D. Hays et al., 1969, Geol. Soc. Am. Bull. 80: 1481). б — пульсации *G. menardii* (слева) и температурные циклы, полученные методом переходных функций (справа), в сравнении с изотопной стратиграфией, Карибское море. По Имбри (J. Imbrie et al., 1973, J. Quat. Res. 3: 10). в — циклы растворения в сравнении с изотопной стратиграфией, западная часть Тихого океана. По Томпсону (P. R. Thompson, 1976, J. Foram. Res. 6: 208).

огромных количеств материала. Площадь тропических влажных лесов сокращается, а семиаридные районы расширяются. Шельфы находятся выше уровня моря и интенсивно размываются. Все эти факторы способствуют возрастанию скоростей накопления терригенного материала в периоды оледенений. Поскольку количество терригенного материала увеличивается, доля карбонатов в пелагических осадках соответственно уменьшается, т.е. карбонаты разбавляются. Изменения степени разбавления обуславливают карбонатные циклы.

9.3.3. Фаунистические (и флористические) циклы могут быть выражены разным образом, чаще всего в виде циклов тепло — холодно. При-

мерами являются количественные графики Паркер (Parker, 1958) и Имбри и Киппа (Imbrie, Kipp, 1971) (рис. 9.3, б). Метод Паркер сопоставляет обилие тепловодных и холодноводных планктонных фораминифер как функции глубины колонки. По методу Имбри – Киппа при помощи статистического фактор-регрессивного анализа калибруют процентные содержания тепловодных и холодноводных фораминифер температурой поверхностных вод, а затем рассчитывают наиболее вероятную температуру поверхностных вод вниз по колонке. Такая же методика использовалась при построении карты 18 К (рис. 9.2). Мы видим, что значительные колебания температуры имели место в Карибском регионе. Видно также, что последняя смена холодных условий теплыми произошла около 11 000 лет назад. Этот рубеж фиксирует конец последнего оледенения и начало современного межледниковья (голоцен).

Фаунистические циклы содержат важную информацию уже в том, что они хорошо выделяются по амплитуде. Существуют также указания на то, что температурные условия были либо теплыми, либо холодными, но не промежуточными. Они демонстрируют еще один интересный факт. Современный период является необычно теплым; в течение последнего полумиллиона лет или около этого климат большую часть времени был намного суровее.

9.3.4. *Кислородные изотопные циклы.* Впервые колебания изотопного состава кислорода в карбонатных раковинах были описаны Эмилиани в его классической работе «Плейстоценовые температуры», опубликованной в 1955 г. В настоящее время изотопная стратиграфия с ее «изотопными ярусами» образует костяк плейстоценовой стратиграфии. Эмилиани проанализировал планктонные фораминиферы из нескольких длинных колонок, взятых в Карибском бассейне и в Северной Атлантике. Он сконцентрировал свое внимание на видах с самым низким содержанием кислорода-18 (*Globigerinoides ruber* и *Globigerinoides sacculifer*), полагая, что эти виды живут в верхнем слое воды и поэтому отражают поверхностные температуры. Поскольку температура, при которой происходит рост раковины, влияет на отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (разд. 7.3.2), флуктуации изотопного состава отражают теплые и холодные циклы. Кроме того, отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ контролируется составом морской воды. Состав морской воды колеблется в соответствии с ростом и сокращением континентальных ледовых щитов. Это связано с тем, что лед обеднен изотопом кислорода-18. Поэтому при росте ледников ^{18}O остается преимущественно в океане, увеличивая отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. В результате раковины, растущие в такой воде, обогащены ^{18}O . (Это обогащение ^{18}O добавляется к обогащению, обусловленному понижением температуры воды.) Когда ледники тают, отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ снова уменьшается (см. рис. 5.15).

9.3.5. *Циклы Миланковича и датировка.* Как указывал Эмилиани, вариации изотопного состава ясно указывают на существование такой цикличности, которая могла быть вызвана механизмом Миланковича. Последний в качестве причины последовательности ледниковых периодов,

разделенных теплыми периодами (рис. 9.5), привлекает закономерные вариации параметров земной орбиты. Гипотеза Миланковича (1879–1958) утверждает, что долговременные флуктуации в количестве радиации, получаемой от Солнца в течение летних сезонов, в высоких широтах северного полушария контролировали наступление ледниковых периодов в последние 600 000 лет.

Прежде чем предположение Эмилиани могло быть проверено, нужна была временная шкала изотопных вариаций. В нашем распоряжении имеются три метода датировки: 1) датировка верхней части разреза по содержанию С-14 и экстраполяция вниз по разрезу. Этот метод не очень надежен; 2) урановая датировка кораллов, которые росли во время последнего высокого стояния уровня моря. Эта дата может коррелироваться с изотопным ярусом 5. Лучшие оценки возраста этим методом находятся в пределах около 124 000 лет. С помощью этого метода мы получаем среднюю скорость осадконакопления, которая более надежна чем полученная на основе содержания углерода-14; 3) смена знака намагниченности (та же, которая отмечается в застывших базальтах раздвигающегося океанского дна, разд. 1.9) имеет место также и в глубоководных осадках. Наиболее значительная граница между магнитными эпохами (Брюнес и Матуяма) расположена на уровне 700 000 лет назад. Эту границу можно зафиксировать только в очень длинных колонках. Она позволяет проводить *интерполяцию* возрастов изотопных вариаций.

Временная шкала, полученная методами 2 и 3, использована при сравнении между изотопной кривой и кривой Миланковича, показанных на рис. 9.5. Бросается в глаза определенное сходство этих кривых. Спектральный анализ, т.е. поиск повторяемости в изотопных кривых, показывает, что наиболее четко выделяются периоды 20 000 лет, 40 000 лет и 100 000 лет. Эти периоды близки к тем, которые имеются на кривой иррадиации Миланковича. Таким образом, существует убедительное свидетельство, что иррадиация в северном полушарии является доминирующим фактором в контроле *повторяемости* плейстоценовых климатических флуктуаций.

Что собой представляет эта повторяемость? Она соответствует движению оси вращения Земли и изменению ее пути вокруг Солнца. Положение оси вращения Земли не постоянно в пространстве, она не всегда показывала на Полярную звезду, как теперь. Вместо этого она описывает круг, в котором Полярная звезда является одной из точек. Этот круг описывается в течение 22 000 лет. Это — *прецессия* (рис. 9.5). Наклон земной оси к плоскости ее орбиты также меняется со временем. В настоящее время он составляет $66\frac{1}{2}^\circ$, но один раз в 41 000 лет колеблется между 65° и 68° . Это называется вариацией наклона. Наклонение играет важную роль, так как при высоком наклоне оси лето обычно теплое, а зима холодная и наоборот. И наконец, земная орбита не является круговой, а представляет собой эллипс (как показал Иоханнес Кеплер, 1571–1630). Соотношение между длинной и короткой осями ме-

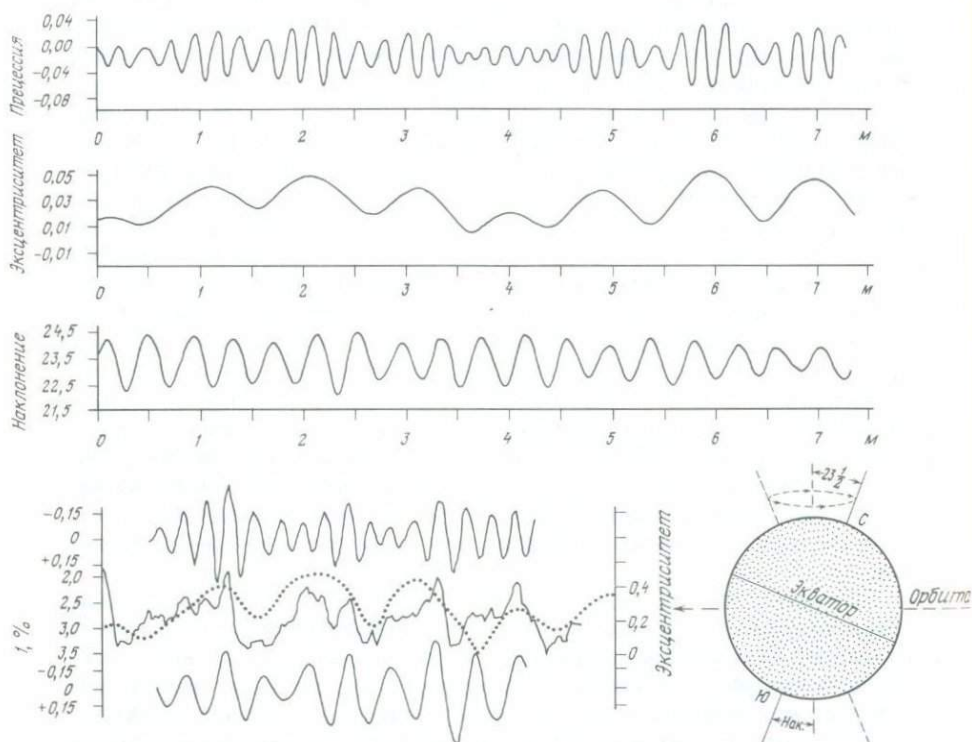


Рис. 9.5. Теория ледниковых периодов Кролла-Миланковича и ее проверка. Три верхние кривые показывают колебания орбитальных параметров, рассчитанные Бергером (A. L. Berger, in: M. A. Kominz et al., 1979, Earth Planet. Sci. Lett.). Эксцентриситет — это отклонение орбиты от абсолютного круга, для которого он равен нулю. Эксцентриситет колеблется с периодом около 96 000 лет. Прецессия является функцией как положения перигелия (ближайшая к Солнцу точка земной орбиты) по отношению к точке равноденствия (когда день равен ночи), так и эксцентриситета орбиты, из-за которого существует значительное различие в положениях равноденствия и перигелия с точки зрения сезонной иррадиации. Периодичность прецессии составляет около 22 000 лет. Обратите внимание на небольшие колебания в периоды низкого эксцентриситета. Наклонение — это угол земной оси по отношению к вертикали на плоскости орбиты (см. внизу справа). Оно колеблется с периодом около 41 000 лет.

Три нижние кривые показывают орбитальные периодичности, полученные при изучении изотопным методом субантарктической глубоководной колонки. По Хейсу и др. (J. D. Heys et al., 1976, Science, 194: 1121). Средняя кривая — изотопная кривая (сплошная линия) с наложенной кривой изменения эксцентриситета; верхняя кривая — период 23 000 лет, полученный по изотопным данным статистическим методом; нижняя кривая — период 40 000 лет, полученный таким же способом. Вставка справа иллюстрирует наклонение орбиты.

няется во времени. Это – вариации «эксцентриситета». Один цикл продолжается около 100 000 лет. В этом случае все эти вариации контролируют изменения сезонной иррадиации в северном полушарии. В северном полушарии предположительно существует особенно чувствительный широтный пояс, где эти изменения выражаются в снежном покрове меняющейся мощности, который в свою очередь посредством механизма обратной связи альbedo управляет климатом (разд. 9.2).

9.4. Динамика изменений. Примем идею, что иррадиационные циклы коррелируются с изотопной кривой и что механизм Миланковича логично объясняет наблюдаемую повторяемость изменений. После этого мы должны обратиться к двум другим важным свойствам изотопной кривой, а именно: к стабилизации максимальной амплитуды и «пилообразной» форме кривой (рис. 9.6). Ни одно из этих свойств пока не понято, потому что динамика взаимодействия атмосферы и океана пока не может быть смоделирована на временной шкале, принятой здесь. Наиболее удивительным признаком кривой, возможно, является быстрое потепление, которое следует за периодом максимального похолодания. Для объяснения этого явления необходимо признать существование положительной обратной связи в системе атмосфера – океан. Дальнейшего исследования заслуживает неполное перемешивание океана в периоды таяния ледников и изменения содержания CO_2 в атмосфере.

Очень быстрое поступление талой воды, как это видно в колонках из

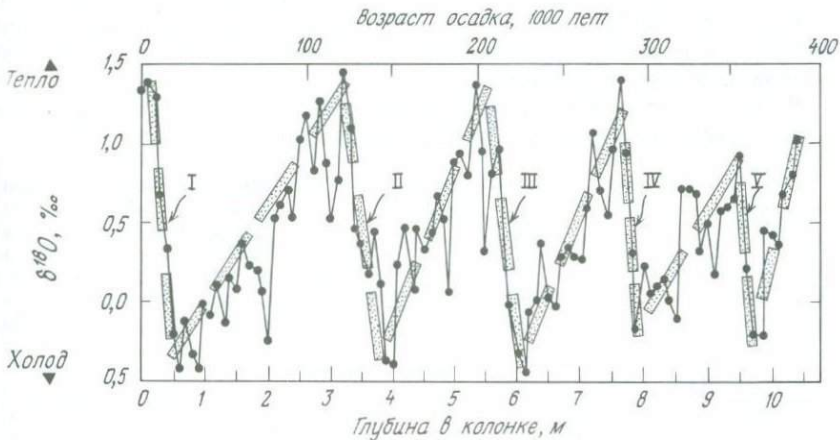


Рис. 9.6. «Пилообразные» колебания климата в плейстоцене. Долговременные колебания изотопного отношения в глубоководных колонках из Карибского моря (С. Emiliani, 1966, Geol. 74: 109) демонстрируют асимметрию: короткие периоды очень быстрого потепления (обозначены цифрами I по V) и длительные периоды общего похолодания (W.S. Broecker, J. van Donk, 1970, Rev. Geophys. Space Phys. 8: 169).

Мексиканского залива (рис. 9.7), предполагает развитие в океане во время таяния льдов некоторой стабильной стратификации. Океан в это время должен характеризоваться совершенно другой динамикой по сравнению с существующей в настоящее время, способствующей появлению эффекта «резкого климатического скачка», который виден в колонках. Эта проблема представляет собой значительный интерес, поскольку современное поступление в атмосферу больших количеств CO_2 (разд. 8.3.6) может искусственно вызвать такую ситуацию.

Итак, чем больше мы узнаем о плейстоценовых циклах, тем более загадочными для нас они становятся. Очевидно, найден главный двигатель — механизм Миланковича, но мы все еще не знаем, как на самом деле работает машина климата.

9.5. Древние океаны. В августе 1968 г. «Гломар Челленджер» под командованием Мориса Юинга вышел в свой первый рейс в Мексиканский залив и район Восточного побережья, в свою первую из длинной серии буровую экспедицию. Некоторые холмы в Мексиканском заливе оказались соляными куполами, что сразу же вызвало к жизни вопрос о возрасте и происхождении соли на дне океана. Два года спустя «Гломар Челленджер» пробурил соленосные отложения на больших глубинах в Средиземном море. Были ли эти моря когда-то изолированы от открытого океана, а затем высохли, оставив огромные солевые ямы (солтпэны)? Очевидно так.

В первом же рейсе «Гломар Челленджер» в западной части Северной Атлантики на уровне отчетливого *сейсмического рефлектора* (соответствует акустическому эху от слоя ниже дна океана, см. рис. 1.9) пробурил кремни. Кремни оказались эоценового возраста. В последующих райсах эоценовые кремни были встречены также в других частях океанов, особенно в тропических.

Чем же отличался эоценовый океан и что могло вызвать формирование в таких широких масштабах кремнистых отложений?

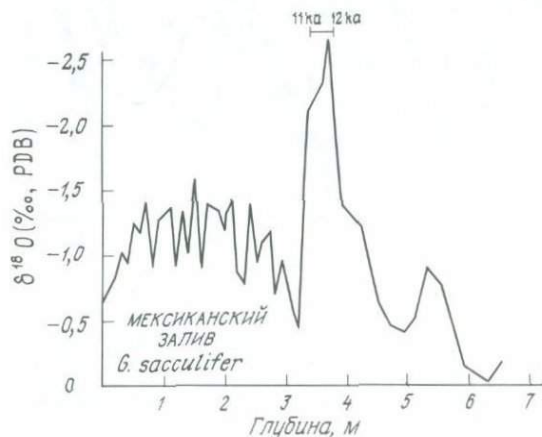


Рис. 9.7. «Событие талой воды» в Мексиканском заливе. Во время таяния льдов талая вода могла поступать в залив настолько быстро, что изменяла изотопный состав поверхностных вод. Соленость соответственно также должна была понизиться. Кислородная изотопная стратиграфия по Кеннетту и Шеклтону (J. P. Kennett, N. J. Shackleton, 1975, Science, 188: 147). Датировки по ¹⁴C по Эмилиани и др. (C. Emiliani et al., Science, 189: 1083).

Эти вопросы, которые вместе со многими другими были подняты с началом бурения в океанах, ни в коей мере нельзя считать решенными. Для того чтобы просто перечислить самые главные из них и привести различные гипотезы, предложенные для ответа на них, пришлось бы написать отдельную книгу. Давайте сконцентрируем здесь наше внимание на трех важных аспектах истории древних океанов:

1. Изменения изотопного состава кислорода с мелового времени.
2. Флуктуация уровня карбонатной компенсации.
3. Изменения в оксигенации глубоководных частей океана.

9.6. Изменения изотопного состава кислорода в третичное время.

9.6.1. Общая тенденция. Первые исследования изменений изотопного состава кислорода в глубоководных частях океана в третичное время были проведены Эмилиани, который на основании увеличения содержания кислорода-18 в раковинах бентосных фораминифер установил общую тенденцию похолодания начиная с мелового времени. Он сделал вывод, что понижение температуры придонных вод отражает похолодание в высоких широтах, поскольку именно здесь в настоящее время донные воды погружаются. Общая тенденция похолодания в высоких широтах, а также наиболее внушительные колебания температуры были показаны на изотопной кривой Деверо, который изучал новозеландских мелководных двустворок.

Благодаря Проекту глубоководного бурения в настоящее время стало возможным получение значительно более детальной информации (рис. 9.8). Ниже мы предлагаем одну из возможных интерпретаций этих результатов, не обязательно верную во всех отношениях.

Тренды изотопного состава кислорода раковин планктонных и бентосных фораминифер различны в низких широтах, но близки в высоких широтах. Таким образом, тенденция похолодания в третичное время является в значительной мере высокоширотным (и глубоководным) феноменом. В этом случае температурные градиенты в течение третичного времени, особенно с конца олигоцена, примерно 20–25 млн. лет назад, должны были увеличиться. Мы уже отмечали, что скорость ветра сильно зависит от температурного градиента. Если это так, то с олигоцена значительно усилились ветры и как результат поверхностные течения, а также прибрежный и океанический апвеллинг. Подтверждением этому служит увеличение в третичное время продуктивности диатомовых водорослей как в северной части Тихого океана, так и вокруг Антарктиды. Существуют также другие свидетельства увеличения продуктивности. Скелеты радиолярий, например, стали более тонкими после раннетретичного времени. Очевидно, содержание растворенного кремния уменьшилось в это время благодаря энергетическому поглощению его диатомовыми водорослями в районах апвеллинга.

9.6.2. Скачок на границе эоцена и олигоцена. В конце раннетретичного времени температура в полярных регионах понизилась предположительно в связи с термальной изоляцией Арктики и Антарктики и в связи с положительной обратной связью со снежным и растительным покро-

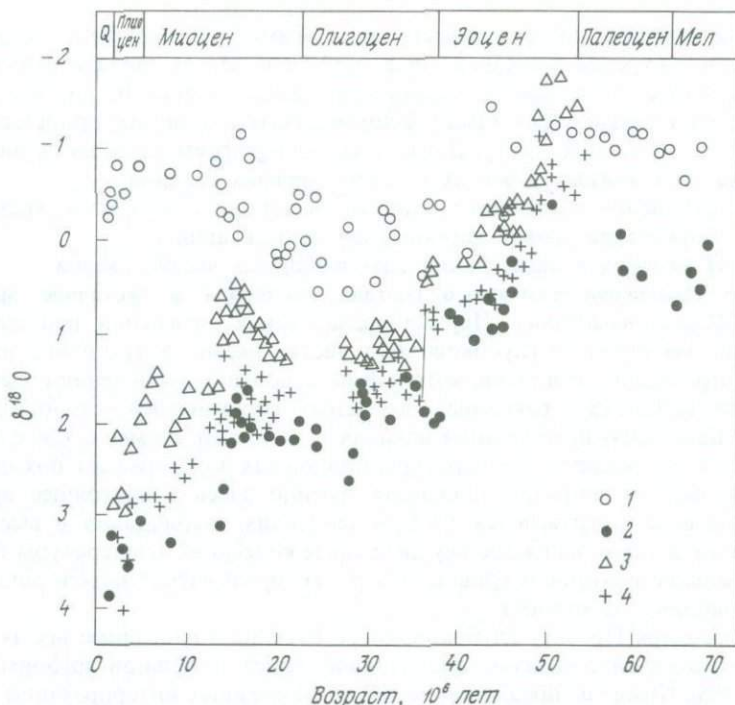


Рис. 9.8. Изменения изотопного отношения в глубоководных осадках в третичное время. Для центра северной части Тихого океана — по Дугласу и Савину (R. C. Douglas, S. M. Savin, 1975, Int. Rep. Deep Sea Drilling Project, 32: 509); для южной части — по Шеклону и Кеннетту (N. J. Shackleton, J. P. Kennett, 1975, Int. Rep. Deep Sea Drilling Project, 29: 743). Обратите внимание на сохранение начавшая с эоцена высоких температур в поверхностных водах низких широт (планктонные фораминиферы, центр северной части Тихого океана) и сильное похолодание в высоких широтах и в глубинных водах (все другие точки). Похолодание особенно заметно на границе эоцена и олигоцена и после среднемиоценового теплого периода около 15 млн. лет назад. Диаграмма взята из работы Тирштейна и Бергера H. R. Thierstein, W. H. Berger, 1978, Nature, London, 276: 461). Центр северной части Тихого океана: 1 — планктонные организмы; 2 — бентосные организмы, южная часть Тихого океана: 3 — планктонные организмы; 4 — бентосные организмы.

вом (увеличением альбедо, разд. 9.2). Полярный фронт перемещался в сторону экватора, оттесняя позднеэоценовый пояс дождей (и тем самым температурные пояса) от берегов Антарктиды. Влияние этих событий выразилось в изменении содержаний изотопов кислорода в высоких широтах: в позднем эоцене они быстро возрастают. Особенно значительное изменение в изотопном составе отмечается на границе эоцена и олигоцена. Это рубеж, у которого вода на шельфах в высоких широтах стала достаточно холодной и достаточно соленой, чтобы погрузиться и заполнить глубоководные океанские впадины.

Каковы последствия этого события на границе эоцена и олигоцена? Очевидно, оно оказало влияние на глубоководную фауну, которая должна была приспособиться к новой среде обитания, т. е. к холодным водам. Остракоды и другие бентосные организмы в самом деле демонстрируют значительные изменения в составе. Химический состав океана должен был измениться менее заметно. Например, CO_2 неожиданно в большей мере растворяется в морской воде. Следовательно, он извлекается из атмосферы. Это требует положительной обратной связи, которая вызывает похолодание на всей планете. Другой механизм обратной связи может привести к дальнейшему похолоданию. Обратите внимание на отчетливое падение температуры в тропиках, которое видно по изотопным данным для раковин планктонных фораминифер (рис. 9.8).

Что вызвало это событие конца эоцена? На этот счет существует несколько гипотез. Может быть, самой простой из них является гипотеза, согласно которой позднеэоценовая регрессия обнажила шельфовые районы настолько, что это вызвало похолодание посредством механизма альbedo (суша ярче океана). Это обусловило миграцию полярного фронта в направлении экватора. В конце концов было достигнуто критическое положение, когда сформировались холодные погружающиеся воды. Как только холодные воды начали погружаться, экстракция CO_2 из атмосферы и положительная обратная связь в результате изменения альbedo ускорили процесс, который неудержимо развивался в течение последних 100 000 лет.

Почему оставался холодным олигоцен? Регрессия, которая началась в позднем эоцене, предположительно продолжалась в олигоцене, и уровень океана был относительно низким в то время. Обнажившиеся шельфы, конечно, должны были увеличить альbedo. Кроме того, очевидно, широко были распространены засушливые условия, так как холодный воздух не содержит и не переносит много влаги. Это отражено в низких скоростях глубоководного осадконакопления в течение этого периода. Засушливые условия делают сушу более яркой. В результате большая часть солнечной радиации отражалась в пространство и планета оставалась холодной.

9.6.3. *Позднетретичные изменения.* Если мы обратимся теперь к изотопному тренду в миоцене, то увидим *увеличение* изотопных температур в тропиках и вскоре после этого их *падение* в высоких широтах. Чем обусловлено повышение температуры? И с чем связано ее падение?

Простейшим объяснением повышения является трансгрессия. В начале миоцена моря снова затопили шельфы континентов. Альbedo уменьшилось, и солнечная радиация поглощалась в большей степени, нагревая атмосферу и верхние слои океана. Благодаря этому процессу контраст между тропиками и полярными районами значительно увеличился, так как снег и лед продолжали охлаждать высокие широты.

Похолодание является частью общей тенденции похолодания, уско-

ренной в это время еще неизвестными механизмами, предположительно нарастанием полярного льда.

Остальные изотопные данные демонстрируют прогрессирующее похолодание и рост ледового покрова в южных высоких широтах. Наконец, в позднем плиоцене (примерно 3 млн. лет назад) началось оледенение в северном полушарии, и планетарный климат приходит к ледниковым циклам, которые мы обсуждали выше (рис. 9.9). И снова плиоцен-плейстоценовое похолодание было связано с регрессией. Кроме того, горообразование и дрейф континентальных масс в северном направлении способствовали сохранению снега, что является необходимым условием для оледенения.

9.7. Флуктуации уровня карбонатной компенсации. *9.7.1. Реконструкция палеоглубины.* Так же как снег, который покрывает горы и тает в долинах, карбонат кальция покрывает наиболее приподнятые районы океанского дна и растворяется на больших глубинах (рис. 9.10, разд. 8.3.1 и 8.3.2). Нижний предел снежного покрова — снежная линия — аналогичен уровню карбонатной компенсации, или критической глубине карбонатакопления (КГК). Положение УКК меняется во времени. Как колеблется уровень карбонатной компенсации и как это влияет на изменение химического состава и продуктивности океана?

Прежде чем мы сможем восстановить колебания УКК, мы должны принять во внимание погружение океанского дна на флангах срединно-океанического хребта (разд. 1.5). Для определения глубины осадконакопления мы используем генерализованную кривую погружения (рис. 1.10).

Сначала мы определяем точку, которая отвечает возрасту фундамента в данном месте на кривой погружения (рис. 1.10). После этого находим на кривой точку с возрастом осадков, для которого мы хотели бы определить глубину осадконакопления. Палеоглубина в момент осадконакопления определяется как разница с современной глубиной. Во избежание ошибки мы должны вычесть половину мощности осадков, накопившихся за это время, чтобы учесть наращивание океанского дна и изостатическое погружение.

Итак, у нас есть метод («прослеживания назад») для восстановления колебаний УКК. На диаграмме возраст — глубина каждая скважина будет представлена в виде кривой погружения, на которой могут быть графически изображены осадочные фации (или скорости осадконакопления). На рис. 9.11 показаны два примера, основанные на результатах рейсов 3 и 14 Проекта глубоководного бурения в Атлантике. В скважине 15 карбонатные осадки залегают на фундаменте на глубине 140 м от поверхности дна, выше они сменяются глинами (между 110 и 100 м), которые перекрыты снова карбонатными осадками. Таким образом, УКК был пересечен дважды. Поместив эту скважину на диаграмму возраст — глубина — фация, мы можем видеть, на какой глубине это произошло (около 3,3 и 3,5 км). При достаточном количестве таких прослеживаний можно составить и нарисовать достаточно полную диаграмму.

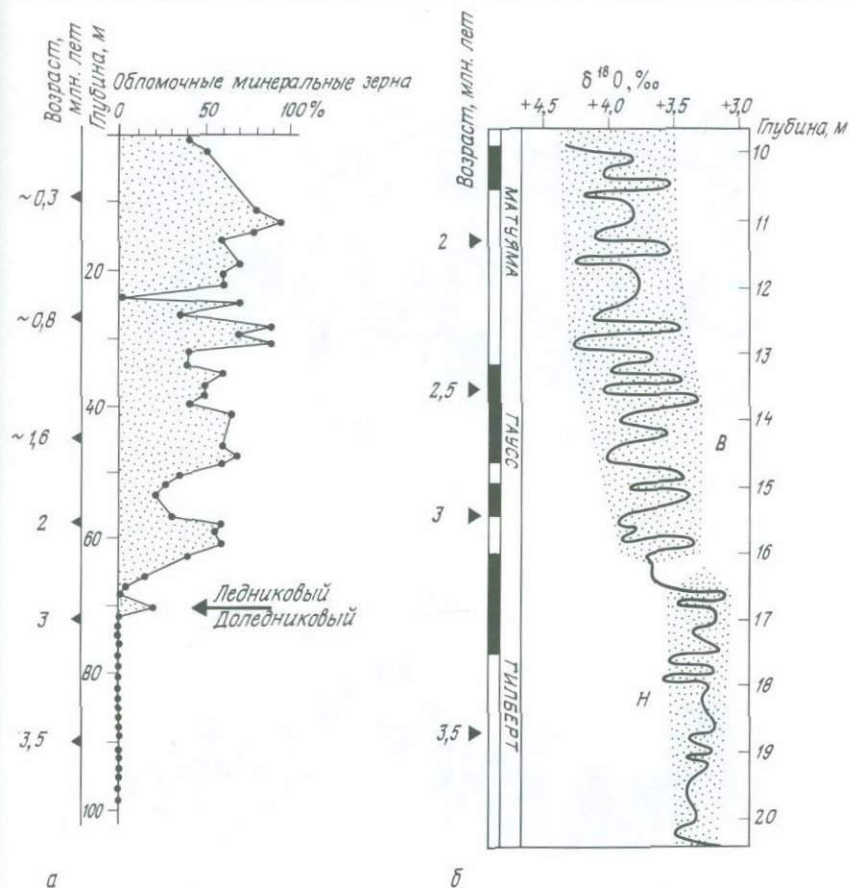


Рис. 9.9. Наступление ледникового периода. а – неожиданное увеличение обилия обломочных минеральных зерен в скважине 116 проекта глубоководного бурения в северо-западной части Атлантического океана, свидетельствующее об активности ледников на близлежащей суше. По Берггрену (W. A. Berggren, 1972, Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 12: 953.); б – смена низкоамплитудной изменчивости климата (Н) высокоамплитудной (В), что отразилось в изотопной стратиграфии в колонке из западной экваториальной части Тихого океана. Изотопные данные относятся к бентосным фораминиферам вида *Globocassidulina subglobosa*, изотопный состав которого в данном месте в настоящее время составляет +3,5‰. Временная шкала контролируется магнитной стратиграфией, по Шеклтону и Опдайку (N. J. Shackleton, N. D. Opdyke, 1977, Nature, London, 270: 216).

9.7.2. Глубина уровня карбонатной компенсации в Атлантическом и Тихом океанах. Реконструкции флуктуаций УКК несколько различаются в зависимости от того, какие данные по возрасту взяты и какие допущения относительно погружения сделаны. Однако ясно, что УКК

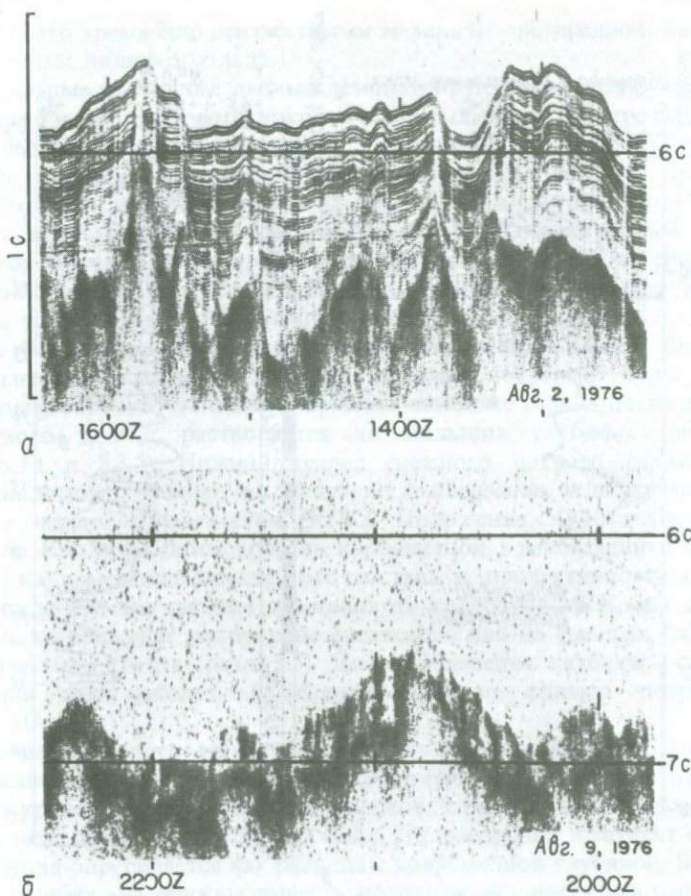


Рис. 9.10. Влияние глубины на карбонатонакопление. *a* – сейсмический профиль, показывающий отчетливо слоистые, хорошо сохранившиеся карбонатные осадки на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи экватора. Время прохождения отраженного звукового сигнала 6 с, что отвечает глубине 4500 м. *б* – аналогичный профиль далее к западу на большей глубине (7 с = 5250 м). Рельеф и осадки имеют размытый характер и интерпретируются как глубоководный карст в результате растворения карбонатов, которые переместились на большую глубину в процессе спрединга и погружения дна. По Бергеру и др. (W.H. Berger et al., 1979, Mar. Geol. 32: 205).

занимал высокое положение в эоцене, затем в самом раннем олигоцене опустился, вновь поднялся в миоцене, когда он достиг пика в период между 10 и 15 млн. лет назад, и затем упал до современной глубины около 4,3 км (рис. 9.12).

Существует общее сходство в колебаниях УКК в Тихом и Атлантическом океанах, что свидетельствует о глобальном характере изменений

химизма в океанах. В целом эоцен и миоцен характеризовались меньшей глубиной УКК, чем олигоцен и плиоцен-плейстоценовое время. Очевиден также определенный параллелизм этих изменений с колебаниями изотопного состава кислорода (рис. 9.8) и уровня океана (рис. 5.18). Периоды высокого стояния уровня океана характеризуются меньшей глубиной УКК и теплым климатом в высоких широтах, в то время как периоды низкого стояния уровня океана имеют большую глубину УКК и холодные высокие широты (и глубинные воды).

9.7.3. *Причины колебаний глубины уровня карбонатной компенсации.* Мы уже обсуждали отношение палеотемпературы к уровню океана и выяснили, что трансгрессия означает низкое альbedo и, следовательно, потепление, а регрессия — высокое альbedo и соответственно похолодание. Но почему относительно теплый океан должен иметь меньшую глубину УКК, чем холодный? Разве холодные воды не являются менее благоприятными для сохранения карбонатов, чем теплые? Этот парадокс иллюстрирует ошибочность подхода, при котором принимается во внимание только один какой-нибудь фактор, влияющий на карбонатный бюджет. Влияние одного фактора, например такого, как температура, на систему можно предсказать только в том случае, если все другие факторы остаются постоянными. Но они редко остаются неизменными. Самое большее, что может быть, — это ситуация, при которой изменение одного из факторов происходит настолько быстро, что другие измениться не успевают.

Простой гипотезой, связывающей уровень моря с колебаниями УКК, является представление о фракционировании в системе бассейн — шельф. Шельф, будучи мелководным, является предпочтительным местом для накопления карбонатов в связи с зависимостью их растворения от давления. В таком случае затопленные шельфы являются ловушками для карбонатов, удаляя CaCO_3 из океана, в результате чего в глубоководных частях океана образуется его дефицит. Обнаженные

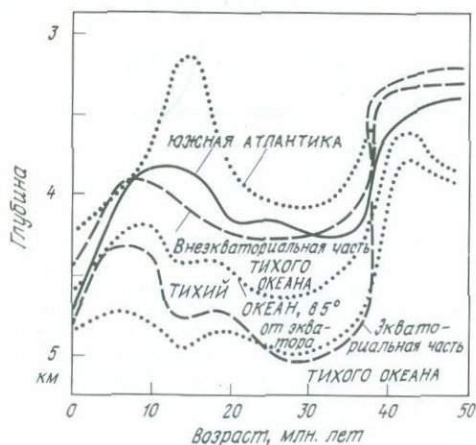


Рис. 9.12. Реконструкции колебаний глубины карбонатной компенсации для различных регионов. Сплошная линия — реконструкция ван Андела (T. H. van Andel et al., 1977, J. Geol., 85: 651). Точечные линии — реконструкция Бергера и Рота (W. H. Berger, P. H. Roth., 1975, Rev. Geophys. Space. Phys. 13: 561). Реконструкции демонстрируют сходный характер колебаний глубины УКК, которые, в общем, коррелируются с изменениями уровня океана.

шельфы, напротив, поставляют карбонаты в глубоководные части океана.

Однако здесь есть некоторые проблемы. Если бы эта гипотеза была в самом деле достаточной для объяснения колебаний УКК, то большая глубина УКК означала бы *большее количество карбонатов* в глубоководных частях океана. В конце концов, это является краеугольным камнем данной гипотезы. К несчастью для нее, скорости осадконакопления в олигоцене, когда УКК находился на большой глубине, все время были низкими. Только баланс масс, т.е. перемещение карбонатов между шельфами и впадинами, не может контролировать колебания УКК.

Гипотеза баланса масс не подходит. Мы должны найти более тонкий механизм, основанный на внутреннем круговороте карбонатов внутри океанских бассейнов. Вспомним, что биологическая продуктивность ответственна за осаждение карбонатов. Удаление из раствора твердой фазы понижает насыщение. В таком случае высокая продуктивность приводит к недосыщению океана CaCO_3 и повышению УКК. В соответствии с этой моделью мы можем рассматривать колебания глубины УКК как флуктуации продуктивности, с высокими ее значениями в эоцене и миоцене и низкими в олигоцене. Существуют также другие независимые, поддерживающие эту концепцию свидетельства того, что продуктивность была низкой в олигоцене.

Колебания УКК также тесно связаны с историей эрозионных процессов на дне океанов. Конечно, растворение карбонатов уже само по себе является формой эрозии. Данные о скоростях осадконакопления и перерывах показывают, что эти стратиграфические параметры значительно колебались во времени (рис. 9.13). Однако соотношения между этими изменениями и флуктуациями глубины УКК все еще непонятны. Одна из проблем заключается в том, что кривые перерывов и скоростей осадконакопления содержат в себе искусственные элементы. Например, тенденцию увеличения скоростей осадконакопления (и уменьшения перерывов) в течение третичного времени можно просто объяснить тем фактом, что бурение на древние осадки предпочтительно проводилось в районах с низкими скоростями седиментации. Перерывы также могут быть искусственными в результате бурения, когда отбор керна затруднен. Это случается, например, в богатых кремнями осадках эоценового возраста.

9.8. Колебания в содержании кислорода в глубоководных частях океана. 9.8.1. «Застойный» океан? Когда скважины Проекта глубоководного бурения в Атлантическом океане впервые вскрыли отложения средней части мелового периода, выяснилось, что некоторые из них очень богаты органическим веществом, указывающим либо на значительную поставку его на дно океана, либо на его малые потери из-за низкого содержания кислорода в глубинных водах в это время. Возможно, что обе эти причины существовали одновременно (рис. 9.14). Очевидно, в этом регионе содержание кислорода упало так низко, что роющие организмы не могли образовать слой перемешивания на морском дне. Таким обра-

зом, в глубоководных осадках этого времени обычна слоистость.

Существуют различные свидетельства, что низкое содержание кислорода имело место в определенные четко установленные периоды, которые могли быть довольно короткими («бескислородные события»). Они обычно типичны для Атлантики, хотя некоторые были обнаружены и в Тихом океане. Каково значение этих анаэробных и близких к анаэробным отложений? Что они могут рассказать о химизме и продуктивности океана в это время? И что о климате?

9.8.2. В поисках причин. Чтобы попытаться ответить на эти вопросы, давайте сначала найдем современный аналог осадконакопления в условиях низкого содержания кислорода (см. разд. 7.6.3). Существуют две аналогичные ситуации: 1) частично ограниченный бассейн с эстуариевой циркуляцией и 2) континентальный склон открытого океана, где он

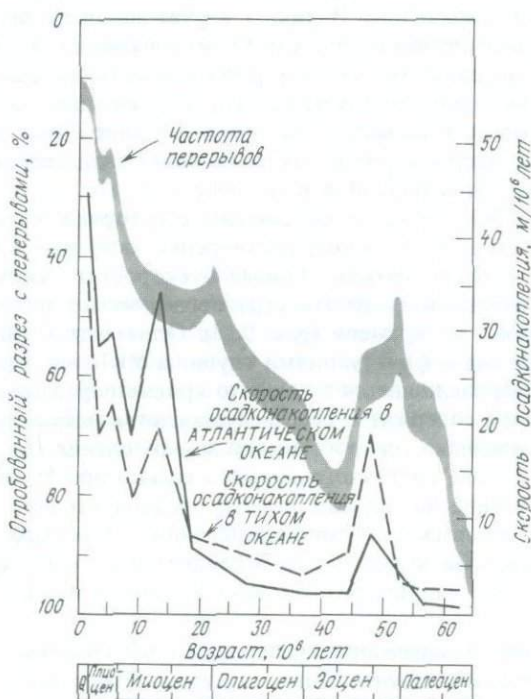


Рис. 9.13. Скорости глубоководного осадконакопления в третичное время (Т. А. Davies et al., 1977, Science, 197: 53) и частота перерывов (Т. С. Moore, G. R. Heath, 1977, Earth Planet. Sci. Lett. 37: 71.). Обратите внимание на общую тенденцию увеличения мощностей и полноты разрезов (т.е. более высоких скоростей осадконакопления) с раннетретичного времени. Частично эта тенденция обусловлена увеличившейся эрозией на континентах, частично она имеет искусственный характер (см. текст). (W. H. Berger, 1979, in: M. Talwani et al., (eds.) 1979, Maurice Ewing Ser. vol. III, Am. Geophys. Union, Washington, D. C.)

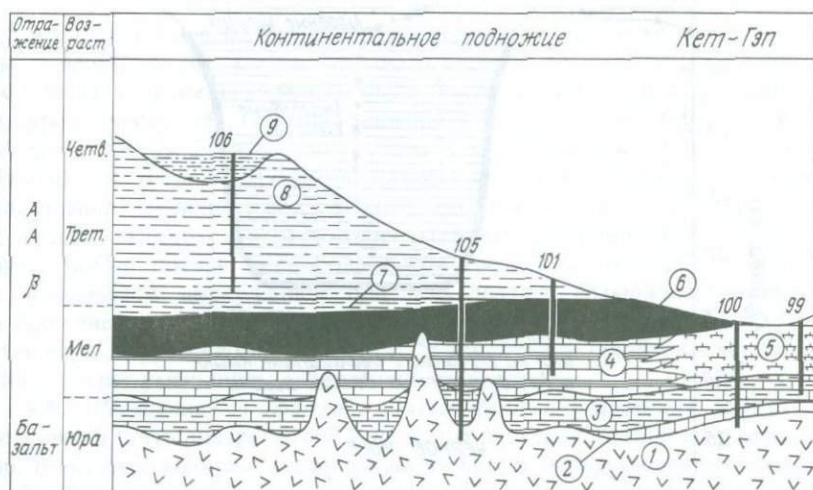


Рис. 9.14. Богатые органическим веществом осадки мелового возраста на континентальной окраине у Восточного побережья США. Диаграмма в высшей степени схематична и основана на данных бурения и сейсмoproфилирования. 1—базальт; 2—зеленовато-серый известняк; 3—красный глинистый известняк; 4—белый и серый известняк; 5—известковый ил и пясчий мел; 6—черная глина; 7—разноцветная глина; 8—гемипелагический ил; 9—терригенный песок и глина. Возраст: Юр.—юрский, Мел.—меловой, Трет.—третичный, Четв.—четвертичный. По Ланселоту и др. (Y. Lancelot et al., 1972, Init. Rep. Deep. Sea Drilling Project, 11: 901.)

пересекается слоем кислородного минимума (рис. 9.15). Примерами первой ситуации являются Балтийское и Черное моря, а примерами второй—Калифорнийский залив и континентальный склон Индостана в Аравийском море. Общим для обеих является высокая поставка органического вещества по сравнению с поступлением кислорода из глубинных вод бассейна, в который падает это органическое вещество. Чтобы увеличить вероятность образования «черных» отложений, нужно, чтобы увеличилась продуктивность при постоянном поступлении кислорода или уменьшилось содержание кислорода при неизменной продуктивности.

Какое из этих условий подходит для средней части мелового периода? Для этого времени нет свидетельств высокой продуктивности ни в скоростях осадконакопления, ни в типах осадков. Таким образом, слабое поступление кислорода необходимо считать критическим фактором.

Мы без труда можем понять, почему содержание кислорода в глубинных водах было низким. Это связано с тем, что температура была относительно высокая. В настоящее время температура океана находится между 0 и 5°C, за исключением тонкого верхнего слоя. Насыщение кислородом составляет около 7,5 мл/л. В действительности типичные значения насыщения находятся между 3 и 5 мл/л, т.е. примерно на

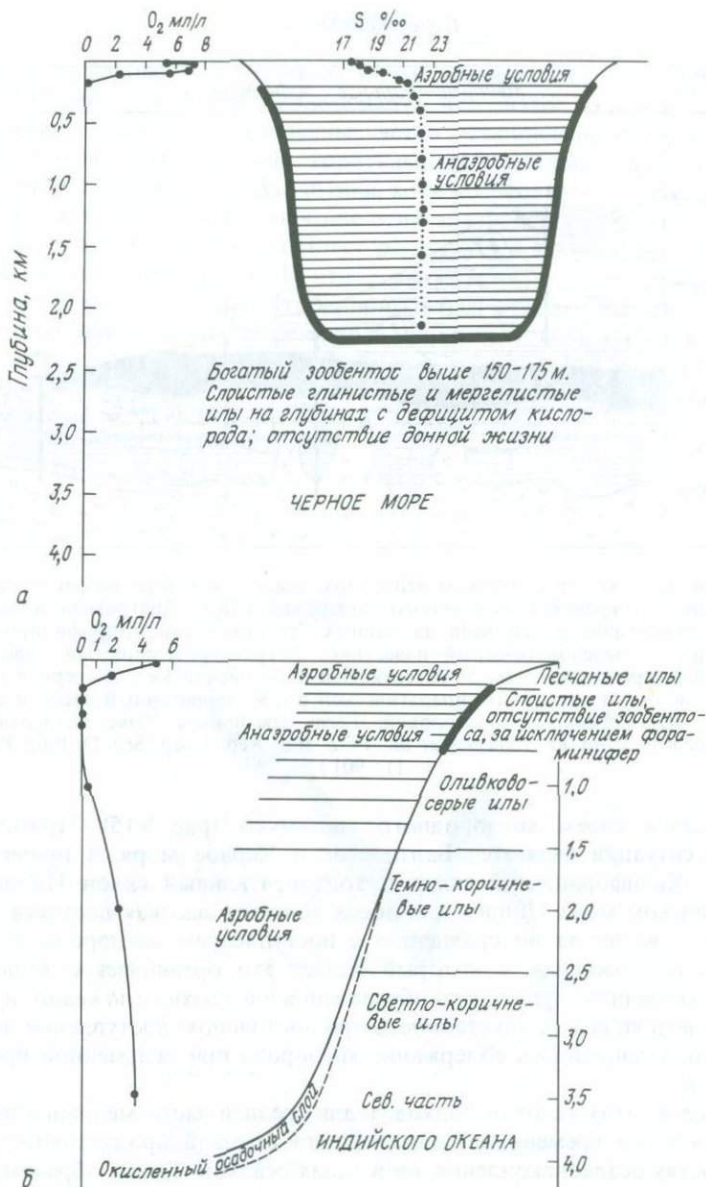


Рис. 9.15. Современные аналогии условий накопления черных сланцев. *а* – Черное море с сильной стратификацией по солености, препятствующей вертикальному перемешиванию и, следовательно, привнесу кислорода в глубокие слои; *б* – пересечение слоя кислородного минимума с континентальной окраиной в северной части Индийского океана. Слой минимума представляет собой широко распространенный феномен; в районах высокой продуктивности он сильнее. По Тиде и ван Анделу (J. Thiede, Tj. H. van Andel, 1977, Earth Planet Sci. Lett. 33: 301).

3,5 мл/л ниже из-за расходования кислорода при разложении органического вещества. Для океана мелового периода температуры глубинных вод по изотопным измерениям были близки к 15°C. Для воды с температурой между 15 и 20° насыщение кислородом составляет около 5,5 мл/л, т.е. на 2 мл/л меньше, чем для современных холодных глубинных вод. В таком случае мы можем ожидать, что типичные значения насыщения глубинных вод океана в меловое время составляли около 2 мл/л (за вычетом его расхода на разложение органики). В этих условиях любые потери кислорода выше средней в океанском бассейне с эстуариевой циркуляцией (рис. 7.2) делают возможным развитие в бассейне регионального дефицита кислорода. Необычно высокое поступление *терригенного* органического вещества в такой бассейн могло еще больше уменьшить содержание кислорода.

9.8.3. *Региональный эффект и углеводородные отложения.* Может ли весь океан стать анаэробным? Еще долго нет, если вообще это возможно. В системе, которая предохраняет океан от превращения его в анаэробный, существует обратная отрицательная связь: богатые органическим веществом осадки связывают питательные вещества и тем самым осадконакопление в условиях низкого содержания кислорода способствует уменьшению продуктивности, что уменьшает поступление органического вещества и соответственно потребность в кислороде.

Почему в меловое время в Атлантическом океане больше «черных» отложений, чем в Тихом океане?

Это предполагает, что Атлантический океан имел эстуариевую циркуляцию по отношению к Тихому океану — прямо противоположную современной. Необходимо также учитывать возможность того, что глубинные части Атлантики собирали тяжелые соленые воды с окружающих шельфов. В глубинном «соленом озере», покрывающем дно океана, кислород скоро должен был быть израсходован на окисление органического вещества, падающего в него. При этих обстоятельствах условия для сохранения органического вещества должны были быть идеальными.

Истинные условия, при которых происходило накопление «черных» отложений, еще во многом не ясны. Решение этого вопроса представляет экономический интерес. Полагают, что многие важные залежи углеводородов произошли из богатых органическим веществом осадков мелового возраста. Можем ли мы предсказать, исходя из палеоокеанологических законов, где условия были подходящими для образования нефти? Пока еще, пожалуй, нет. Проблема происхождения материнских пород является лишь одной среди многих других: диагенетические изменения, миграция углеводородов и накопление нефти в ловушках. Мы вернемся к проблеме нефтеобразования в следующей главе, посвященной ресурсам дна океана.

РЕСУРСЫ ДНА ОКЕАНОВ

В последние десятилетия в связи с истощением наземных запасов нефти и газа, а также с развитием технологий глубоководной добычи, интерес к ресурсам дна океанов значительно возрос. В настоящее время известно, что на дне океанов содержится огромное количество полезных ископаемых, включая углеводороды, металлы и минералы. Однако их добыча сопряжена с большими трудностями и затратами.

10.1. Типы ресурсов. Дно океанов содержит энергетические ресурсы (нефть и газ) и сырье (песок и гравий, фосфориты, тяжелые металлические руды). Кроме того, дно океана используется как свалка для отходов, что имеет большое экономическое значение. С точки зрения стоимости в долларах и центах энергия (углеводороды) является самым важным ресурсом, в то время как сырьевые материалы (в настоящее время) имеют только региональное значение. Глубоководные руды еще не разрабатываются, хотя они представляют значительный научный интерес и потенциальную ценность. Мы рассмотрим здесь кратко геологическую историю этих ресурсов с упоминанием экономических и политических проблем, связанных с использованием дна океанов.

10.2. Нефть под морским дном. 10.2.1. *Экономический очерк.* Современный высокий уровень жизни в развитых странах, беспрецедентный во всей истории, во многом зависит от наличия достаточных количеств дешевой энергии. В США и других странах нефть обеспечивает около половины этого жизненно важного ресурса (в 1977 г. в Северной Америке 48% и в Западной Европе 56%). В США импортируется около половины необходимой нефти (эта пропорция уменьшается), в ФРГ — 96%, во Францию — 99%, а в Японию — даже 100%. Этот импорт становится все более дорогим, отражая сильно растущие потребности и уменьшение безграничных ее запасов в странах-экспортерах нефти. Поскольку потребность в нефти растет, в то время как ее добыча падает, цены на нефть быстро поднимаются и в результате добыча нефти со дна моря становится выгодным делом, несмотря на значительную стоимость разведки и добычи. Мировая добыча нефти в 1978 г. составляла около 3 млрд. т и природного газа 1,4 триллиона кубических метров. Около 20% этого количества давала добыча из морских месторождений. (В 1978 г. США потребляли почти 30% мировой добычи нефти.) Общие потенциальные ресурсы и даже резервы (т.е. количество нефти, которое может быть произведено при существующих экономических и технологических условиях) трудно оценить. Мировые ресурсы составляют

200–300 млрд. т нефти и 200–250 триллионов кубических метров газа, а мировые резервы 100 млрд. т нефти и 70 триллионов кубических метров газа. Если исходить из неизменности потребления, то этих резервов нефти хватит на 33 года (100 млрд. т за три года), а газа – на 50 лет (70 триллионов кубических метров, по $\frac{1}{4}$ триллиона кубических метров в год). Резервы нефти в США в 1972 г. оценивались цифрами между 26 и 76 млрд. т, а в настоящее время – только примерно в 13 млрд. т. Следовательно, если бы потребление нефти в США производилось из собственных резервов, то их хватило бы только на пятнадцать лет.

В прошлом оценки резервов пересматривались с некоторой закономерностью в сторону их увеличения. В 1950 г. мировые резервы оценивались в 10,5 млрд. т, в то время как потребление составляло 0,52 млрд. т, т.е. обеспеченность запасами была 20 лет. В 1960 г. эти цифры были соответственно 40, 1,05 и 38, а в 1977 г. – около 100, 3 и 33. Тогда открытие новых месторождений нефти шло вровень с растущим потреблением. Но когда-нибудь, конечно, пополнение запасов начнет отставать от роста потребления. Некоторые эксперты считают, что это происходит уже сейчас.

10.2.2. Происхождение нефти. Нефть – это сложная смесь углеводородов и других органических компонентов, образовавшихся из органического вещества суши и морей, но главным образом из морского планктона. Поэтому фактически нефть является консервированной солнечной энергией. Но эта система хранения исключительно не эффективна. В настоящее время для фотосинтеза (основа органической продукции) используется только 0,23% солнечной радиации. В течение всей истории Земли в осадках сохранилось в виде компонентов органического углерода менее 0,1% органической продукции. И только около 0,01% этого органического вещества в осадках сконцентрировалось в нефтяных и газовых месторождениях. Почему так мало?

Причин несколько. 1) Органическое вещество в осадках должно быть превращено в жидкую нефть термохимическими процессами, для чего необходимы осадочный чехол мощностью более 1000 м и температуры от 50 до 150°C. Если температуры становятся слишком высокими, нефть превращается в натуральный газ (рис. 10.1). 2) Нефть должна мигрировать из богатых органическим веществом материнских осадков в пористые породы, допускающие накопление, такие, как песчаники или жеодистые известняки, в результате давления, уплотнения и гравитации (нефть легче интерстициальных вод) (рис. 10.2). 3) Резервуары должны быть достаточно большими, чтобы представлять промышленный интерес, и должны удерживать нефть с помощью непроницаемых пород, таких, как массивные сланцы или эвапориты, иначе более летучие углеводороды проникнут на поверхность. Примерами случаев потери нефти являются смоляные озера в Тринидаде и Ираке, где нефть просочилась на поверхность и ее более летучие компоненты испарились в атмосферу. Известной иллюстрацией этого процесса являются смоляные ямы Ля-Бреа в Лос-Анджелесе. В мире известно около 200 случаев естественно-

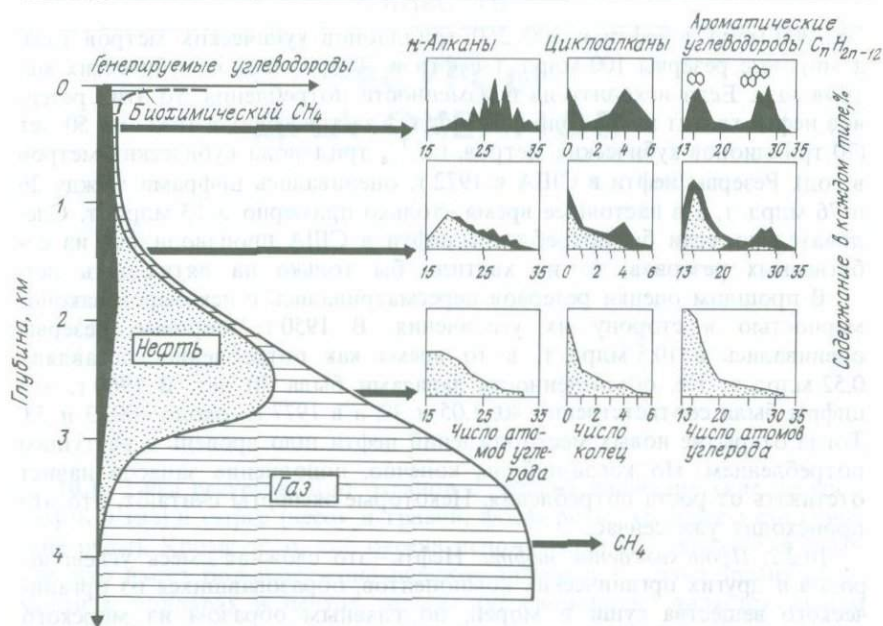


Рис. 10.1. Происхождение нефти. После захоронения богатых органическим веществом осадков, содержащих нефтехимический материал (черное), образуются углеродные соединения (цепочки и кольца). На глубинах менее 1 км органические молекулы содержат большое количество атомов углерода. В зоне нефтеобразования благодаря повышенной температуре и давлению в процессе расщепления образуются соединения с меньшим количеством атомов углерода (и с большим количеством атомов водорода). При значительном перегреве образуется газ (CH_4 – метан). По Тиссо и Вельте (B. Tissot, D.H. Welte, 1978, Petroleum formation and occurrence, a new approach to oil and gas exploration, Springer, Berlin, Heidelberg, New York).

го просачивания морской нефти. Количество естественным образом просачивающейся в море нефти оценивается в 0,6 млн. т в год (немного меньше количества, оцениваемого для утечки нефти при добыче в море). 4) Эти несколько нефтеобразующих процессов должны происходить в строгой последовательности: каждый процесс должен закончиться в свое время, чтобы начался следующий. Даже если все кажется правильным, скважина все равно может быть «сухой», потому что временная последовательность во взаимодействии природных процессов была нарушена.

10.2.3. Где в море находят нефть. Классическим районом морских месторождений нефти является Мексиканский залив. Условия формирования месторождений здесь во многом похожи на те, которые характерны для месторождений суши. Морские осадки перекрывают отложения соли, которая гравитационно нестабильна, будучи менее плотной, чем перекрывающие породы. Она выдавливается наверх в виде плюма-

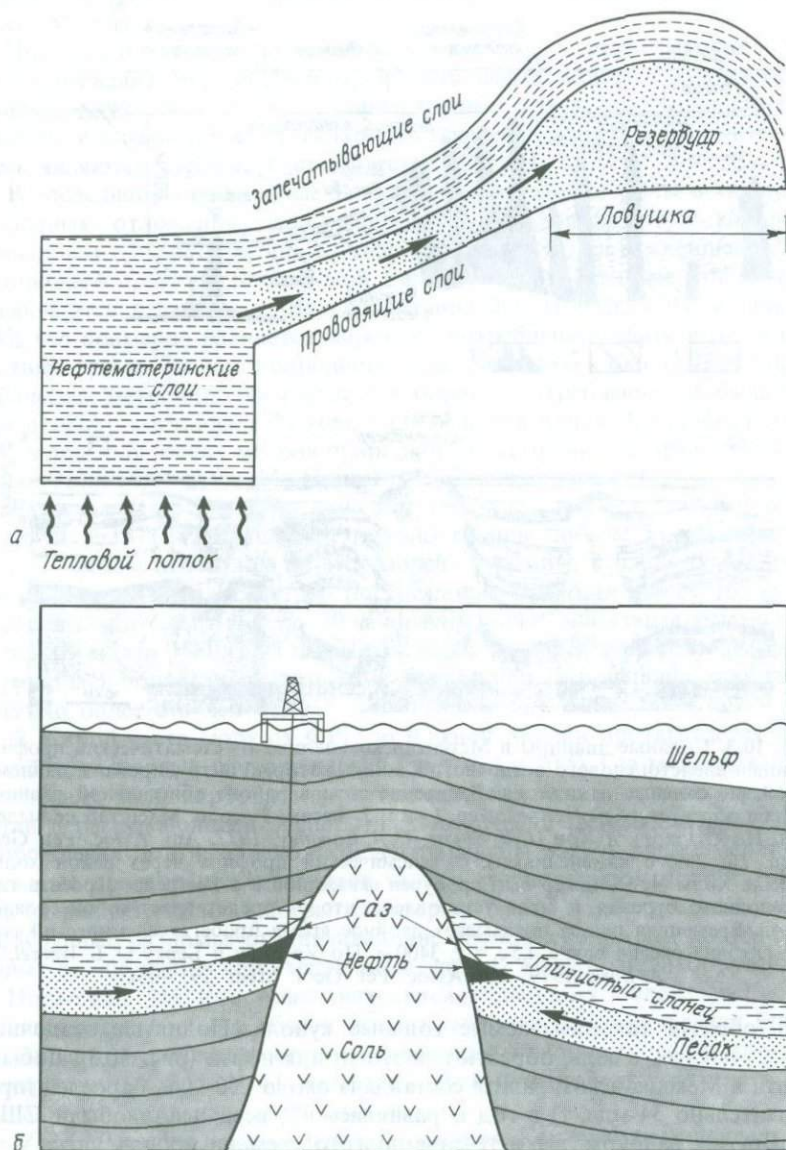


Рис. 10.2. Предпосылки аккумуляции нефти. а—основные составные части системы нефтяного резервуара, показывающие миграцию из нефтематеринских слоев (сланцы, богатые органическим веществом) в резервуар (пористые породы, например ноздреватый рифовый известняк или песчаник); б—соляная купольная тектоника как пример образования ловушки.

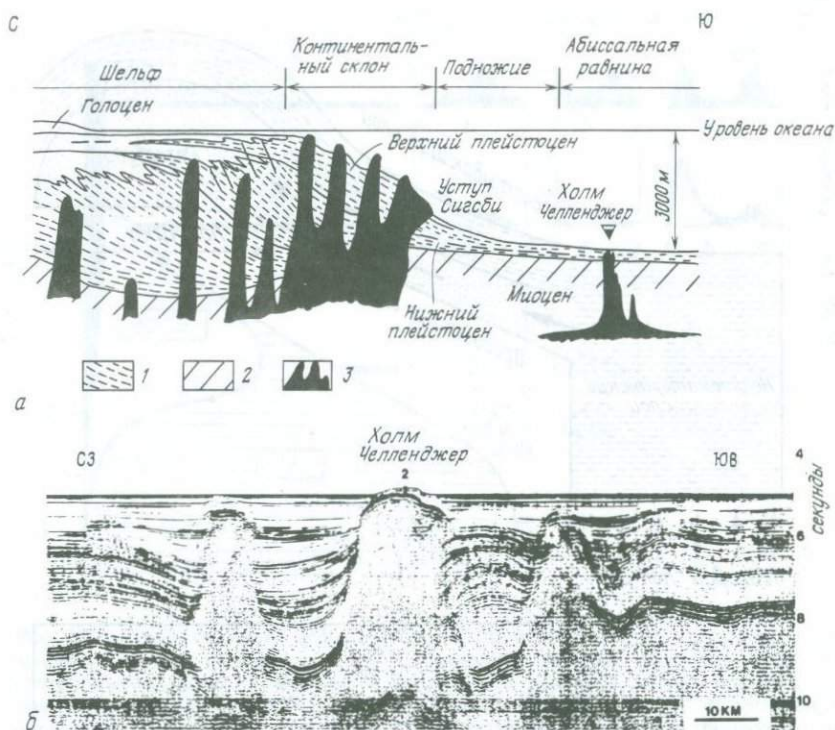


Рис. 10.3. Соляные диапиры в Мексиканском заливе. *а* – схематический профиль плиоцен-плейстоценового осадочного клина, в который интродуцированы раннемиоценовые соляные отложения. Внедрение соли в районе абиссальной равнины Сигсби образует холм Челленджер. 1 – ил; 2 – песок; 3 – соль. Масштаб не выдержан. По Стюарту и Кой (C. J. Stuart, C. A. Caughey, 1977, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 26: 249, с изменениями). *б* – сейсмический профиль через район холма Сигсби. Холм Челленджер был пробурен скважиной 2 в 1-м рейсе Проекта глубоководного бурения, и было установлено, что он представляет собой соляной купол. Временная шкала показывает двойное время пробега сейсмической волны – глубина океана равна 4,5 с, т. е. 3400 м. По Ворзелу и Берку (J. L. Worzel, C. A. Burk, 1979, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 29: 403).

жей, образуя так называемые соляные купола. Поднятые осадочные слои, утыкаясь в соль, образуют ловушки для нефти (рис. 10.3). Добыча нефти в Мексиканском заливе составляла около 250 млн. баррелей (приблизительно 34 млн. т) в год и равнялась 7% всей нефтедобычи США.

Другим районом, где в течение долгого времени производится морская добыча нефти является континентальный бордерленд Южной Калифорнии. Здесь нефть добывается из миоценовых морских отложений, накопившихся в условиях апвеллинга и дефицита кислорода. Нефть заключена в песчаных слоях, утыкающихся в разломы, поэтому здесь имеет место значительная природная утечка нефти в океан, как, напри-

мер, в Коал-Ойл-Пойнтс вблизи Санта-Барбары и на побережье залива Санта-Моника.

Новым, открытым в самое последнее время перспективным районом на обнаружение морских месторождений нефти является арктическое побережье Аляски, где уже сделаны крупные открытия (залив Прудо, оценочные запасы 1,5 млрд. т). Препятствием для морской эксплуатации здесь являются суровые климатические условия.

В последние годы крупные запасы нефти и газа открыты в мощных осадочных отложениях в Северном море, львиная доля которых принадлежит Великобритании. Северное море является важнейшей углеводородной провинцией Западной Европы. Промышленные запасы его оцениваются в 3 млрд. т (Великобритания 2,2, Норвегия 0,8 и Дания 0,06), что примерно равняется мировому потреблению нефти в год в настоящее время. Запасы природного газа составляют около 2400 млрд. кубических метров (почти трехлетнее мировое потребление). Добыча нефти в 1978 г. составляла 71 млн. т (53 млн. т в водах Великобритании) и 67 млрд. кубических метров природного газа (из них 46 приходится на долю Великобритании, 14 – Норвегии и 7 – Нидерландов).

Разведка здесь началась в начале 1960-х гг., добыча газа в 1967 г. и нефти в 1971 г. Технические трудности при добыче углеводородов в этом «самом неистовом из всех морей» огромны. Слепой туман, резкие перемены погоды, ветры, достигающие скорости более 160 км/ч, и волны, часто высотой до 30 м, опасны даже для громадных платформ. (В марте 1980 г. на месторождении Экофиск во время шторма обрушилась норвежская платформа «Александр Л. Килланн», при этом погибло более ста человек.)

В южной части моря от ФРГ до Южной Англии протягивается широкий пояс газовых месторождений (рис. 10.4 и 10.5). Газ мигрировал из угленосных толщ карбона в пористые нижнепермские песчаники и запечатан перекрывающими эвапоритами цехштейна (верхняя пермь). Месторождения нефти, однако, сконцентрированы вокруг рифта меридионального простирания в северной части Северного моря, который возник на ранних стадиях раскрытия северной части Атлантического океана. Крупные разломы, ограничивающие рифт, расположены по обе стороны от политической медианной линии между Великобританией и Норвегией. На юге нефть находится в меловых отложениях, сложенных писчим мелом, вблизи соляных куполов. Месторождения Brent и Пайпер приурочены к юрским песчаникам в сводовых частях горстов и опрокинутых блоков. На месторождении Фортис и других нефть добывают из базальных третичных песков.

10.2.4. *Разведка нефти в настоящее время.* Как уже упоминалось, одним из необходимых условий нефтеобразования и миграции является повышенная температура. Необходим также чехол осадков мощностью приблизительно 1–2 км. Исключением могут быть районы с высоким тепловым потоком или такие, где процесс превращения в осадках продолжался длительное время. Большая часть океанского дна, приближи-

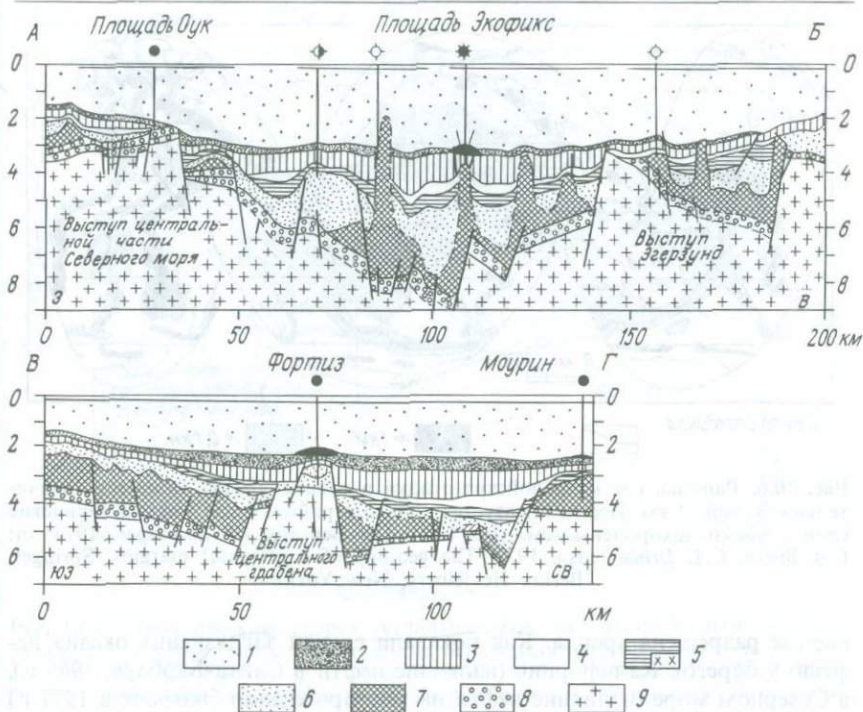


Рис. 10.5. Структурные разрезы через площади Оук-Экофикс и Фортиз-Моурин. По Циглеру (P. A. Ziegler, 1977, Geol. Journal. 1: 7). Превеличение вертикального масштаба $\times 6,7$. 1—эоцен-палеоцен; 2—палеоцен; 3—верхний мел; 4—нижний мел; 5—юра (вулканиты), 6—триас, 7—соль цехштейна (пермь); 8—красный лежень и девон; 9—фундамент.

тельно 80 или даже 90% площади, бесперспективна для поисков нефти и газа, так как оно слишком молодо и осадочный чехол слишком тонок (рис. 10.6). Самыми перспективными районами для концентрации нефти являются континентальные шельфы и склоны, а также небольшие океанские бассейны с мощным осадочным чехлом, который обязан высоким скоростям накопления и богат органическим веществом (например, Мексиканский залив, Карибский бассейн, Средиземноморский бассейн, включая Черное море, Берингово, Охотское, Японское и Южно-Китайское моря и район Индонезийского архипелага). Огромные осадочные клинья континентальных поднятий, ограничивающих крупные океанские бассейны, хотя иногда богаты органическим веществом, могут и не иметь подходящих пород с высокими коллекторскими свойствами. Этот вопрос еще требует изучения.

Шельф Восточного побережья США в последнее время стал местом интенсивных поисков, и после преодоления сильного противодействия гражданских групп, обеспокоенных возможностью загрязнения нефтью,

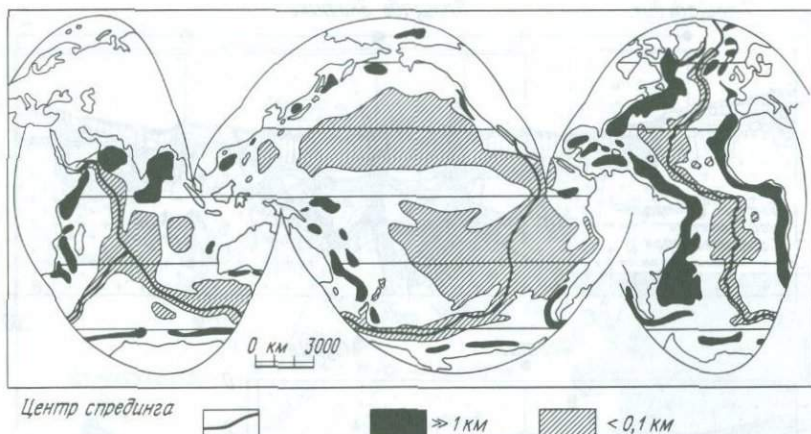


Рис. 10.6. Районы, где кайнозойские осадки в океане имеют мощность значительно больше 1 км. Нефть образуется только в районах, где нефтематеринские слои глубоко захоронены (см. рис. 10.1). По Бергеру (W. H. Berger, 1974, in: C. A. Burke, C. L. Drake (eds.), 1974. *The geology of continental margins*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York).

кое-где разрешена аренда. Как показали случаи загрязнения океана нефтью у берегов Калифорнии (излияние нефти в Санта-Барбаре, 1969 г.), в Северном море (излияние нефти на месторождении Экофиск в 1977 г.) или Мексиканском заливе (излияние нефти на скважине Иксток-1 в 1979 г.), такие опасения небезосновательны. Это — политическая проблема распределения прибылей и риска: нельзя доказать, что излияние нефти опасно для всего океана, но нельзя также доказать, что оно безопасно. Региональный ущерб, разумеется, может быть обширным.

Несколько лет назад трог Балтимора-Каньон у Восточного побережья США (рис. 10.7) считался наиболее перспективным районом внешнего континентального шельфа: большая мощность осадков (более 10 км) и благоприятные структурные и другие условия. Начиная с 1976 г. было пробурено 15 скважин, при этом 13 оказались сухими, а в двух обнаружен газ, но никаких признаков нефти. Во впадине Скотия у побережья восточной Канады в 1973 г. было пробурено 40 скважин, но промышленные месторождения обнаружены не были.

Кроме шельфов перспективными районами для поисков нефти является верхняя часть континентальных склонов. Их осадки накапливались в области продуктивных прибрежных вод (включая дельтовые условия). Следовательно, содержание органического углерода в осадках высокое (рис. 10.8). Во многих районах верхней части склона развивается также слой кислородного минимума (рис. 9.15) и благоприятно влияет на сохранность органического вещества. Мы коротко упоминали мезозойские структуры, идентифицированные как соляные купола, в восточной части Южной Атлантики у побережья Африки (разд. 2.3,

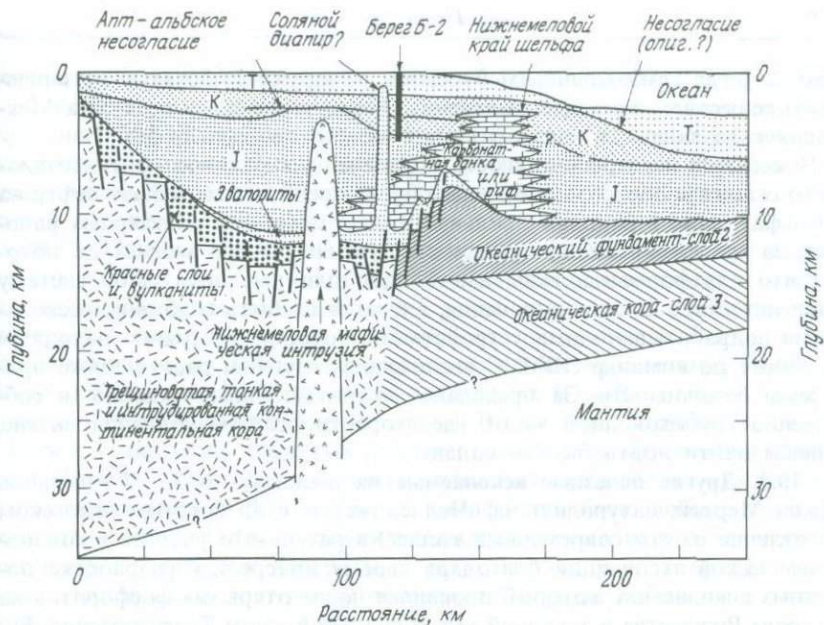


Рис. 10.7. Схематический разрез Атлантик-Сити-Балтимора-Кэньон у побережья Нью-Джерси. Разрез составлен на основе сейсмопрофилей Геологической службы США. По Гроу и др. (J. A. Grow et al., 1979, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 29: 65). Преувеличение вертикального масштаба $\times 5$. 1 – третичный; 2 – меловой; 3 – нижнемеловой; 4 – юрский; 5 – триасовый.

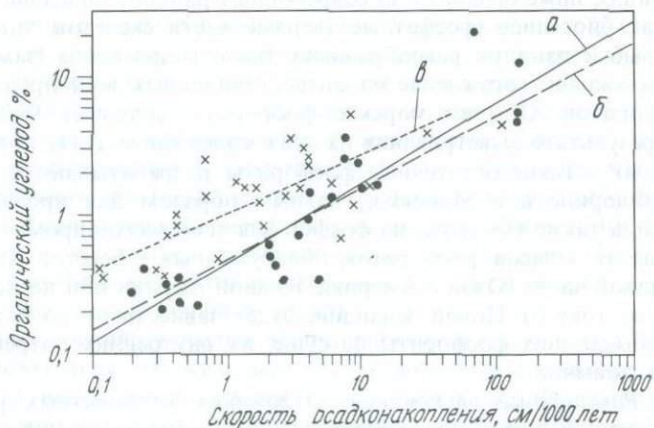


Рис. 10.8. Содержание органического углерода в морских осадках. Линия а – содержание растёт с увеличением скорости осадконакопления: оно удваивается с увеличением скорости осадконакопления в четыре раза. Линия б – регрессия по точкам (Müller, Suess). Линия в – регрессия по крестам (Heath et al.). Данные и регрессии взяты из работы Хита и др. (G. R. Heath et al., 1977, in: N. R. Andersen, A. Malahoff (eds), The fate of fossil fuel in the oceans. Plenum Press, New York) и из работы Мюллера и Зюсса (P. J. Müller, E. Suess, 1979, Deep Sea Res. 26A: 1347).

рис. 2.4), где глубоководным бурением обнаружены богатые органическим веществом меловые отложения. Ясно, что, исходя из опыта Мексиканского залива, в такой ситуации можно ожидать нефть.

Несмотря на перспективность определенных районов континентального склона, в обозримом будущем будет преобладать добыча нефти на шельфах, даже в районах с сильными штормами или в полярных районах. За пределами шельфа стоимость бурения быстро возрастает, потому что платформы должны иметь либо длинные ноги, либо систему динамического позиционирования, т. е. должны быть снабжены несколькими подрабатывающими устройствами, которые постоянно находятся в работе по команде ЭВМ. С увеличением глубины растут также проблемы безопасности. За пределами континентальных склонов, в собственно глубоководной части, где скорости осадконакопления низкие, шансы найти нефть быстро падают.

10.3. Другие полезные ископаемые на шельфах. *10.3.1. Фосфориты.* Джон Меррей, натуралист на «Челленджере», стал богатым человеком (в отличие от его современных коллег) в результате участия в океанографической экспедиции благодаря своему интересу к разработке полезных ископаемых, который проявился после открытия фосфоритов на острове Рождества в западной экваториальной части Тихого океана. Более того, Британское королевское казначейство благодаря налогам на добываемые фосфориты покрыло все расходы экспедиции.

Происхождение и распространение современных фосфоритов уже вкратце обсуждалось (разд. 3.8.2). Они обычно встречаются на небольших глубинах, ниже бывших или современных районов апвеллинга. Возможно как биогенное (фосфатные твердые части скелетов, такие, как остатки рыб и панцири ракообразных), так и гидrogenное (замещение карбоната кальция, осаждение из интерстициальных вод) происхождение фосфоритов. Обычно морские фосфориты содержат менее 25% P_2O_5 . В результате выветривания на суше содержание P_2O_5 повышается на 30–40%. Такие остаточные фосфориты разрабатываются, например, во Флориде и в Марокко, главным образом для производства удобрений, а также как сырье на фосфор для химической промышленности. Ценность запасов фосфоритов, обнаруженных у берегов Калифорнии, западной части Южной Америки, Южной Африки или на поднятии Чатам к востоку от Новой Зеландии, будет зависеть от политики цен стран, добывающих фосфориты на суше, их внутренних потребностей и объема добычи.

10.3.2. Ракушечные отложения. Отложения карбонатных раковин кое-где драгировались и драгируются как сырье для получения карбоната кальция, а также для строительства дорог. Например, раковины устриц добываются в заливе Сан-Франциско для производства цемента, а в бухте Галвестон в Мексиканском заливе для получения магнезия (путем обжига и последующей реакции с морской водой). Драгирование раковин препятствует росту организмов и неблагоприятно влияет на продуктивность морского дна. Там, где драгирование и рыболовная

деятельность перекрывают друг друга, обычно возникают конфликты.

С появлением мирового рынка сувениров и развитием подводного плавания сбор раковин и кораллов стал важным источником дохода для жителей островов Тихого океана и других прибрежных народов. Не удивительно, что редкие и привлекательные виды сильно страдают от такого промысла.

10.3.3. Россыти. Скопления тяжелых минералов и рудных частиц на пляжах и в эстуариях местами разрабатываются для получения металлов, таких, как титан, золото, платина, торий, цирконий, а также ценных минералов, таких, как алмазы. Семьдесят процентов мирового производства циркония добывается из россыпных месторождений у берегов Восточной Австралии. В пляжевых отложениях Юго-Западной Африки, а также у ее побережья найдены алмазы. В некоторых районах Японии и Новой Зеландии из пляжевых россыпей добывается магнетит. В США близ Номэ на Аляске из пляжевых отложений добывается золото, из аналогичных осадков Редондо-Бич в Калифорнии было добыто тысячи тонн ильменита (FeTiO_3), а пляжи в западной части Орегона дают хромит и другие тяжелые минералы, а также золото и платину. Из пляжевых песков вдоль восточного побережья Флориды добываются титановые минералы.

Как образуются россыпи? Процесс концентрирования тяжелых частиц на пляже имеет много общего со шлихованием золота: в движущейся воде благодаря разным скоростям осаждения и разным размерам тяжелые и легкие, крупные и мелкие частицы отделяются друг от друга.

Терригенные пляжевые пески обычно более чем на 95% состоят из кварца, а в тропиках — из карбонатных зерен. Вулканические породы и другие вулканогенные источники поставляют минералы, которые значительно тяжелее кварца или кальцита (плотность соответственно 2,65 и 2,70). Эти минералы обладают плотностью более 2,85 г/см³. «Тяжелые минералы» встречаются повсеместно, составляя обычно всего несколько процентов песка. Волны, набегающие на пляж и скатывающиеся обратно, могут значительно концентрировать их (рис. 10.9 и 10.10). Под микроскопом можно увидеть такие минералы, как ильменит (окись железа и титана), рутил (окись титана), циркон (силикат циркония) и монацит (фосфат, содержащий церий и торий).

Крупные россыпи тяжелых частиц формируются только в зоне пляжа. Следовательно, относительно глубоководные россыпи сформировались в то время, когда уровень моря был ниже. Примером этого являются морские золотосодержащие отложения у Номэ на Аляске. Во время ледникового периода золотосодержащие обломки были принесены с суши ледниками и оставлены на шельфе. Этот моренный материал затем был переработан прибоем, когда уровень моря поднялся.

Речные отложения также могут содержать высокие концентрации тяжелых минералов, например россыпи касситерита (SnO_2) в Таиланде, Малайзии или в Индонезии. В этих районах ложа рек на шельфе, ко-

торые в настоящее время находятся на глубине около 100 м, являются потенциально важными в экономическом отношении, а на мелководье эксплуатируются.

10.3.4. Песок и гравий. Местами для строительства дорог и домов, а также береговых защитных сооружений (дамб) и в качестве наполнителя добываются значительные количества песка. Однако главное применение пляжевого песка — это строительство песчаных замков и отдых. Именно отдых является одной из наиболее важных областей использования пляжей, намного более важной, чем добыча минералов. Пляжи обычно разрушаются зимними штормами (разд. 4.2.2), в некоторых местах песок приносится из более глубоких частей и восполняет эродированный материал.

Гравий очень редко достигает берега моря. Это происходит в том случае, если близко расположены высокие горы или если ледники приносят моренный материал. Такой обломочный материал, перебитый волнами или реками на обнаженных в ледниковый период шельфах, может дать гравий. Гравий добывается, например, в Балтийском и Северном морях, для использования в качестве наполнителя бетона.

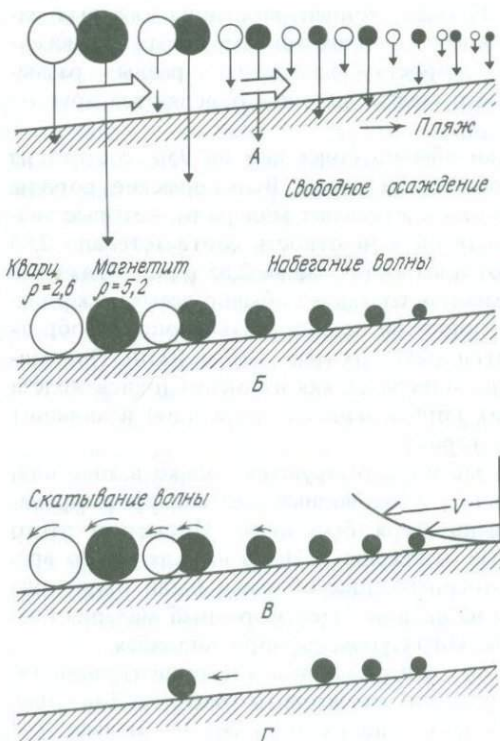


Рис. 10.9. Схема происхождения россыпей тяжелых минералов. А — взвешенные осадочные частицы с волнами попадают на берег и оседают, при этом первыми осаждаются крупные и тяжелые частицы (черные кружки). В — образовавшаяся на пляже ассоциация зерен обогащена на пляже крупными и тяжелыми частицами. В — сбегаящая волна выносит крупные частицы (большая скорость) дальше от поверхности раздела V (справа). Г — образовавшаяся ассоциация состоит из хорошо сортированных среднего размера части тяжелых минералов. По Зейболду (E. Seibold, 1970, Chem. Ing. Tech. 42: A 2091).



Рис. 10.10. Прибрежные россыпи. На пляже к югу от Квилона в Юго-Западной Индии в верхней части (там, где лежит лодка) имеются отложения тяжелых минералов. Во время юго-западных муссонов высокие волны сортируют песок, как показано на рис. 10.9, и образуют слои «черного песка» (врезка). Мощность на врезке 20 см. Фото Е. Зейболда.

10.4. Тяжелые металлы на больших глубинах. *10.4.1. Значение марганцевых отложений.* С тех пор как столетие назад экспедицией на «Челленджере» были открыты марганцевые конкреции (лучше называть их железо-марганцевыми) и было установлено богатое содержание в них меди, кобальта, никеля и других тяжелых металлов (рис. 10.11), богатые металлоносные отложения глубоководных частей океана стали излюбленной темой дискуссий морских геологов. Происхождение этих отложений все еще не объяснено, т. е. мы пока не знаем до конца химические процессы на дне, которые приводят к концентрации этих и других металлов. Содержание этих металлов в морской воде исключительно низкое, так что их геохимические циклы нельзя проследить, фиксируя изменения концентраций в ней. Чтобы получить информацию об их источниках и путях миграции, нужно изучить их распространение на дне и в интерстициальных водах.

Объем конкреций на дне Тихого океана оценивается примерно в 100–200 млрд. т. Какова экономическая ценность этих отложений? В настоящее время близка к нулю. Слишком дорого и (учитывая международные правовые проблемы) рискованно добывать их, транспортировать на берег, извлекать необходимые тяжелые металлы и прода-

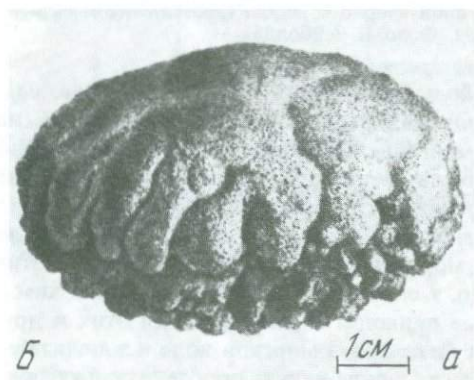
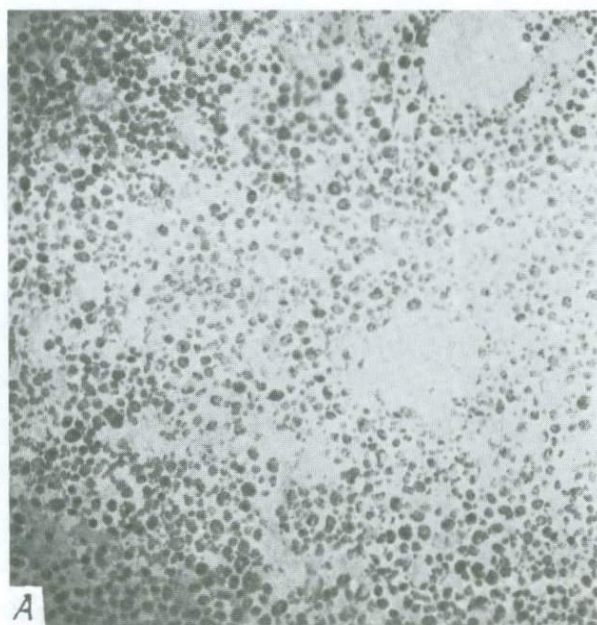


Рис. 10.11. Железо-марганцевые конкреции. *А* – вид участка дна ($\sim 10 \text{ м}^2$) на большой глубине, покрытого конкрециями, в центральной тропической части Тихого океана. Фото Рудного общества Франкфурта. *Б* – железо-марганцевые конкреции, добытые экспедицией на «Челленджере» в центральной части Тихого океана: *а* – конкреция с гладкой верхней и неровной нижней поверхностью, станция 274, 5000 м; *б* – плоскость разреза параллельна дну океана, видны внутренняя слоистость и ядро, станция 253, 5700 м. По Меррею и Ренару (*J. Murray, A.F. Renard, 1891, Report on deep sea deposits. H.M.S. Challenger, 1873–1876. Reprinted 1965 by Johnson Reprint, London.*)

вать с прибылью. Тем не менее они имеют потенциальную ценность, если цены на медь, никель и кобальт поднимутся достаточно высоко. Эта потенциальная ценность является яблоком раздора между странами — членами ООН; те нации, которые не имеют технической возможности добывать эти полезные ископаемые, хотя бы уверены, что страны, которые такую возможность имеют, разделят с ними возможную прибыль. Кроме того, страны — экспортеры этих металлов опасаются потенциальной конкуренции. В результате представление об этих полезных ископаемых как об «общем достоянии человечества» замедлило подготовительные работы для их добычи, поскольку предприниматели не торопятся взять на себя риск провала и слишком высоких налогов в случае успеха. В конечном итоге, однако, эти запасы, вероятно, будут эксплуатироваться. Тем временем экспедиции из Японии, Франции, ФРГ, СССР и США проводят активные исследования, особенно в центральной части Тихого океана.

10.4.2. Природа марганцевых отложений. Что собой представляют железо-марганцевые отложения? Где они встречаются? Какое количество ценных редких металлов они содержат? Каково их происхождение? Ответы на эти вопросы достаточно хорошо известны, за исключением последнего.

Облик марганцевых отложений изменчив. Конкреции имеют размеры от 1 до 10 см и похожи на мелкие картофелины, за исключением того, что они черного цвета. Их поверхность может быть гладкой или шероховатой. Марганцевые отложения не всегда встречаются в виде конкреций, иногда они образуют корки в несколько сантиметров толщиной или мостовые, покрывающие дно в районах активных течений. Конкреции довольно пористые. Они легко разламываются, что должно облегчить обработку и химическую экстракцию металлов на борту добывающего судна, когда придет время. На поперечном срезе такой конкреции видно концентрическое строение. В центре его обычно присутствует ядро, состоящее из измененного вулканогенного материала. По возрасту этих ядер совершенно очевидно, что глубоководные конкреции должны расти очень медленно, самое большее несколько миллиметров за миллион лет.

Встречаются железо-марганцевые конкреции в районах с низкими скоростями осадконакопления. В районах с высокими темпами поступления осадочного материала они быстро погребаются (рис. 10.12).

Карбонатные илы накапливаются со скоростью около 10 м за миллион лет, т.е. в 1000–10 000 раз быстрее, поэтому здесь они не образуются (за исключением «микрokonкреций» и корочек на раковинах фораминифер, встречающихся во многих районах). Железо и марганец здесь также отлагаются, но они сильно разбавлены карбонатами. Коричневые пелагические глины (красные глины) накапливаются со скоростью от > 1 до $\sim 2,5$ м за миллион лет; самые высокие скорости характерны для Атлантического океана. Удивительно, что конкреции все-таки растут при таких скоростях осадконакопления. Очевидно, бла-

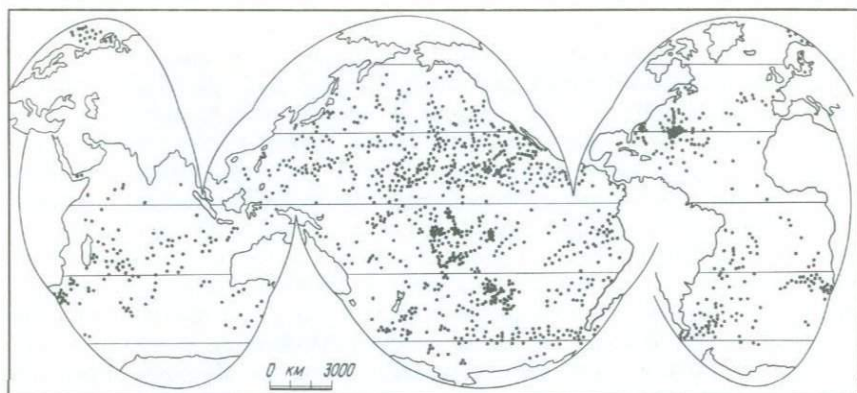


Рис. 10.12. Районы, где обнаружены железо-марганцевые конкреции. Самые богатые районы находятся в северной экваториальной части Тихого океана. По Бергеру (*W. H. Berger*, 1974, in: *C. A. Burk, C. L. Drake* (eds.), 1974, *The Geology of continental margins*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York; данные главным образом из: *D. R. Horn* (ed.), 1972, *Ferromanganese deposits on the ocean floor*, Harriman, New York).

годаря деятельности бентосных организмов они перемещаются и остаются на поверхности осадков. И в самом деле, такие движения необходимы для сохранения округлой (а не грибовидной) формы и предотвращения срастания их в сплошную мостовую. Если бы мы могли установить на дне фотокамеру, ведущую съемку со скоростью один кадр в сто лет в течение 10 000 или 100 000 лет, какое зрелище танцующих конкреций мы могли бы увидеть!

Распространены конкреции неравномерно. Например, в восточной центральной части Тихого океана с помощью придонных телекамер была проведена съемка на протяжении сотен километров. Оказалось, что 5% отснятого морского дна более чем на 50% покрыты конкрециями, т. е. на каждом квадратном метре дна содержится их до 25 кг. 5% морского дна, напротив, были свободны от конкреций. Везде плотность распределения конкреций весьма изменчива, даже на расстоянии 50 м. Причины пятнистого распространения не ясны, частично это может быть связано с чередующимся захоронением и обнажением конкреций ниже медленно движущегося глинистого чехла, процессом, несколько напоминающим миграцию дюн.

10.4.3. Происхождение железо-марганцевых конкреций. По поводу происхождения марганцевых конкреций нет единой точки зрения. Проблема происхождения железо-марганцевых конкреций обычно затрагивает множество аспектов распределения железа и марганца: 1) первичный источник, например; выветривание континентальных или океанских пород и осадков или выделение из вулканических и гидротермальных проявлений; 2) промежуточный источник – т. е. окружающие воды или мобилизация железа, магния и других металлов (путем вос-

становления) внутри осадков и диффузия на поверхность; 3) способ экстракции из источника, например: путем дифференцированного выветривания или гидротермальных реакций; 4) способ транспортировки в океан: в виде раствора, минерала или рубашки на минералах; 5) процессы транспортировки и миграции в пределах океана, т.е. как железо и магний попадают на место отложения — в виде коллоида или другой формы взвеси, раствора или заключенными в органическое вещество и раковины планктона; 6) физико-химические и биохимические методы осаждения и их изменение во времени; 7) процессы переотложения, физические и химические, включая перемещение конкреций, размыв вымощенного ими дна, а также растворение и пересаживание железа и магния.

Первая из этих проблем, касающаяся первичного источника, была впервые сформулирована Мерреем и Ренаром и была главной в последующих исследованиях. С тех пор дискуссия сконцентрирована главным образом вокруг двух вопросов: 1) С чем ассоциируются железо-марганцевые конкреции — с вулканогенным или другим материалом? Доводы сторон пока остаются неубедительными. 2) Региональные вариации состава редких элементов и морфологических характеристик и сравнение их с ожидаемыми в зависимости от происхождения — вулканогенного или терригенного.

Проблема, разумеется, заключается в том, что мы не знаем вообще, какой состав и какие характеристики следует ожидать и до какой степени распределение элементов зависит от первоначального источника. В районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, однако, наблюдается необычно высокая скорость накопления (рассеянного) железа и марганца у сводовой части структуры. Это предполагает, что гидротермальная активность на своде хребта, конечно, играет важную роль в поставке Fe и Mn.

В различных дискуссиях о происхождении железо-марганцевых конкреций большая роль отводится редким элементам, а также отношению Fe/Mn. В табл. 10.1 приведены типичные значения для Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Обратите внимание, что отношение Mn/Fe в Тихом океане выше, чем в Атлантическом. Содержание редких элементов в нодулях в Тихом океане также в среднем примерно в два раза выше, чем в Атлантике.

Какие факторы контролируют отношение Mn/Fe? И какие контролируют содержание редких элементов?

В целом отношение Mn/Fe растет с увеличением степени окисления и с глубиной: чем более «глубоководный» характер имеют нодули, тем выше в них содержание марганца. Мелководные железо-марганцевые конкреции (например, на континентальном склоне) обычно богаты железом. В экономически перспективных районах на севере центральной экваториальной части Тихого океана отношение Mn/Fe достигает 10. Высокое содержание марганца приурочено как к районам с высокими скоростями биогенного осадконакопления, так и к районам с низкими

темпами седиментации. В этих условиях материал-носитель предположительно растворяется, оставляя содержащиеся в нем редкие элементы. Так, в «марганцевых зонах» в Тихом океане осадки ниже поверхности дна состоят из подвергающегося растворению биогенного материала с высоким содержанием редких элементов. Первоначально осадки были сформированы в районе экватора, а затем перемещены к северу и погружены при движении плиты. Это движение переместило карбонатные осадки из области накопления в область растворения. Таким образом, одним из путей концентрации марганца и редких элементов является биогенный, когда организмы осаждают металлы (что они делают очень эффективно), принося их на дно в составе раковин или фекального вещества, здесь этот поступающий вновь осадок растворяется или окисляется и образуются более или менее чистые концентраты.

Должен существовать также и другой механизм концентрирования этих металлов. Содержание кобальта, например, повышается в железо-марганцевых конкрециях, образовавшихся на подводных возвышенностях в сильно окислительных условиях. Здесь марганец, как полагают, исключительно медленно осаждается из морской воды, одновременно увлекая за собой (соосаждая каталитически) химически сходный кобальт.

10.4.4. Руды сводовых частей хребтов: Восточно-Тихоокеанское поднятие. Происхождение некоторых железо-марганцевых отложений на дне океанов не вызывает сомнения. Это относится прежде всего к железо-марганцевым отложениям в сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь морская вода циркулирует по трещинам во вновь

Таблица 10.1. Содержание металлов (в %) в железо-марганцевых конкрециях (J. S. Tooms, 1972, Endeavour 31: 113)

	Среднее содержание			Экстремальные значения (Тихий и Индийский океаны)	
	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	максимальные	минимальные
Mn	17,2	14,9	13,6	34,00	5,41
Fe	11,8	14,6	15,5	26,32	4,36
Ni	0,63	0,38	0,33	2,00	0,13
Co	0,36	0,31	0,24	2,57	0,045
Cu	0,36	0,17	0,16	2,5	0,028
Pb	0,047	0,053	—	0,51	0,0046
Ba	0,20	0,16	—	1,58	0,018
Mo	0,036	0,031	—	0,080	0,0087
V	0,042	0,052	—	0,093	0,010
Cr	0,0012	0,0012	—	0,012	0,0002
Ti	0,69	0,75	—	2,65	0,123

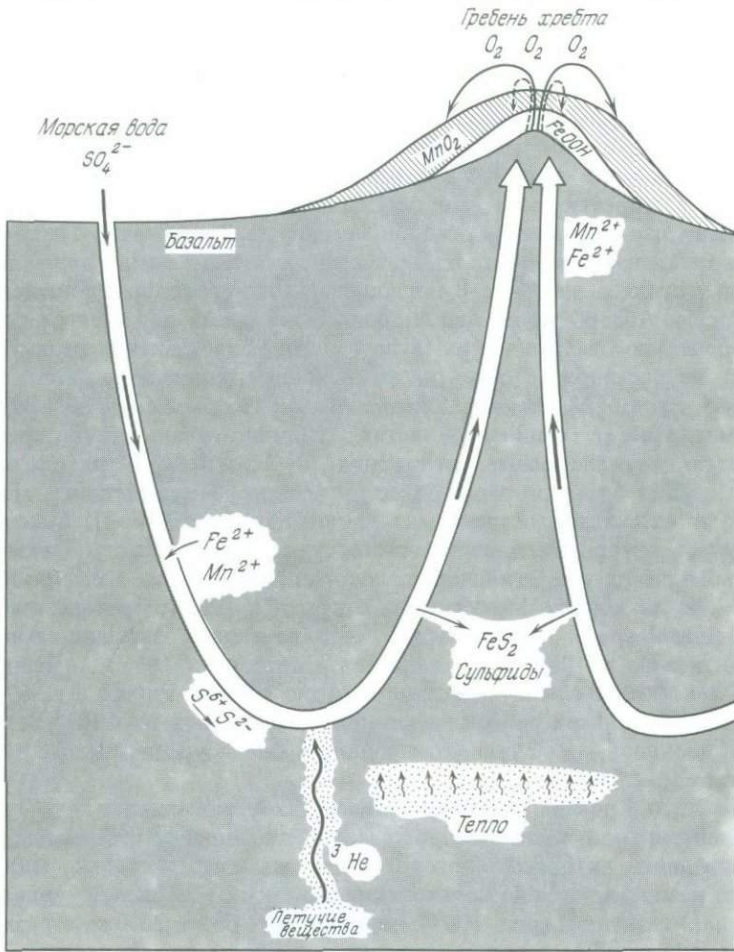


Рис. 10.13. Модель образования металлоносных отложений в океанских центрах спрединга. Морская вода участвует в охлаждении базальта, выходит на гребне в виде горячих источников. Выделяющиеся флюиды в высшей степени обогащены железом и марганцем, которые осаждаются вблизи гребня. По Бонатти (E. Bonatti, 1975, Annu. Rev. Earth Planet Sci. 3: 401).

образующейся коре, вступая в реакцию с горячими базальтами. В последнее время горячие источники, образующиеся в результате этой циркуляции, были изучены через иллюминаторы подводного исследовательского аппарата «Элвин» (рис. 10.13).

В то время как несомненная роль гидротермальных процессов в образовании металлоносных осадков на вершине Восточно-Тихоокеанского поднятия ясна, процесс обогащения другими (кроме железа) ме-

таллами все еще мало понятен. Многие отношения элементов и изотопов в этих отложениях сходны с их отношениями в морской воде и в отложениях за пределами хребтов. В таком случае, какое количество материала поступает из базальтов, а какое — из морской воды? Одним из путей решения этой проблемы может быть сравнение свежих и измененных базальтов — ведь то, что отсутствует в измененных базальтах, перешло в морскую воду. Но осаждалось ли это вблизи источника? Возможно, что обогащение осадков металлами на Восточно-Тихоокеанском поднятии, особенно железом, частично связано с гидротермальной деятельностью, а частично с поглощением их свежобразующейся гидроокисью. Абсорбция свежей гидроокисью железа является стандартной процедурой в химических экспериментах для удаления редких элементов из растворов с очень низкими концентрациями.

10.4.5. Рудные отложения Красного моря. Особым случаем накопления металлов в сводовых частях срединно-океанических хребтов являются металлоносные отложения в Красном море, которые представляют большой экономический интерес. Перспективные металлоносные отложения встречаются во впадине Атлантис-II, названной так в честь научно-исследовательского судна Вудс-Холского океанографического института. Эта впадина, которая расположена в центре Красного моря на широте Мекки, была открыта в 1963 г. британским судном «Дискаверер». После этого она изучалась экспедициями на «Атлантисе-II» в 1964–65 гг., на судах «Метеор» в 1965 г., «Чейн» из Вудс-Хола в 1966 г., на разведочном судне «Уандо-Ривер» в 1969 г. и в течение нескольких райсов научно-поисковых судов из ФРГ «Вальдивии» и «Зонне». В 1972 г. в этом районе провел бурение «Гломар Челленджер» (рис. 10.14).

Что же в Красном море привлекает такое внимание?

В центральной части Красного моря, являющейся активным центром спрединга, активность которого началась всего несколько миллионов лет назад, имеется несколько изолированных углублений — «впадин». Впадина Атлантис-II (рис. 10.14) имеет глубину более 2000 м, а размеры всего 6 × 15 км. Дно впадины заполнено горячим рассолом, имеющим температуру около 60°C и соленость 25%, т.е. в семь раз больше солености морской воды. В рассоле содержится железа в 8000 раз, цинка в 500 раз и меди в 100 раз больше, чем в морской воде. Осадки под рассолом невероятно красочны: кирпично-красные соли чередуются с окрашенными в охристые, белые, черные и зеленоватые тона. Окраска определяется разнообразием минералов. Экономически наиболее перспективны сульфиды, содержащиеся в черных слоях. В рассолах установлены содержания цинка до 10%, а меди до $\frac{1}{3}$ и даже 7%. К сожалению, минералы исключительно тонкозернисты, что затруднит их извлечение.

Как образовались эти отложения? Очевидно, здесь играют важную роль два типа процессов. Во-первых, мы находимся в *вулканическом районе* на оси центра спрединга. Базальтовые лавы образуют фундамент, при этом по направлению вниз температуры быстро увеличи-

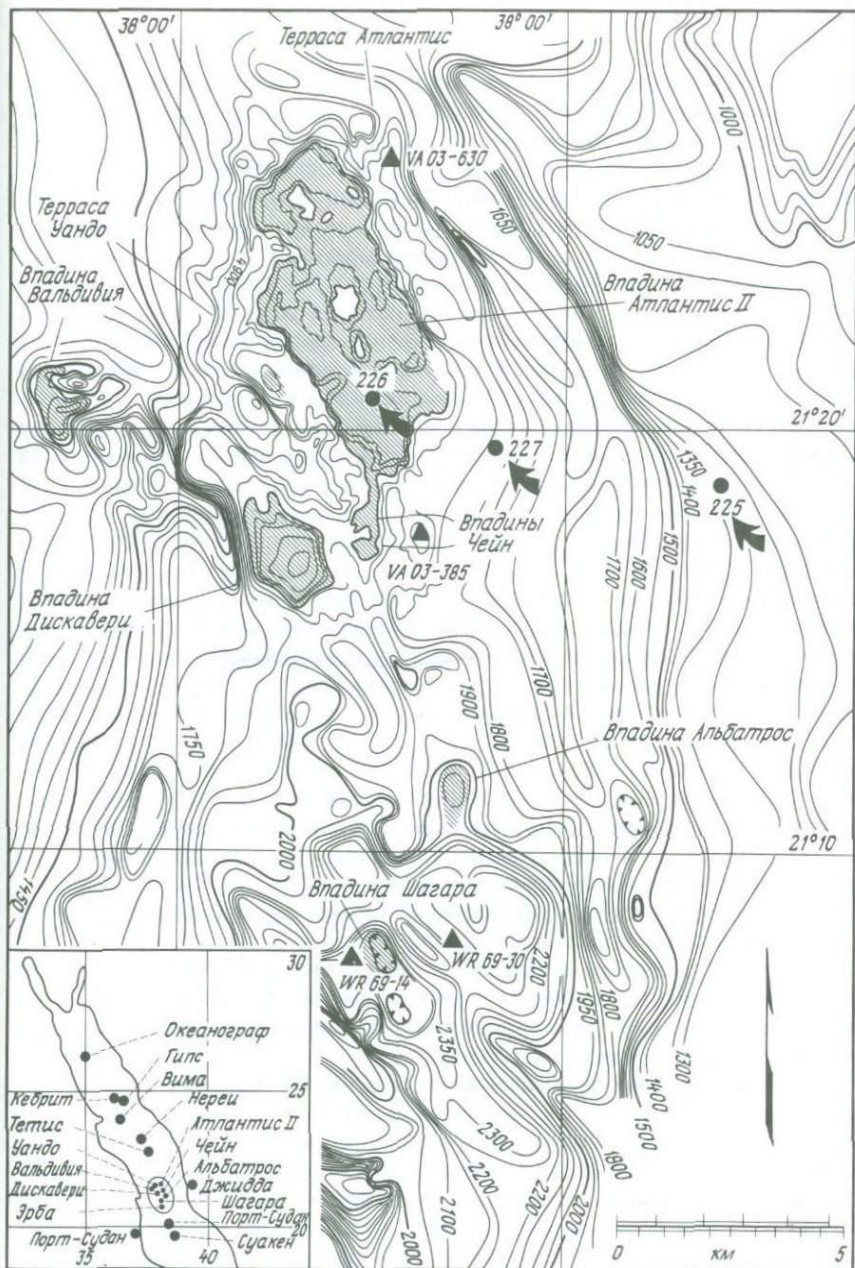


Рис. 10.14. Компилированная батиметрия впадины Атлантис-II и прилегающих впадин в центральной части Красного моря. Глубины даны в метрах. Районы, занятые рассолами, заштрихованы. Стрелки показывают положение скважин «Гломара Челленджера». На врезке показана приуроченность впадин к медианной линии – центру спрединга Красного моря. Большинство впадин названо по именам научно-исследовательских судов.

ваются. Горячие металлоносные растворы могут образоваться в результате реакции морской воды со свежим базальтом. Во-вторых, поблизости находятся большой мощности осадочные отложения третичного возраста, граничащие со вновь образующимся морским дном. Осадки содержат слои соли и гипса мощностью несколько сотен метров. Горячая вода, циркулирующая в таких осадках, может выносить в растворе металлы и соль, образуя таким образом металлоносные рассолы, заполняющие впадины. Металлы осаждаются при охлаждении и при смешении с нормальной морской водой, которая содержит растворенный кислород. Однако такому смешению в значительной мере препятствует высокая плотность рассола, и оно может происходить только в его самом верхнем слое. Таким образом, металлы оказываются в рассоле.

Можно наблюдать различные комбинации этих процессов, и все же точный механизм (или механизмы) образования рассола и осаждения металлов отнюдь не ясен. Расслоение предположительно связано с химическим фракционированием между впадинами с рассолом. Осаждение металлов может происходить при разной степени смешения металлоносного рассола с морской водой в зависимости от химического поведения металлов в растворе. Следовательно, каждый металл будет иметь свой собственный градиент уменьшения концентрации снизу вверх в водном столбе впадины с рассолом, отличающийся от градиента других металлов. В этом случае точный уровень, на котором происходит перетекание металлоносного рассола в соседнюю впадину, определит соотношение содержащихся в нем металлов. Таким способом металлы могут быть разделены, и рассол может быть обогащен тем или иным металлом. Небольшие изменения в глубине порога, через который рассол перетекает, или в градиентах концентрации внутри рассола могут привести к значительным колебаниям в содержании металлов, а это часто может быть причиной наблюдаемой слоистости в осадках.

Насколько богаты эти отложения? Только во впадине Атлантик-II предположительно содержится 3,2 млн. т цинка, 0,8 млн.т меди, 80 000 т свинца, 45000 т серебра и даже 45 т золота. Остается решить, будет ли значительной чистая прибыль (с учетом стоимости добычи, обработки и транспортировки)? Тем не менее глубоководные металлы являются наиболее перспективной находкой.

10.5. Захоронение промышленных отходов на морском дне. Современный человек, используя энергию и сырьевые материалы, производит отходы. Количество отходов, получаемых различными странами, прямо пропорционально валовому национальному продукту. Большинство отходов, таких, как нечистоты, являются относительно безобидными, особенно если они сбрасываются в океан в количестве, которое он может поглотить путем разбавления или с помощью бактерий. Такие отходы фактически действуют просто как удобрение.

С другой стороны, когда сброс большого объема отходов производится в ограниченном районе, это может вылиться в проблемы. Например, на шельфе вблизи Нью-Йорка в районе свалки отходов отмечено

заражение условий на дне — оно заселено большими организмами. Это уже неблагоприятно повлияло на рыбный промысел, особенно на ловлю лангустов. Однако для крупных прибрежных городов ценность морского дна как места свалки может превышать ценность продуктов моря, так что разрешение такого конфликта является непростым делом. Там, где твердые компоненты сточных вод оседают в заливах поблизости от городов, одной из потенциальных проблем является взмучивание такого материала штормами и заражение интенсивно используемых районов отдыха.

Изучение этих проблем стало важной темой в исследованиях морской среды. И исследования эти будут расширяться.

Исключительно важной проблемой может стать судьба радиоактивных веществ на морском дне. Производство атомной энергии является реальностью и быстро растет. К 1977 г. западные и восточные страны эксплуатировали в общей сложности около 200 атомных электростанций, одновременно все большее число наций строило и планировало новые станции. Накапливаются отходы процесса расщепления ядра (главным образом нежелательные продукты распада). Окончательная судьба этих отходов не решена.

Глубоководное захоронение широко используется для опасных химикатов и радиоактивных веществ. Такое захоронение является классическим случаем, когда платит другой. Предприятие, захороняющее отходы в море, получает выгоду, избавляясь от вредных материалов, которые образуются в процессе его деятельности, а риск распределяется между всеми, кто использует океаны. Когда речь идет о долгосохраняющихся радиоактивных веществах, то опасности подвергаются живущие сейчас организмы и их будущие поколения, а также будущие поколения человечества.

Одна из важных задач морских геологов, изучающих морское дно, и может быть пока самая трудная, — оценить риск, которому мы подвергаем будущее.

ЭПИЛОГ

В этом кратком обзоре исследований морского дна мы попытались показать, насколько мы преуспели в них. Может быть, теперь мы имеем право заглянуть в будущее.

Современный этап изучения дна океанов характеризуется применением *геофизических* методов. Крупные перемещения континентов и океанского дна были открыты благодаря непрерывному эхолотированию (в целях батиметрии), картированию фокусов землетрясений и теплового потока, сейсмическому профилированию и изучению палеомагнетизма.

В последнее время большие успехи достигнуты благодаря применению в исследованиях дна океанов всевозможных *геохимических* методов. Вскрываемые при глубоководном бурении илы и глины несут в себе информацию о геохимической истории планеты, на которую наложена запись о тектонической и климатической эволюции, изменениях в океанской циркуляции и об эволюции жизни на планете. Большой шаг сделан в изучении карбонатов, органического вещества и металлоносных отложений благодаря использованию данных других наук о Земле, особенно тех из них, которые касаются истории океана и эволюции климата. Равным образом эволюция морской воды вновь привлекает к себе внимание, так как открытие интенсивной гидротермальной циркуляции в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия принесло совершенно новые данные.

Столетие спустя после Дарвина *биология* вновь делает большой вклад в науки о Земле. Биологические исследования морского дна уже привели к открытиям фундаментальной важности. Одним из них является открытие большого разнообразия «голодающих» популяций на океанском дне, для объяснения которого трудно применить традиционный механизм образования видového разнообразия. Вторым является необычайно высокая степень контроля химии океана биологическими процессами. И вот теперь мы являемся свидетелями захватывающего открытия глубоководного сообщества совершенно нового ти-

па-обитающего в районе горячих источников на Восточно-Тихоокеанском поднятии (рис. Э.1). Как появилось это сообщество? Как оно существует и взаимодействует с нормальной морской биотой? Эти вопросы уже породили множество новых и интересных гипотез. Одна из них предполагает, что эти сообщества получают энергию не из солнечного света путем фотосинтеза, а что они представляют собой трофическую цепь, основой которой является химический синтез.

Мы считаем, что в будущем наиболее крупные результаты будут достигнуты в изучении *эволюции жизни* и *эволюции среды*, информация о которых записана в разрезах осадков. Проблемы, связанные с изучением истории жизни и ее взаимоотношений с историей химии океанов и климата, чрезвычайно запутаны и интригующи. Биостратиграфия — искусство возрастной датировки осадков по ископаемым органическим остаткам — благодаря глубоководному бурению сделала огромный скачок. В настоящее время в результате использования геофизических и геохимических концепций и методов она находится на такой стадии, когда можно уловить изменения планктонных и бентосных популяций

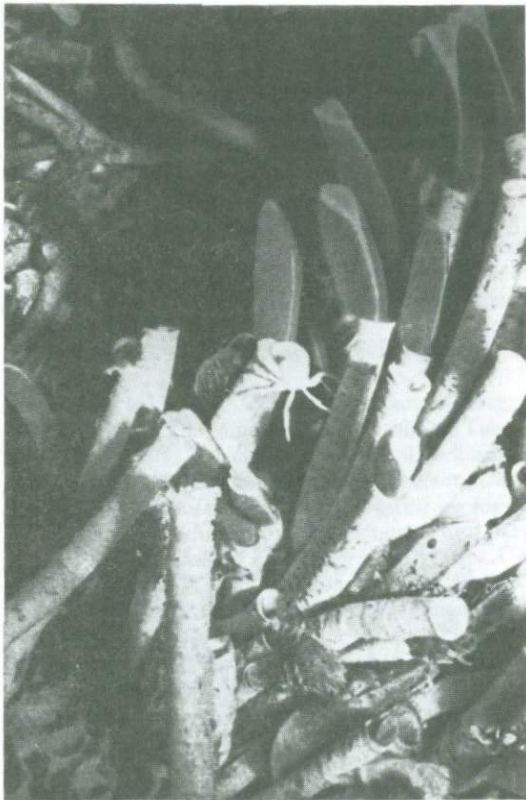


Рис. Э.1. Новый тип глубоководного бентоса. Похожие на погонофор трубчатые черви длиной несколько футов, служащие «хозяином» для других существ, теснятся вокруг горячих источников, Галапагосский центр спрединга. Место выхода источника «Розовый сад», погружение «Элвина» 984. Фото Р. Хесслера, Скрипсовский океанографический институт.

в течение геологического времени и возможные причины их исчезновения и радиации.

Изучение разрезов глубоководных осадков заставило геологов задуматься о глобальной стратиграфической шкале. Шельфовые разрезы характеризуются колебаниями уровня моря и бесконечными чередованиями трансгрессий и регрессий, которые с этим связаны. Глобальное отражение этих колебаний, эвстатическое изменение уровня моря, на дне океанов фиксируется как изменения в распределении фаций, определяемые изменениями химии и геохимии океанов. На континентальных окраинах, особенно пассивных, колебания уровня моря отразились в геометрии осадочных тел громадных объемов. В таком случае следующим шагом должно быть выяснение точной истории колебаний уровня моря, их амплитуды, периодичности (если такая существует), скорости изменений и особенно причин этих изменений. Это позволит провести стратиграфическую корреляцию разрезов шельфовых осадков как выходящих на поверхность, так и погребенных с глубоководными разрезами различных океанских бассейнов. Когда с помощью биостратиграфии и физико-химической стратиграфии (особенно палеомагнетизма и стабильных изотопов) это будет сделано, история лица планеты и всего живущего на ней явится в новом свете.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Andel Van Tj. H., Shor G.G.* 1964. Marine geology of the Gulf of California: a symposium. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.
- Andel Van Tj. H., Heath G.R., Moore T.C.* 1975. Cenozoic tectonics, sedimentation and paleoceanography of the central equatorial Pacific. Geol. Soc. Am. Mem. 143.
- Andersen N.R., Malahoff A.* (eds.) 1977. The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans. Plenum Press, New York.
- Ayala-Castanares A., Phleger F.B.* (eds.) 1959. Coastal lagoons, a symposium. Univ. Nacl. Autónoma, Mexico City.
- Ballard R.D., Moore J.G.* 1977. Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge drift valley. Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- Barnes H.* (ed.) 1974. Oceanography and marine biology—an annual review, 12. Allen and Unwin, London.
- Barnes B.S.K.* (ed.) 1977. The coastline, a contribution to our understanding of its ecology and physiography in relation to land-use management and the pressures to which it is subject. Wiley-Interscience, London.
- Bascom W.* 1964. Waves and beaches—the dynamics of the ocean surface. Doubleday, Garden City (N.Y.).
- Bathurst R.G.C.* 1975. Carbonate sediments and their diagenesis, 2nd ed. Elsevier, Amsterdam.
- Bentor Y.K.* (ed.) 1980. Marine phosphorites-geochemistry, occurrence, genesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 29, Tulsa, Oklahoma, 1–247.
- Berner R.A.* 1971. Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, New York.
- Berner R.A.* 1980. Early diagenesis, Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- Bischoff J.L., Piper D.Z.* (eds.) 1979. Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. Plenum Press, New York.
- Blackett P.M.S., Bullard E., Runcorn S.K.* 1965. A symposium on continental drift. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 258:373.
- Blatt H., Middleton G., Murray R.* 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Borch von der C.C.* (ed.) 1978. Synthesis of deep-sea drilling results in the Indian Ocean. Reprinted Mar. Geol. 26.
- Bouma A.H., Brouwer A.* (eds.) 1964. Turbidites. Elsevier, Amsterdam.
- Broecker W.S.* 1974. Chemical oceanography. Harcourt Brace Jovanovich, New York.
- Burk C.A., Drake C.L.* (eds.) 1974. The geology of continental margins. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

- Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D. 1980. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Archiv Ocean. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 181, Boulder, Colo.
- Cline R.M., Hays J.D. (eds.) 1976. Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. Geol. Soc. Am. Mem. 145.
- Conchie K.C. 1976. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, New York.
- Cook H.E., Enos P. (eds.) 1977. Deep water carbonate environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 25.
- Cox A. (ed.) 1973. Plate tectonics and geomagnetic reversals. Readings with introductions. W.H. Freeman, San Francisco.
- Crimes T.P., Harper J.C. (eds.) 1970. Trace fossils. Geol. J Spec. Issue 3.
- Davis R.A. (ed.) 1978. Coastal sedimentary environments. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Davis R.A., Ethinton R.L. (eds.) 1976. Beach and nearshore sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 26.
- Degens E.T., Ross D.A. (eds.) 1969. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Degens E.T., Ross D.A. (eds.) 1974. The Black Sea—geology, chemistry and biology. Am. Assoc. Pet. Geol.
- Dott R.H., Shaver R.H. (eds.) 1974. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 19.
- Drake C.L., Imbrie J., Knauss J.A., Turekian K.K. 1978. Oceanography. Holt Rinehart and Winston, New York.
- Dunbar C.O., Rodgers J. 1957. Principles of stratigraphy. Wiley, New York.
- Ekman S. 1953. Zoogeography of the sea. Sidgwick and Jackson, London.
- Emery K.O. 1960. The sea off southern California, Wiley, New York.
- Emiliani C. (ed.) 1981. The sea, vol. 7. The Ocean Crust. Wiley-Interscience, New York.
- Fairbridge R.W. (ed.) 1966. The encyclopedia of oceanography. Reinhold, New York.
- Fairbridge R.W., Bourgeois J. (eds.) 1978. The encyclopedia of sedimentology. Dowden Hutchinson and Ross, Strondsburg Pa.
- Fischer A.G., Judson S. (eds.) 1975. Petroleum and global tectonics. Univ. Press, Princeton.
- Flint R.F. 1971. Glacial and quaternary geology. Wiley, New York.
- Frey R.W. 1975. The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Friedman G.M., Sanders J.E. 1978. Principles of sedimentology. Wiley, New York.
- Frost S.H., Wiss M.P., Saunders J.B. 1977. Reefs and related carbonates—ecology and sedimentology. Studies in geology, No. 4, Am. Assoc. Pet. Geol.
- Funnell B.M., Riedel W.R. (eds.) 1971. The micropaleontology of oceans. Univ. Press, Cambridge.
- Gilluly J., Waters A.C., Woodford A.O. 1968. Principles of geology. W.H. Freeman, San Francisco.
- Ginsburg R.N. (ed.) 1975. Tidal deposits, a casebook of recent examples and fossil counterparts. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Glasby G.P. (ed.) 1977. Marine manganese deposits. Elsevier, Amsterdam.
- Goldberg E.D. (ed.) 1974. The sea, vol. 5 (Marine chemistry). Wiley-Interscience, New York.
- Gorsline D.S., Swift D.J.P. 1977. Shelf sediment dynamics: a national overview. Off Int. Decade Ocean Explo, NSF, Washington, D.C.
- Gribbin J. (ed.) 1978. Climatic change. Univ. Press, Cambridge.

- Grim R.E. 1968. Clay mineralogy, 2nd ed., McGraw-Hill, New York.
- Gross M.G. 1971. Oceanography, 2nd ed., Merrill, Columbus (Ohio).
- Hallam A. (ed.) 1967. Depth indicators in marine sedimentary environments. Marine geology. Spec. Issue, vol. 5; Elsevier, Amsterdam.
- Hallam A. 1973. A revolution in the earth sciences. Continental drift to plate tectonics. Clarendon Press, Oxford.
- Haq B.U., Boersma A. 1978. Introduction to marine micropaleontology. Elsevier, Amsterdam.
- Hay W.W. (ed.) 1974. Studies in paleoceanography. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 20.
- Hays J.D. (ed.) 1970. Geological investigations of the North Pacific. Geol. Soc. Am. Mem. 126.
- Hedgpeth J.W. (ed.) 1957. Treatise on marine ecology and paleoecology. Geol. Soc. Am. Mem. 67 (1).
- Hedley R.H., Adams C.G. (eds.) 1976. Foraminifera. Academic Press, London, New York.
- Heezen B.C., Hollister C.D. 1971. The face of the deep. Oxford Univ. Press, New York.
- Heezen B.C., Tharp M. 1961. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean. Geol. Soc. Am., New York.
- Heezen B.C., Tharp M. 1964. Physiographic diagram of the Indian Ocean. Geol. Soc. Am., New York.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. 1959. The floors of the oceans. I. The North Atlantic. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 65.
- Heirtzler J.R. et al. (eds.) 1977. Indian Ocean geology and biostratigraphy. Am. Geophys. Union.
- Hermann Y. (ed.) 1974. Marine geology and oceanography of the Arctic seas. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Hess H.H. 1962. History of ocean basins. In: Engel A.E.J. et al. (eds.) Petrological studies: a volume in honor of A.F. Buddington. Geol. Soc. Am., New York.
- Hill M.N. (ed.) 1963. The sea, vol. 3. The earth beneath the sea. Wiley, London.
- Holland H.H. 1978. The chemistry of the atmosphere and oceans. Wiley, New York.
- Holmes A. 1965. Principles of physical geology, 2nd ed., Ronald Press, New York.
- Horn D.R. (ed.) 1972. Ferromanganese deposits on the ocean floor. Off. Int. Decade Ocean Explor., NSF, Washington, D.C.
- Hough J.L. (ed.) 1951. Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 2.
- Hsü K.J., Jenkins H. (eds.) 1974. Pelagic sediments on land under the sea. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 1.
- Imbrie J., Imbrie K.P. 1979. Ice ages, solving the mystery, Enslow, Short Hills N.J.
- Imbrie J., Newell N. (eds.) 1964. Approaches to paleoecology. Wiley, New York.
- Ingle J.C. 1966. The movement of beach sand. Elsevier, Amsterdam.
- Jones O.A., Endean R. (eds.) 1973-1977. Biology and geology of coral reefs, 4 vols., Academic Press, London.
- Kaplan I.R. (ed.) 1974. Natural gases in marine sediments. Plenum Press, New York.
- Kaufman W., Pilkey O. 1979. The beaches are moving. Anchor Press, Garden City, N.Y.
- Kent P. (ed.) 1980. The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results. Phil. Trans. R. Soc. London, A 294; 1-208.
- King C.A.M. 1972. Beaches and coasts. Arnold, London.

- Komar P.D. 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Kuenen Ph.H. 1950. Marine geology. Wiley, New York.
- Lauff G.A. (ed.) 1967. Estuaries. Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D.C.
- LePichon X., Francheteau J., Bonnin J. 1973. Plate tectonics. Elsevier, Amsterdam.
- Lipps J.H. et al. 1979. Foraminiferal ecology and paleoecology. SEPM Short Course No. 6. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.
- Lisitzin A.P. 1972. Sedimentation in the world ocean. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 17.
- Maxwell A.E. (ed.) 1970. The sea. Ideas and observations in the study of the seas, vol. IV. New concepts of sea floor evolution. Wiley-Interscience, New York.
- McCave I.N. 1976. The benthic boundary layer. Plenum Press, New York.
- Menard H.W. 1964. Marine geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York.
- Mero J.L. 1965. The mineral resources of the sea. Elsevier, Amsterdam.
- Middleton G.V. (ed.) 1965. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 12.
- Middleton G.V. et al. 1973. Turbidites and deep-water sedimentation. SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim 1973. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.
- Miller R.L. (ed.) 1964. Papers in marine geology (Shepard commemorative volume). Macmillan, New York.
- Milliman J.D. 1974. Recent sedimentary carbonates. Part 1: Marine carbonates. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Millot G. 1970. Geology of clays. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Moore J.R. (ed.) 1971. Oceanography, Readings Sci. Am. W.H. Freeman, San Francisco.
- Morgan J.P. (ed.) 1970. Deltaic sedimentation modern and ancient. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 15.
- Murray J., Renard A.F. 1891. Deep-sea deposits, based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. "Challenger" in the years 1872-1876. "Challenger" Reports. Longmans, London (reprinted by Johnson, London, 1965).
- Murray J.W. 1973. Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. Crane Russak, New York.
- Nairn A.E.M., Stehli F.G. 1973. The ocean basins and margins. Plenum Press, New York.
- National Academy of Sciences. 1970. Continental margins - geological and geophysical research needs and problems. Washington, D.C.
- Neumann G., Pierson W.J. 1966. Principles of physical oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Payton C.E. (ed.) 1977. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 26.
- Perkins E.J. (ed.) 1974. The biology of estuaries and coastal waters. Academic Press, London, New York.
- Phinney R.A. (ed.) 1968. The history of the earth's crust. Univ. Press, Princeton.
- Phleger F.B. 1960. Ecology and distribution of recent foraminifera. John Hopkins, Baltimore.
- Pittock A.B. et al. (eds.) 1978. Climatic change and variability. Univ. Press, Cambridge.
- Potter P.E., Pettijohn F.J. 1963. Paleocurrents and basin analysis. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Press F., Siever R. 1978. The Earth, 2nd ed., W.H. Freeman, San Francisco.

- Purser B.H. (ed.) 1973. The Persian Gulf—Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Ramsay A.T.S. (ed.) 1977. Oceanic micropaleontology, 2 vols. Academic Press, London, New York.
- Reading H.G. (ed.) 1978. Sedimentary environments and facies. Blackwell, Oxford.
- Reineck H.E., Singh I.B. 1973. Depositional sedimentary environments (with reference to terrigenous clastics). Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Riley J.P., Chester R. (eds.) 1976. Treatise on chemical oceanography, vols. V, VI, VII, Academic Press, London, New York.
- Riley J.P., Skirrow G. (eds.) 1965. Chemical oceanography, vols. I, II, Academic Press, London, New York.
- Saito T., Burckle L.H. (eds.) 1975. Late Neogene Epoch boundaries. Micropaleontology Press, New York.
- Sarnthein M., Seibold E., Rognon P. (eds.) 1980. Sahara and surrounding seas. Palaeoecology of Africa, vol. 12, Balkema, Rotterdam.
- Schäfer W. 1972. Ecology and palaeoecology of marine environments. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Schopf T.J.M. 1980. Paleooceanography. Harvard Univ. Press, Cambridge (Mass.).
- Scripps Institution of Oceanography (University of California) 1969. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Natl. Sci. Found (US Gov. Print. Off.), Washington, D.C.
- Sears M. (ed.) 1961. Oceanography. Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D.C.
- Sears M. (ed.) 1965. Progress in Oceanography, vol. IV, The quaternary history of the ocean basins. Pergamon Press, Oxford.
- Selley R.C. 1976. An introduction to sedimentology. Academic Press, London, New York.
- Sejfert C.K., Sirkin L.A. 1979. Earth history and plate tectonics. Harper and Row, New York.
- Shepard F.P. 1973. Submarine geology, 3rd ed., Harper and Row, New York.
- Shepard F.P., Dill R.F. 1966. Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally, Chicago.
- Shepard F.P., Phleger F.B., van Andel T.J.H. (eds.) 1960. Recent sediments, northwest Gulf of Mexico. Am. Assoc. Petr. Geol.
- Sliter W.V., Bé A.W.H., Berger W.H. (eds.) 1975. Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found Foraminiferal Res. Spec. Publ. 13.
- Smith A.G., Briden J.C. 1977. Mesozoic and Cenozoic paleo-continental maps. Univ. Press, Cambridge.
- Stanley D.J. (ed.) 1969. The new concept of continental margin sedimentation. Am. Geol. Inst., Washington, D.
- Stanley D.J. (ed.) 1972. The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory. Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.
- Straaten van L.M.J.V. (ed.) 1964. Deltaic and shallow marine deposits. Elsevier, Amsterdam.
- Sugimura A., Uyeda S. 1973. Island arcs: Japan and its environs. Elsevier, Amsterdam.
- Sullivan W. 1974. Continents in motion—the new earth debate. McGraw-Hill, New York.
- Sutton G.H., Manghani M.M., Moberly R. (eds.) 1976. The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margins. Am. Geophys. Union Monogr. 19.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. 1942. The oceans—their physics, chemistry, and general biology. Prentice-Hall, New York.

- Swift D. J. P., Palmer H. D. (eds.) 1978. Coastal sedimentation. Benchmark Papers in Geology 142. Dowden Hutchinson Ross, Stroudsburg, Pa.
- Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H. 1972. Shelf sediment transport: process and pattern. Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.
- Takayanagi Y., Saito T. (eds.) 1976. Progress in Micropaleontology. Micropaleontology Press, New York.
- Talwani M., Pitman W. C. (eds.) 1977. Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Maurice Ewing Ser., vol. I, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Talwani M., Harrison G. G., Hayes D. E. (eds.) 1979a. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: ocean crust. Maurice Ewing Ser., vol. II, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Talwani M., Hay W., Pyan W. B. F. (eds.) 1979b. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. Maurice Ewing Ser., vol. III, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Tarling D. H., Runcorn S. K. (eds.) 1973. Implications of continental drift to the earth sciences. Academic Press, London, New York.
- Taylor D. L. 1977. Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., vol. II, Geology. Univ. Miami, Miami Fla.
- Tissot B., Welte D. H. 1978. Petroleum formation and occurrence, a new approach to oil and gas exploration. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Trask P. D. (ed.) 1939. Recent marine sediments. Am. Assoc. Pet. Geol.
- Turekian K. K. (ed.) 1971. Late Cenozoic glacial ages. Yale Univ. Press, New Haven (Conn.)
- Turekian K. K. 1976. Oceans, 2nd ed., Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Uyeda S. 1978. The new view of the earth-moving continents and moving oceans. W. H. Freeman, San Francisco.
- Valentine J. W. 1973. Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Wakins J. S., Montadert L., Dickerson P. W. (eds.) 1979. Geological and geophysical investigations of continental margins. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 29.
- Wegener A. 1966. The origin of continents and oceans. (Translation of the 4th ed. of "Die Entstehung der Kontinente und Ozeane", 1929.) Dover Publ., New York.
- Whitaker J. H. M. (ed.) 1976. Submarine canyons and deep-sea fans, modern and ancient. Benchmark Pap. Geol. 24.
- Wiens H. J. 1962. Atoll environment and ecology. Yale Univ. Press, New Haven (Conn.)
- Wilson J. T. (ed.) 1972. Continents adrift. Readings Sci. Am. W. H. Freeman, San Francisco.
- Wilson J. T. (ed.) 1976. Continents adrift and continents aground. Readings Sci. Am. W. H. Freeman, San Francisco.
- Wooster W. S. (ed.) 1970. Scientific exploration of the South Pacific. Nat. Acad. Sci. Washington, D.C.
- Wright H. E., Frey D. G. (eds.) 1965. The quaternary of the United States. Univ. Press, Princeton.
- Wright J. B. (ed.) 1978. Mineral deposits, continental drift, and plate tectonics. Benchmark Pap. Geol. 144.
- Wyllie P. J. 1971. The dynamic earth. John Wiley, New York.
- Yarborough H. et al. 1977. Geology of continental margins. AAPG Continuing Education Course Note Series No. 5, Am. Assoc. Pet. Geol.
- Zenger D. H., Dunham J. B., Ethington R. L. (eds.) 1980. Concepts and models of

dolomitization. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Special Publ. No. 28, 1-320. Tulsa Oklahoma.

Zenkovitch V.P. 1967. Processes of coastal development. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Новые работы

Berger W.H., Bé A.W.H., Vincent E. (eds.) 1981. Oxygen and carbon isotopes in foraminifera. Paleogr. climat. ecol. 33.

Blanchet R., Montaden L. (eds.) 1981. Geology of Continental margins. Oceanol. Acta, 4, suppl.

Burns R.G., Burns V.M. (eds.) 1979. Marine minerals. Mineralog. Soc. Amer. Short Course, Notes 6.

Le Pichon X., Debyser J., Vine F. (eds.) 1981. Geology of oceans. Oceanol. Acta 4, suppl.

Riedel W.R., Saito T. (eds.) 1979. Marine plankton and sediments. Micropaleont. Spec. Publ. 3.

Rona P.A., Lowell R.P. (eds.) 1980. Seafloor spreading centers: Hydrothermal systems. Academic Press, New York.

Shepard F.P., Marshall N.F., McLoughlin P.A., Sullivan G.G. 1979. Currents in submarine canyons and other sea valleys. AAPG Studies in Geology 8.

ПРИЛОЖЕНИЕ

П.1. Перевод единиц измерения, принятых в США, в метрические единицы

Температура

$$^{\circ}\text{C} = ^{\circ}\text{F} - 32 \cdot \frac{5}{9}$$

$^{\circ}\text{F} = ^{\circ}\text{C} \cdot \frac{9}{5} + 32$, где $^{\circ}\text{C}$ — градусы Цельсия, а $^{\circ}\text{F}$ — градусы Фаренгейта

Точка замерзания воды: 0°C , 32°F

Точка кипения воды: 100°C , 212°F

Типичная комнатная температура: 20°C , 68°F

Кельвин = Температура в $^{\circ}\text{C} + 273,2^{\circ}$

Длина

1 см = 0,394 дюйма

1 м = 0,281 фута

1 км = 0,621 мили

1 см = 10 мм (миллиметр)

1 дюйм = 2,54 см

1 фут = 0,305 м

1 миля (статутная) = 1,609 км

1 мм = 1000 мкм (микрометр, микрон)

Объем

1 литр = 1000 миллилитров =

= 0,264 галлона США

1 галлон США = 3,785 литра

1 баррель (нефть) = 42 галлона

Масса

1 кг = 1000 г = 2,205 фунтов

1 фунт = 0,454 кг

1 метрическая тонна = 1000 кг =

= 1,102 малых тонн

П.2. Топографические данные

Земля

Экваториальный радиус = 6378 км

Полярный радиус = 6356 км

Площадь = $510 \times 10^6 \text{ км}^2$

Объем = $1,083 \times 10^{12} \text{ км}^3$

Северное полушарие: 61% океаны

Южное полушарие: 81% океаны

Дно морей и океанов = 71% поверхности Земли

Океаны

Атлантический океан (включая Арктику и окраинные моря)

Площадь = 107 млн. км^2

Объем = 351 млн. км^3

Индийский океан

Площадь = 74 млн. км^2

Объем = 285 млн. км^3

Тихий океан

Площадь = 181 млн. км^2

Объем = 714 млн. км^3

Все океаны

Площадь = 362 млн. км^2

Объем = 1347 млн. км^3

Глубины: см. табл. 2.2

Данные взяты из работы Свердрупа и др. (*H. U. Svedrup et al.* 1942. *The oceans*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey).

Шельфы: см. табл. 2.1

П.3. Геологическая шкала времени

	<i>Эпоха</i>	<i>Период</i>	<i>Эра</i>		
0,01	<i>Голоцен</i> (= современная)	<i>Четвертичный</i> (век человека)	<i>Кайнозойская</i>		
	<i>Плейстоцен</i>				
1,8	<i>Третичный</i> (век млекопитающих)	<i>Мезозой- ская</i>			
5					
23					
37					
53					
	<i>Палеоцен</i>				
	136			<i>Меловой</i>	65
	190			<i>Юрский</i>	
			<i>Триасовый</i>	225	
	280		<i>Пермский</i>		
	320	<i>Каменно- угольный</i>	<i>Палеозойская</i>		
	345	<i>Пенсильванский</i> <i>Миссисипский</i>			
	395	<i>Девонский</i>			
	430	<i>Силлурийский</i>			
	500	<i>Ордовикский</i>			
		<i>Кембрийский</i>			
		<i>Докембрий</i>	570		
		↓ 3800 (самые древние породы)			
		<i>Рождение Земли</i>	4600		

Цифры показывают продолжительность возрастных подразделений (в миллионах лет). Заметьте, что продолжительность фанерозоя составляет всего 1/8 истории Земли. Все остальное время относится к докембрию. Глубоководные разрезы начинаются с юры (см. гл. 9). Самая молодая и самая короткая эпоха – голоцен началась с момента полного освобождения Канады и Скандинавии от огромного ледяного покрова, 10 000 лет назад.

Эти сведения приводятся в любом учебнике по геологии.

П.5. Часто встречающиеся минералы

Силикаты

Наиболее часто встречающиеся – корообразующие минералы. Основные блоки – кремнекислородные тетраэдры SiO_4 (см. рис. П.5.1).

Кварц SiO_2 . Структура каркаса: каждый тетраэдр делит с другими все атомы кислорода. Встречается в гранитных породах и осадках.

Опал – неупорядоченный гидратированный кремезем ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Полевые шпаты. Каркасная структура, как у кварца. Замещение кремния алюминием в некоторых тетраэдрах определяет отрицательный заряд, который уравновешивается катионом. Присутствует практически во всех породах.

Примеры:

Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Микроклин KAlSi_3O_8

Слюды. Листовая структура – каждый тетраэдр связан с другими тремя атомами кислорода. Листы связаны катионами. Встречается повсеместно. Примеры:

Мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Бiotит $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (обычно также содержит железо)

Глинистые минералы. Сходны со слюдами. Структуру глинистых минералов см. на рис. 8.4. Часто встречаются в осадках и в слабометаморфизованных породах. Образуются в процессе химического выветривания пород, содержащих полевой шпат и слюду. Примеры:

Монтмориллонит (сметтит) $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_3(\text{OH})_2[\text{Si}_{11}\text{Al}_4\text{O}_{10}]\text{Na} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Иллит $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2(\text{H}_2\text{O}, \text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Хлорит $(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_2(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}\text{Mg}_3(\text{OH})_6$

Каолинит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$

Минералы типа роговой обманки. Структура из двояных цепочек.

Обычны в метаморфических и многих изверженных породах. Пример:

Амфибол $(\text{Ca}_2\text{Mg}_5)[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$

Минералы типа авгита. Цепочная структура. Обычны в базальтах. Пример:

Пироксен $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$

Оливиновая серия. $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_4$. Изолированные тетраэдры, связанные катионами. Обычны в базальтах.

Цеолиты. Структура каркасная, как у полевого шпата, но содержит крупные полости и каналы, благодаря чему способна к обмену и абсорбции катионов.

Обычны в вулканогенных осадках и в глубоководных глинах. Примеры:

Филлипсит $(\frac{1}{2}\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Клиноптилотит $(\text{CaNa}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

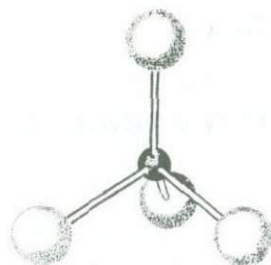


Рис. П.5. Кремнекислородный тетраэдр SiO_4 – атом кремния, окруженный четырьмя атомами кислорода.

Несиликаты

Карбонаты. Большая часть биогенных осадков. Примеры:

Кальцит CaCO_3 — раковины и скелеты, см. табл. 3.3

Аргонит CaCO_3 — то же

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — диагенез, см. разд. 3

Эвапоритовые минералы. Осаждаются из морской воды. Примеры:

Ангидрит CaSO_4

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Галит NaCl

Эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Карналит $\text{K, MgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Окислы железа и сульфиды. Повсеместно в изверженных и осадочных породах.

Примеры:

Гётит $\alpha = \text{FeOON}$

Лепидокрокит $\gamma\text{-FeOON}$

Лимонит $\text{FeOON} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$

Магнетит Fe_3O_4

Пирит FeS_2

Марказит FeS_2

Гидротроилит $\text{FeS}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Тяжелые минералы (см. разд. 3.5.2)

Апатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F, Cl, OH})$
Авгит	силикат Ca, Mg, Fe
Барит	BaSO_4
Эпидот	силикат Ca, Fe, Al
Гранаты	силикаты Mg, Ca, Fe, Al
Глаукоцит	K, Fe-слюда
Гематит	окись железа
Роговые обманки	силикаты Ca, Fe, Na, K, Mg, Al
Ильменит	FeTiO_3
Лимонит	(гидро)окись железа
Марказит	сульфид железа
Оливин	силикаты Mg, Fe, Ca
Пирит	сульфид железа
Рутил	TiO_2
Титанит	силикат Ca, Ti
Циркон	силикат Zr

Эти сведения приведены в любом учебнике по минералогии.

П.6. Типы наиболее распространенных пород

Изверженные породы. Минеральные ассоциации (в которых преобладают силикаты) кристаллизуются из горячей расплавленной магмы. При медленном охлаждении образуются крупные кристаллы, типичные для интрузивных пород. При

быстром охлаждении образуются мелкие кристаллы, типичные для излившихся пород (вулканических лав). Классификация по типам минералов (от высококремниевых до низкокремниевых) и по размерам кристаллов.

Интрузивные породы (крупнокристаллические)	Излившиеся породы (тонкокристаллические)	
Гранит	Риолит	Уменьшение содержания SiO_2 , увеличение Mg и Fe
Гранодиорит	Дацит	
Диорит	Андезит ¹	
Габбро	Базальт ²	
Перидотит	Базальт ²	
Дунит	Базальт	

¹ Типичная вулканическая порода в островных дугах и на континентальных склонах желобов (Анды¹). Важным процессом в образовании андезита является частичное плавление погружающейся океанической коры (рис. П.6).

² Типичная порода глубоководного фундамента, т.е. океанической коры ниже осадков.

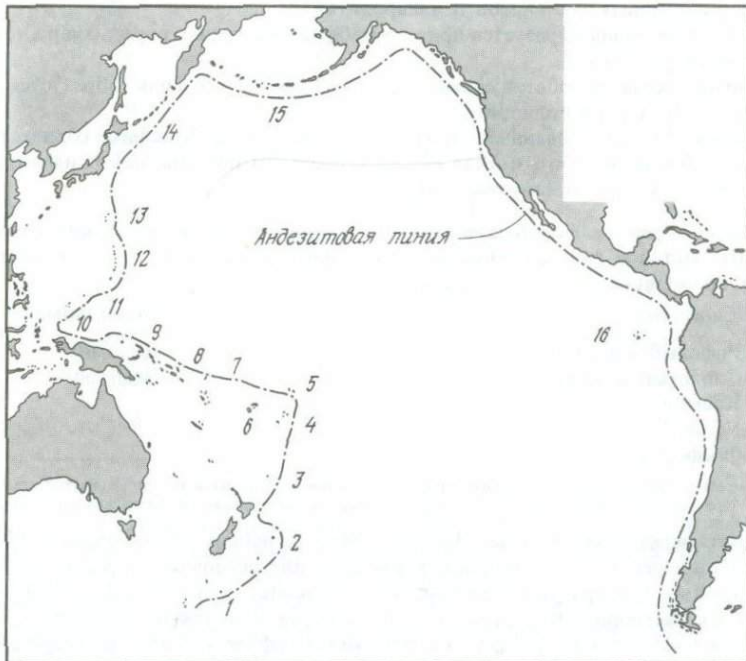


Рис. П.6. Андезитовая линия. «Андезитовая линия» отделяет андезитовые вулканы от базальтовых. Признание этой границы на несколько десятилетий предшествует тектонике плит (см. рис. 1.11). По Кюену (*Ph. H. Kuenen*, 1950. *Marine Geology*, John Wiley and Sons, New York). 1—остров Маккуори; 2—остров Чатем; 3—острова Кермадек; 4—острова Тонга; 5—острова Самоа; 6—острова Фиджи; 7—острова Санта-Крус; 8—Соломоновы острова; 9—архипелаг Бисмарка; 10—острова Палау; 11—острова Яп; 12—Марианские острова; 13—острова Бонин; 14—Курильские острова; 15—Алеутские острова; 16—острова Галапагос.

Осадочные породы. Консолидированные осадки. Ассоциации частиц, состоящих из минералов, обломков пород, раковин и аморфного вещества в разных пропорциях. Образуются путем выветривания, транспортировки, отложения, изменения и цементации. Классификация по размеру зерен и составу (см. гл. 3).

Обломочные, или кластические, породы

(неконсолидированные) (консолидированные)

Гравий	Конгломерат	
Песок	Песчаник	Уменьшение
Алеврит	Алевролит	размера зерен
Глина	Окаменелая глина	
Ил ¹	Аргиллит	
	Глинистый сланец ²	

¹ Ил является смесью алеврита и глины.

² Глинистый сланец (shale) — наиболее обычная осадочная порода: это алевролит, окаменелая глина и аргиллит, которые имеют слоистое строение и расслаиваются вдоль плоскостей напластования.

Примеры обычных песчаников и алевролитов:

Кварцевый песчаник образуется при переработке осадочных пород (кварц устойчив к выветриванию).

Аркозовый песчаник, обогащенный полевым шпатом песчаник, образуется при эрозии гранита и гранодиорита.

Граувакка — цементированный «грязный» песок, т.е. с большим количеством глины и обломков пород. Состав сходен с составом осадков, накапливающихся на активных окраинах (см. рис. 2.6).

Хемогенные породы. Ассоциации минералов, образующихся путем осаждения из водного раствора либо с помощью организмов, либо неорганически. Классификация по происхождению и составу.

(биогенные)

Рифовый известняк
Слоистый известняк
Кремни¹
Уголь
Фосфорит

(абиогенные)

Доломит
Эвапорит

¹ Кремни (chert) представляют собой серию пород от окремненных аргиллитов до тонкозернистых кварцевых пород. Кремни — это биогеогенный опал (по крайней мере в мезозойских и более молодых породах).

Метаморфические породы. Минеральные ассоциации, образующиеся при деформации и перекристаллизации изверженных или осадочных пород в условиях повышенных температур и давлений с добавлением или без добавления материала из растворов. Классификация по степени сланцеватости, типу присутствующих минералов и размерам зерен. Метаморфические породы встречаются в пределах активных окраин (см. рис. 2.6).

(несланцеватые)

Роговики (из глинистого сланца, туфа или лавы)

Мрамор (из известняка или доломита)

Кварцит (из кварцевого песчаника)

Амфиболит (из базальтового материала или соответствующих осадков)

Гранулит (из глинистого сланца, граувакки или андезита)

(сланцеватые)

Аспидный сланец (из глинистого сланца, туфа)

Кристаллический сланец (из базальта, андезита, туфа или глинистого сланца)

Гнейс (из гранита, диорита, кристаллического сланца, глинистого сланца и т. д.)

Подобные сведения приводятся в любом учебнике геологии.

П.7. Геохимическая статистика

Химический состав коры, океана и атмосферы

	Континентальная кора	Океаническая кора	Океанская вода	Атмосфера
O	46,3	43,6	85,8	21,0
Si	28,1	23,9	—	—
Al	8,2	8,8	—	—
Fe	5,6	8,6	—	—
Ca	4,2	6,7	0,04	—
Na	2,4	1,9	1,1	—
Mg	2,3	4,5	0,14	—
K	2,1	0,8	-0,04	—
Ti	0,6	0,9	—	—
H	0,14	0,2	10,7	Следы
P	0,10	0,14	—	—
Cl	—	—	2,0	—
N	—	—	—	78,1
Ar	—	—	—	0,9
CO ₂	—	—	следы	0,03
	100,0	100,0	99,8	100,0

Кора состоит главным образом из алюмосиликатов щелочных и щелочноземельных элементов в качестве катионов и железа, последнее находится в составе как силикатов, так и несиликатов. Континентальная кора по составу сходна с гранодиоритами, океаническая кора — с базальтами. Океанская вода является преимущественно раствором хлорида натрия. Атмосфера является смесью азота и кислорода, тесно связанных с биологическим циклом.

В целом изверженные породы и осадки, образующиеся из них (главным образом глинистые сланцы), имеют очень близкий состав (колонки 1 и 2). Обратите внимание на уменьшение в осадках натрия (Na₂O), большая часть которого остается в океанской воде. Заметьте также высокое содержание в осадках CO₂ (карбонаты) и C (углистоое вещество), а также серы (эвапориты). Океанические базальты отличаются от континентальных изверженных пород высоким содержанием железа и степенью его окисленности, содержанием кальция, магния и особенно калия. Красные глины в общем имеют такой же состав, как осадочные породы, за

Состав изверженных и осадочных пород

	Изверженные (континент)	Осадочные (континент)	Толеитовый базальт (глубоководный)	Щелочной оливиновый базальт (океанские вулканы)	Красная глина (глубоководная)
SiO ₂	59,1	57,9	50,2	48,2	53,7
Al ₂ O ₃	15,3	13,3	16,2	16,5	17,4
FeO	3,8	2,1	7,1	7,6	0,5
Fe ₂ O ₃	3,1	3,5	2,6	4,2	8,5
CaO	5,1	5,9	11,4	9,1	1,6
Na ₂ O	3,8	1,1	2,8	3,7	1,3
MgO	3,5	2,7	7,7	5,3	4,6
K ₂ O	3,1	2,9	0,2	1,9	3,7
H ₂ O	1,1	3,2	< 1 ^a	< 1 ^a	6,3
TiO ₂	1,1	0,6	1,5	2,9	1,0
MnO	—	0,1	0,2	0,2	0,8
P ₂ O ₅	0,3	0,1	0,1	0,5	0,1
CO ₂	0,1	5,4	—	—	0,4
C _{орг}	—	0,7	—	—	0,1
SO ₃	—	0,5	—	—	—
	99,4	100,0	99,8	99,9	100,0

^a В расчетах принимается равным нулю.

исключением того, что они обеднены карбонатом кальция (растворение!) и обогащены марганцем. Обратите также внимание на разницу в содержании серы (эвапориты отсутствуют) и углерода (высокая степень окисления).

Данные для приложения П.7 взяты из работ: R. W. Fairbridge, ed. 1972. The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences, Van Nostrand Reinhold Co. New York; A. E. J. Engel, C. G. Engel, 1971, in: A. Maxwell, ed. The Sea, vol. 4, pt. 1, 465–519, John Wiley and Sons, New York.

П.8. Радиоизотопы и определение возраста

Общие сведения

Атомы некоторых элементов имеют ядра, способные к радиации; при этом природа атома меняется. Атомы одного вида называются изотопами, а те из ядер, которые излучают энергию, — радиоактивными изотопами. Многие элементы имеют как стабильные, так и нестабильные (радиоактивные) нуклиды (изотопы), а элементы тяжелее свинца (см. П.4.), как правило, нестабильны. Лучи, испус-

каемые ядрами, могут быть α -, β - или γ -излучением. α -частица состоит из двух нейтронов и двух протонов (ядра гелия), β -частица является электроном с высокой скоростью, а γ -лучи аналогичны рентгеновским лучам, но обладают большей энергией.

Вероятность того, что данное атомное ядро радиоактивно (т.е. «распадается»), не зависит от возраста и внешних условий (давления, температуры, химических условий). Отсюда следует, что число атомов данного радиоактивного изотопа уменьшается в соответствии с простым экспоненциальным законом, который можно выразить следующим образом:

$$N/N_0 = e^{-\lambda t},$$

где N/N_0 – соотношение атомов, оставшихся после истечения промежутка времени t , λ – постоянная величина (константа) распада. Решив уравнение $N/N_0 = 1/2$, мы получим величину t , которая называется периодом полураспада

$$t_{1/2} = \ln 2 / \lambda.$$

Распадающийся изотоп называется материнским, а возникший новый изотоп – дочерним. Геохронологическая датировка производится путем подсчета количества материнских и (или) дочерних элементов. Когда известно N/N_0 (а λ постоянна), можно определить t .

Типы радиоактивности

Для геологических датировок применимы три вида радиоактивности.

Первая – это *первичная* радиоактивность, которая свойственна радиоизотопам с очень большим периодом полураспада, существовавшим на Земле со времени ее формирования. Это изотопы калия-40, рубидия-87, тория-232, урана-235 и урана-238 (^{40}K , ^{87}Rb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U). Распад ^{40}K в ^{40}Ar используется для датировки вулканических пород (*калий-аргоновые датировки*). Эти датировки дали шкалу времени для линейных магнитных аномалий на дне океанов (см. гл. 1). Распад ^{87}Rb и превращение его в ^{87}Sr используется для датировки изверженных пород и метеоритов, а также для установления времени метаморфизма (*рубидий-стронциевый метод*). Этот метод используется также для изучения неоднородности в верхней мантии, которая отражается в различных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических базальтах морского дна. ^{232}Th при распаде превращается в ^{208}Pb с образованием серии из шести альфа-стадий (с уменьшением каждый раз атомного веса на 4 по сравнению с предыдущим материнским элементом). При этом распаде образуется также ^{208}Tl . Для определения времени кристаллизации некоторых минералов используется распад ^{232}Th . Для датировки плейстоценовых отложений особенно важны две *серии распада* урана (см. также разд. 9.3.5).

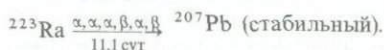
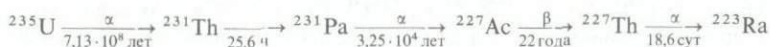
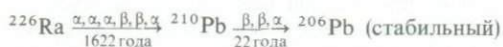
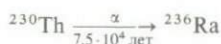
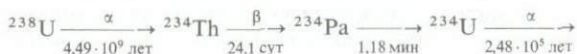
Другой вид радиоактивности называется *вторичной*; она состоит из альфа-, бета- и гамма-излучения дочерних элементов, образующихся в процессе распада. Третьим типом радиоактивности является радиоактивность, индуцированная космическими лучами. При бомбардировке космическими лучами атмосферы и океана непрерывно образуются определенные радиоизотопы. Их количество представляет равновесие между вновь образующимися на Земле элементами и распадом при радиоактивности. Примерами являются углерод-14, водород-3 (тритий), бериллий-7, бериллий-10 и кремний-32.

Четвертый тип радиоактивности, антропогенный, полезен для измерения скорости быстрых геологических процессов, таких, как движения воды, диспер-

сия осадков, перемешивание осадков на дне и рост скелетных организмов. Степень распространения в океане образующихся при бомбардировке космическими лучами трития и углерода-14 содержит информацию о темпах формирования глубинной воды и скоростях преобразования углерода. По глубине проникновения плутония в осадки на дне можно получить некоторую информацию о деятельности бентосных организмов. Для изучения таких процессов используются также некоторые недолговечные изотопы в сериях распада природного урана.

Серии распада урана

Существуют две серии распада урана: распад ^{238}U и распад ^{235}U . Наиболее частым из двух изотопов является тяжелый уран (99, 27 и 0,72% соответственно). Две серии развиваются как альфа- и бета-распад, что показано ниже (под каждой стрелкой дан период полураспада):



Соотношения между начальными и конечными элементами и соотношение между стабильными конечными элементами (*метод свинец-свинец*) используются для геохронометрии длительных периодов. Относительно недолговечные промежуточные продукты распада могут быть использованы для датировки плейстоценовых отложений. С помощью анализа урановых серий датируются осадконакопление и возраст коралловых террас.

Датировка осадков исходит из положения, что уран значительно более растворим, чем торий (Th) или протактиний (Pa), которые являются дочерними продуктами в сериях распада. Продукты распада торий и протактиний попадают в осадки на стадии, показанной на рис. П.8.1. На этой стадии отдельные элементы образуют нерастворимые соединения, они сохраняются достаточно долго и достигают морского дна в виде осадка. После этого распад продолжается в осадке с довольно медленной скоростью: период полураспада ^{230}Th составляет 75 000 лет, а ^{231}Pa – 32 000 лет.

Из рис. П.8.1 очевидно, что количество тория-230 и протактиния-231 в осадках должно быть больше, чем можно было ожидать из наличия в них урана-238 и урана-235. Поскольку в свою очередь эти дочерние изотопы медленно распадаются (с превращением соответственно в радий-226 и актиний-227), избыток

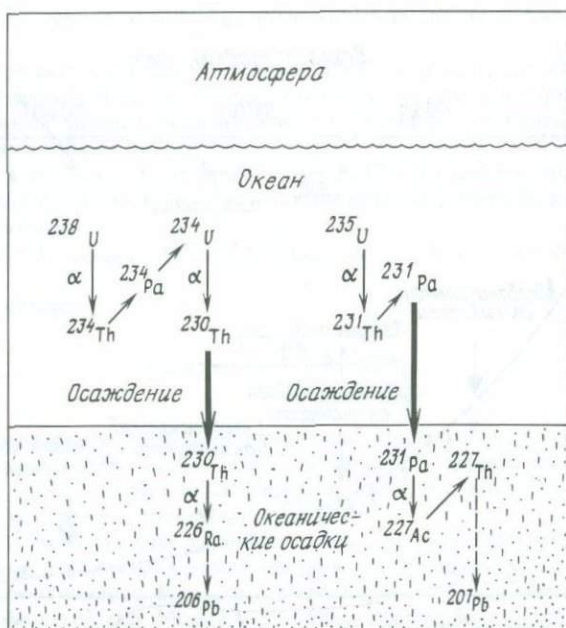


Рис. П.8.1. Поведение изотопных серий урана в океане. Уран более растворим по сравнению с торием и протактинием. Следовательно, эти элементы осаждаются после распада их непосредственного материнского элемента. ^{230}Th и ^{231}Pa — первые долго живущие изотопы в их соответствующих сериях. Таким образом, они успевают попасть в осадок. По Сакетту (*W.M. Sackett, 1964. Ann. N.Y. Acad. Sci. 119: 340*).

должен уменьшаться с возрастом осадков, т.е. вниз по разрезу. Это и наблюдается в действительности, таким образом, уменьшение количества избыточного тория-230 (или избыточного протактиния-231) вниз по разрезу дает возможность измерять скорость осадконакопления (рис. П.8.2).

На рисунке значения радиоактивности тория нанесены относительно к глубине по разрезу. Активность тория показана как разница (в расщеплениях в минуту) между активностью ^{230}Th и ^{234}U , его непосредственных материнских элементов. Эта разница является добавочным или избыточным торием-230. Он считается остатком тория, который первоначально накопился в осадке на его бывшей поверхности. Пунктирная линия показывает, где нужно было бы наносить измерения, если бы первоначальная активность избыточного тория была 10 расщеплений в минуту, а скорость осадконакопления была неизменной, 2,4 см/1000 лет. Совпадение приемлемое, но не полное, активность тория слишком высокая в кровле разреза и слишком низкая в интервале глубины от 2 до 4 м.

Датировка по углероду-14 (см. также разд. 6.7.1)

Углерод-14 появляется в атмосфере при взаимодействии азота-14 (наиболее частый изотоп в воздухе) с медленно движущимися нейтронами, которые обя-

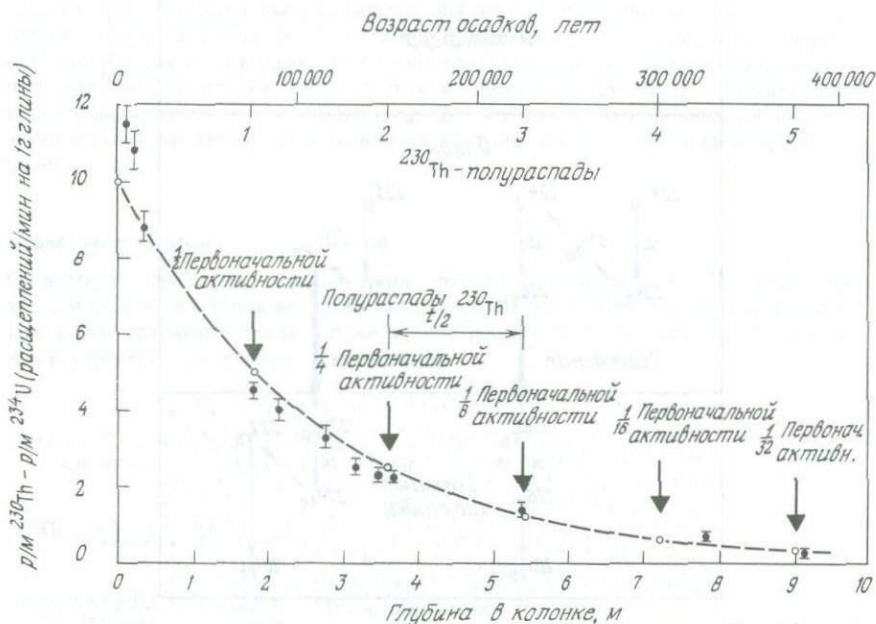


Рис. П.8.2. Ториевая датировка глубоководной колонки V 12-122, взятой в глубоководной части Карибского моря ($17^{\circ}00'$ с.ш., $74^{\circ}24'$ з.д., глубина 2800 м, длина колонки 10,5 м). Часть активности тория-230, которая не подкрепляется распадом урана-234 в осадках, показана как расщепления в минуту на бескарбонатной основе. Пунктирная линия и светлые кружки показывают уменьшение ожидаемой активности, если начальное значение составляет 10 распадов в минуту, а скорость осадконакопления 2,4 см/1000 лет и при условии постоянства поступления ^{230}Th во времени. По Ку и Брёкеру (T. L. Ku, W. S. Broecker, 1966, Science, 151: 448).

заны своим происхождением бомбардировке атмосферы космическими лучами. Таким способом в год производится около 10 кг углерода-14. Период полураспада ^{14}C составляет 5700 лет. Таким образом, количество радиоуглерода, который распадается каждый год (снова превращаясь в азот-14), составляет одну сотую всего углерода, доля которого достигает 1,2%. При устойчивом состоянии количество образующегося углерода равняется количеству распадающегося, поэтому общая масса углерода должна быть около 80 000 кг. В это количество вносит свою долю каждый живущий организм (и каждый строящий карбонатную раковину). Образующийся при бомбардировке космическими лучами ^{14}C значительно увеличил общее количество (и долю тоже).

Для датировки условия до появления антропогенного углерода принимают за нормальные (до 1950 г. н. э.). На самом деле состояния устойчивости не существует, как это было показано датировками по годовым кольцам для последних 8000 лет. Данные по радиоуглероду могут отклоняться от истинного

возраста в этот период на 10% (предположительно так же и для более ранних периодов).

Максимальный возрастной интервал датировки радиоуглеродным методом в осадках составляет около 40 000 лет, что отвечает семи полупериодам распада или $1/128$ первоначальной радиоактивности. Измеряют отношение между радиоуглеродом и общим количеством углерода. Первоначальное отношение радиоуглерода к стабильному углероду (углерод-12 и в меньшем количестве углерод-13) составляет около $1 \cdot 10^{-12}$ (одна тысячемиллиардная). Возраст рассчитывается по уравнению

$(^{14}\text{C}/\text{общ. C})_{\text{современное}} = (^{14}\text{C}/\text{общ. C})_{\text{исходное}} e^{-\lambda t}$, где постоянная распада равна $1/8200$.

Отсюда следует

$$t = 8200 \ln \frac{(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{исходное}}}{(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{современное}}}$$

За первоначальное (исходное) отношение принимается то, которое было в живой материи в 1950 г. н.э. Здесь также имеется поправка на различное содержание ^{14}C и ^{12}C в разных типах живого и скелетного вещества. Эта поправка основана на измерении отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Датироваться могут либо карбонаты, либо органический углерод. В осадках тонкозернистые карбонаты, а также органический углерод могут контаминироваться при переотложении. Кроме того, содержание ^{14}C в органическом углероде может измениться при обмене с атмосферой во время накопления осадков. Важной проблемой в интерпретации радиоуглеродных датировок морских отложений является перемешивание осадков (разд. 6.7.1). Эта проблема, разумеется, не стоит при определении возраста отдельных крупных раковин.

Количество углерода, необходимого для рутинного определения возраста, составляет 10 г (или 100 г карбоната). Для определения возраста методами с предварительной очисткой требуются еще меньшие количества.

П.9. Систематический обзор крупных групп наиболее часто встречающихся организмов, играющих важную роль в процессах на океанском дне

Количество видов живущих на Земле организмов неизвестно и оценивается в пределах от 3 до 10 млн. Что касается животных, включая простейших (эукариотные одноклеточные организмы без хлорофилла), то их насчитывается намного более миллиона видов, 16% которых (160 000) живут в океанах. На суше около 75% видов животных составляют насекомые. Следовательно, количество видов в океанах составляет $2/3$ всех видов животных, *исключая насекомых*. Отношение бентосных видов к пелагическим равно 50:1.

На основе сходства (и поэтому предполагаемого общего происхождения) виды группируются в *роды*, роды группируются в *семейства*, семейства в *отряды*, отряды в *классы* и, наконец, классы в *типы* (см. табл. П.9.1).

Высшей таксономической категорией является *царство*. Традиционно выделяются два царства – Животные и Растения. Это разделение восходит ко временам натуралиста XVIII в. К. Линнея. Биолог Е. Геккель (в 1866 г.) выделял *простейших* (одноклеточные организмы) в отдельное царство, а Н. Копленд (в 1938 г.) до этого ранга поднял *монер* (бактерии и синезеленые водоросли). Система из пяти царств в настоящее время широко принята (R. H. Whittaker, 1966, Science 163: 150). Эта система показана на *филогенетическом* дереве рис. П.9.1, которое дает представление о классификации организмов.

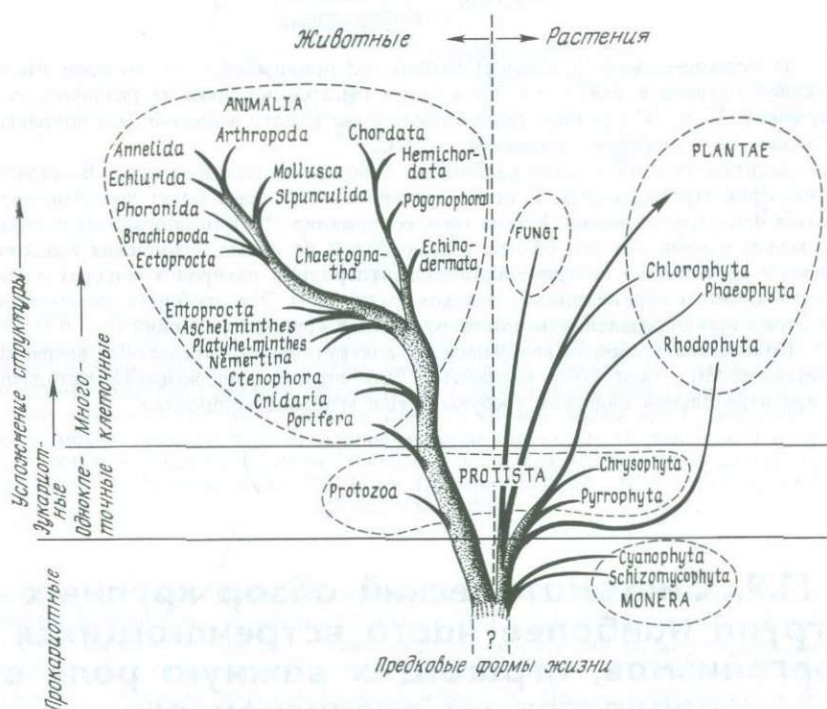


Рис. П.9.1. Эволюционное дерево. Гипотетическое эволюционное дерево, показывающее возможное соотношение крупных групп организмов. Царства обведены пунктирной линией. По Сумиху (J. L. Sumich, 1976, An introduction to the biology of marine life. W. C. Brown Co., Dubuque, Iowa).

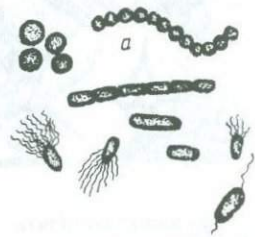
Таблица П.9.1. Таксономическая классификация, четыре примера (J. L. Sumich, 1976. An introduction to the biology of marine life. W. C. Brown Co., Dubuque, Iowa)

Таксономическая категория	Голубой кит	Обычный дельфин	Пурпурный морской еж	Гигантская ламинария
Царство	Animalia	Animalia	Animalia	Plantae
Тип	Chordata	Chordata	Echinodermata	
Отдел				Phaeophyta
Класс	Mammalia	Mammalia	Echinoidea	Phaeophyceae
Отряд	Mysticeti	Odontoceti	Echinoidea	Laminariales
Семейство	Balaenopteridae	Delphinidae	Strongylocentrotidae	Lessoniaceae
Род	<i>Balaenoptera</i>	<i>Delphinus</i>	<i>Strongylocentrotus</i>	<i>Macrocystis</i>
Вид	<i>musculus</i>	<i>delphis</i>	<i>purpuratus</i>	<i>pyrifera</i>

Царство Монеры. Прокариотные клетки, лишённые клеточных мембран.

Бактерии. Ответственны за реминерализацию и регенерацию биогенных веществ в водном столбе и на дне, а также за связывание азота, восстановление сульфатов и нитратов, осаждение сульфидов (пирит), железа и марганца (железо-марганцевые конкреции). Фотосинтезирующие бактерии в эвфотической зоне являются составной частью первичной продукции. Хемисинтезирующие бактерии образуют основу пищевой цепи вблизи гидротермальных источников.

Синезелёные водоросли (Cyanophyta). Фотосинтез в планктоне и бентосе. Формирование строматолитов. Связывание азота. Эндолити-

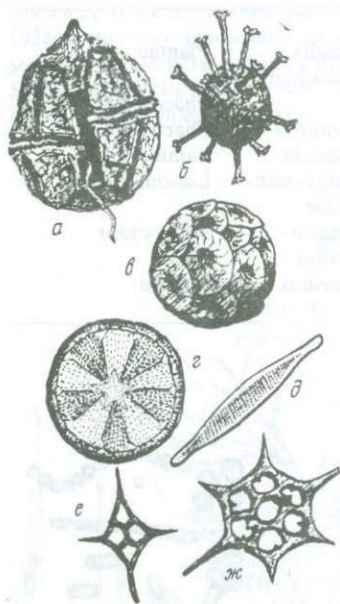


а — сферические, палочковидные и жгутиковые бактерии; б — пелагическая синезелёная водоросль (*Trichodesmium*, которая окрашена в красный цвет и которой Красное море обязано своим названием); в — колония бентосной синезелёной водоросли (*Phormidium*).



ческие формы в карбонатных раковинах. Хемосинтезирующие формы. Водорослевые маты в лагунах.

Царство Простейшие. Одноклеточные эукариотные организмы, имеющие ядерные мембраны. Существуют две большие группы: одноклеточные водоросли (например, динофлагелляты, кокколитофориды, диатомовые, силикофлагелляты) и простейшие животные (например, фораминиферы, радиолярии, тинтиниды).



а, б — динофлагеллята (*Gonyaulax*) и ее циста («хистрикосфера»); в — коккосфера (*Cyclococcolithus*), покрытая кокколитами; г, д — центрическая диатомея (*Actinopterychus*) и пеннатная диатомея (*Nitzschia*); е, ж — обычные силикофлагелляты (*Distephanus*, *Dictyocha*).

Динофлагелляты. Фотосинтезирующий планктон, обычно доминирующий в морской воде. С некоторыми типами связано образование «красного прилива», который может отравлять рыб и делать моллюсков несъедобными. Обычно как симбионты (зооксантеллы) в фораминиферах, радиоляриях, кораллах, губках и некоторых моллюсках. Цисты динофлагеллят встречаются в ископаемом состоянии в богатых органическим веществом осадках. Тип *Ryugophyta*.

Кокколитофориды. Фотосинтезирующий планктон и бентос (последний встречается редко только в ископаемом состоянии). Кальцитовые пластиночки определенных пелагических видов сохраняются в глубоководных осадках, поэтому кокколиты являются, вероятно, наиболее частым типом ископаемых остатков на Земле (начиная с мезозоя). Породообразующие (например, писчий мел мелового возраста). Тип *Chrysophyta*.

Диатомовые. Фотосинтезирующий планктон и бентос, исключительно обильные во всякой водной среде. Кремневый скелет (построенный по принципу коробочки для пилулы). В океане обильны колониальные формы. Типичный компонент осадков в районах апвеллинга. Породообразующие в третичных отложениях (диатомиты). Тип *Chrysophyta*.

Силикофлагелляты. Несколько похожи на диатомовые, но с внутренним кремневым скелетом. Фотосинтезирующий планктон океанов. Обильны в водах и осадках продуктивных районов.

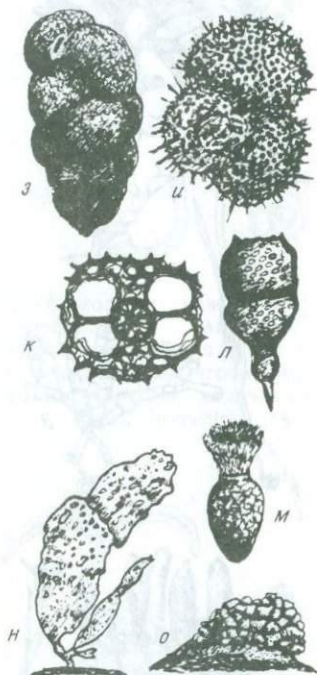
Фораминиферы. Гетеротрофный планктон и бентос, исключительно морской. Карбонатные раковины, а также агглютинированные остатки на дне. Породообразующие (например, эоценовые нуммулитовые известняки — строительный материал для египетских пирамид). Фораминиферовый ил («глобигериновый ил») в настоящее время является единственным широко распространенным на поверхности Земли типом отложений (покрывает около $\frac{1}{2}$ площади океанского дна). Многие планктонные и рифовые виды имеют в качестве симбионтов динофлагеллят.

Радиолярии. Несколько похожи на фораминифер, но с внутренним кремневым скелетом. Исключительно морской планктон, встречается на всех глубинах. Обычен в пелагических осадках продуктивных районов. Породообразующие (радиоляриты верхней юры). Мелководные формы могут иметь в качестве симбионтов динофлагеллят. Главные группы: населярии (опаловые), спумеллярии (опаловые), феоидарии (обогащенные органическим веществом опаловые скелеты). Имеется также отчетливая группа, акантарии, со скелетом из SrSO_4 . Акантарии обычны в тропических поверхностных водах, но не встречаются в ископаемом состоянии.

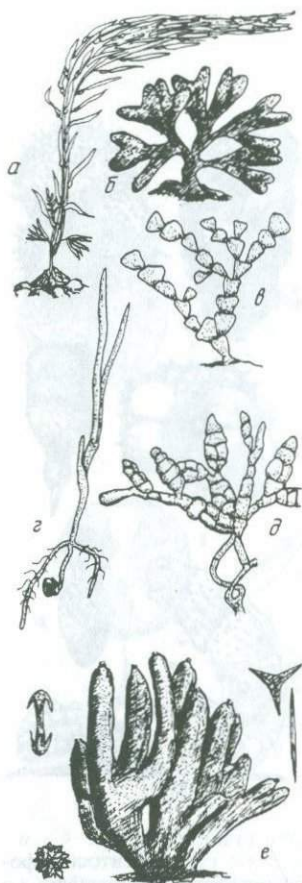
Тинтинниды. Реснитчатые простейшие организмы с органической раковиной («панцирем»). Обильны в морском планктоне. Панцири сохраняются в ископаемом состоянии в богатых органическим веществом осадках (районы апвеллинга).

Царство Растения. Многоклеточные, с эукариотными клетками, обранными стенками, фотосинтезирующие. Имеются две большие группы: многоклеточные водоросли (например, Rhodophyta, Phaeophyta, Chlorophyta) и высшие растения (Metaphyta).

Rhodophyta (красные водоросли). Обычны в литоральной зоне, особенно в теплых районах, и на твердом субстрате до глубин с очень низкой освещенностью. Corallinaceae (например, *Lithothamnion*) имеют кальцинированные стенки клеток и иногда являются важными порообразующими организмами.



3, 4 — бентосная фораминифера (*Verneuilina*) и планктонная фораминифера (*Globigerinoides*); 5, 6 — спумелляриевые и населяриевые радиолярии (*Octopyle stenozona*, *Theocorythium trachelium*); 7 — тинтиннида (*Stenosemella*); 8, 9 — красные водоросли (*Rhodymenia*, *Lithothamnium*).



a, б – бурые водоросли, гигантская ламинария (*Macrocystis*); скальные водоросли (*Fucus*); *в* – известковая зеленая водоросль (*Halimeda*); *г* – морская трава (*Zostera*); *д* – морской гриб (*Alternaria*); *е* – известковая губка (*Sycon*), показаны также различные типы спикул.

Phaeophyta (бурые водоросли). Лучше всего известны ламинариевые заросли на побережьях холодноводных и умеренно холодноводных районов, наиболее продуктивных морских биотопов. Типичные представители *Laminaria*, *Macrocystis*, *Fucus*. Вид *Sargassum* в большом количестве встречается в Саргассовом море, плаывая на поверхности. Составляют органическое вещество в осадки прибрежных районов (возможно, также и на дно Саргассова моря).

Chlorophyta (зеленые водоросли). Обычно на морском побережье (например, морской салат, *Ulva*). В теплых водах обильны формы, секретирующие известь, например *Halimeda* (Codiaceae) и представители Dasycladaceae, которые были породообразующими в прошлом (например, в триасе в Альпах).

Metaphyta. Высшие растения (мхи, сосудистые растения), главным образом наземные. Исключения: морские травы (например, *Zostera*) в литоральной зоне, которые являются цветковыми растениями. Некоторые галофиты (*Salicornia* в соленых маршах, мангровые в прибрежных тропических болотах) играют важную роль в приливной зоне.

Царство Грибы. Одноклеточные и многоклеточные эукариотные организмы, лишённые фотосинтезирующих пигментов и питающиеся с помощью абсорбции. В морской воде обитает всего несколько видов.

Царство Животные. Многоклеточные организмы без фотосинтезирующих пигментов, питаются путем заглатывания пищи. Высшие формы обладают сенсорно-нейромоторной системой.

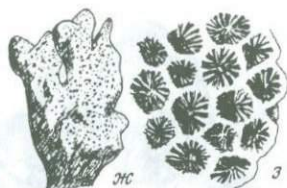
Губки. Большинство видов живет в морских условиях. Обычны во всех широтах на твердых грунтах продуктивных районов. Сверлящие губки (*Cliona*) образуют осадочные частицы, разрушают раковины моллюсков и эродуют карбонатный субстрат. Известковые и кремневые формы могут быть породообразующими. Спикулы кремневых губок в большом количестве накапливаются местами на Антарктическом шельфе.

Книдарии (Coelenterata). В основном морские формы. Обильные планктонные (гидроидные, сифонофоры, сцифоидные) и бентосные (гидроидные, антозоидные) формы. Каменные кораллы играют значительную роль в рифостроении в тропических районах (*Acropora*, *Porites*, *Pocillopora* и т. д.). Имеются также глубоководные и холодноводные виды каменных кораллов (например, *Lophelia*), но они не являются рифообразующими.

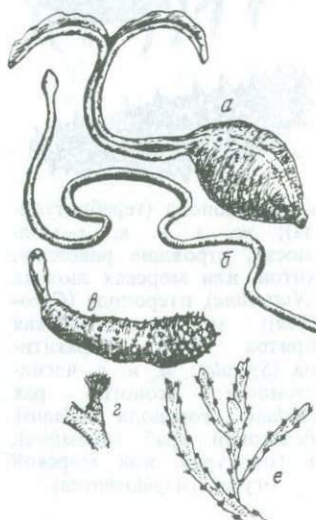
Черви. Это общее название удлиненных мягкотельных организмов (Vermes) не имеет более строгого научного определения. Существуют несколько типов червей, такие, как: *Platyhelminthes*—плоские черви (некоторые из них свободноживущие, но большинство паразиты), *Nemertea*—ленточные черви (обычны на морском дне), *Aschelminthes*—круглые черви (включают в себя важный класс нематод, которые очень часты в морском бентосе, обычно паразиты), *Phoronida*—форониды (несколько видов, но встречаются часто), *Sipunculoidea*—земляные черви (несколько видов), *Echiuridea*—хоботные черви (несколько видов, илоеды), *Annelida*—сегментные черви (обычны в планктоне и бентосе: широко известен представитель *Arenicola*), *Pogonophora*—погонофоры (лишены пищевого тракта, живут в трубках, главным образом на мягком грунте на больших глубинах, несколько видов), *Hemichordata*—крыложаберные и кишечнодышащие черви (птеробранхии обычны на разных глубинах, обитают в трубках, местами образуя колонии; кишечнодышащие черви обычны в мягких осадках, главным образом на шельфе).

Черви играют важную роль в переработке осадков на поверхности дна, в подповерхностном промывании осадков (усиливают химический обмен между осадком и водой). Черви-фильтраторы превращают взвешенный материал в осадок. Черви, живущие в трубках, могут служить твердым субстратом для эпибентоса.

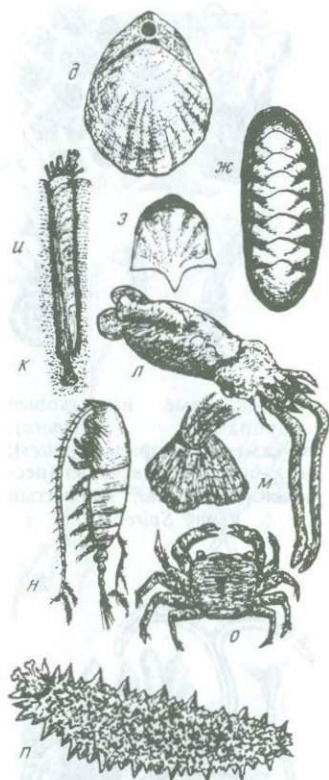
Мшанки (мохообразные животные). Бентосные колониальные организмы, внешне напоминающие маленьких колониальных гидроидов. Многие виды секретируют карбонаты для постройки защитной и поддерживающей структуры. Эти структуры могут



жс—бентосные известковые гидроидные (*Millepora*); з—каменный коралл (*Favites*); и, к—аннелидные черви (пескожил *Arenicola*, кольчатый червь *Spirorbis*).



а, б, в—черви: эхиуриды (*Boniellia*), цемертины (*Lineus*), эхиуриды (*Echiurus*); г, е—колония мшанок (*Crisia*).



д — брахиопода (теребратулида); ж, з, и, к, л — моллюски, строящие раковину: хитон, или морская люлька (*Nuttallina*), птеропода (*Cavolinia*); моллюск морская бритва (*Ensis*), каракатица (*Spirula*); м, н, о — членистоногие: усногий рак (*Balanus*), копепода (*Calanus*), береговой краб (*Crassipes*); п — голотурия, или морской огурец (*Aspidochirota*).

покрывать в виде корочек камни или раковины или расти в виде мелких кустов или деревьев.

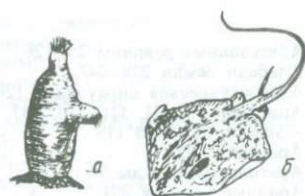
Брахиоподы (ламповые ракушки). Обычны в ископаемом состоянии, но в современных океанах играют незначительную роль (30 000 вымерших видов, 300 живущих видов). Бентосные организмы, внешне напоминающие двустворки. Раковины состоят из хитинофосфатного или известкового материала.

Моллюски. Исключительно разнообразная в видовом отношении группа (более 60 000 видов), играющая очень важную роль в осадкообразовании (CaCO_3). Включает гастропод (улитки), двустворок (мидии, венерки, устрицы и т. д.), головоногих (каракатицы, осьминоги и др.) и менее распространенные классы: боконервные (хитоны), скафоподы (морские зубы) и моноплакофоры (редкая группа, которая считалась вымершей в палеозое, но в 1950-х годах ее представители были обнаружены на больших глубинах).

Членистоногие. Наиболее распространенный тип животных, составляет более 75% всех видов. Наибольшая часть приходится на насекомых. Имеется всего несколько видов морских насекомых, принадлежащих к роду водомерок *Halobates*. Членистоногие включают ракообразных, меростомовых и пикногонидов (морские пауки). Ракообразные (креветки, крабы, омары, баянусы, равноногие, амфиподы и др.) встречаются повсеместно на морском дне и в осадках, перерабатывая их и участвуя в осадконакоплении путем образования пеллет и осаждения фосфатных и известковых твердых скелетных частей. Наиболее широко известным представителем меростомовых является краб-мечехвост.

Иглокожие. Повсеместно встречаются на морском дне морские ежи, морские звезды, криноидеи (морские лилии), голотурии (морские огурцы) и офиуры. Голотурии заглатывают ил и в некоторых районах континентального склона таким образом перерабатывают большое количество поверхностных осадков. Фактически все иглокожие осаждают карбонат кальция, который местами составляет существенную часть мелководных карбонатных осадков.

Хордовые. Очень разнообразный тип животных, включающий хорошо известные позвоночные организмы (рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы, млекопитающие) и некоторые довольно примитивные формы, такие, как асцидии (бентосные) и сальпы (планктонные). Последние играют важную роль в образовании пеллет из исключительно тонкозернистого взвешенного вещества, удаляя его, таким образом, из поверхностных вод и способствуя осаждению на дно.



a — асцидия (*Halocynthia*);
б — скат-хвосток (*Taeniura*).

Данные, приведенные в приложении П.9, взяты из работ: *E. Y. Dawson*, 1966. *Marine botany*, Holt Rinehart, Winston, New York; *B. A. Haq*, *H. Boersma*, 1978. *Introduction to marine micropaleontology*, Elsevier, New York; *A. Remane*, *V. Storch*, *U. Welsch*, 1976. *Systematische Zoologie*, Gustav Fisher, Stuttgart; *G. G. Simpson*, *W. S. Beck* 1965. *Life — an introduction to biology*, 2nd ed., Harcourt Brace Jovanovich, New York; *H. U. Sverdrup*, *M. W. Johnson*, *R. H. Fleming*, 1942. *The oceans — their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

Предметный указатель

- Абиссальные равнины 25, 126
Альбедо Земли 238, 247
Антициклонная циркуляция 124, 208
Апвеллинг 30, 91, 118, 161, 237, 247
– экваториальный 119
Арагонит 192
Арагонитовые иглы 86
Аридные условия 201
Атоллы 195–198
- Бары 142
Бассейны океанские, модели 208
Бентосные организмы 83, 165
«Бескислородные события» 256
Биотурбации 173, 174, 178
- Вагильные организмы 165–167
Ватты 114
Видов численность 187
Видового разнообразия градиент 191
Вода океанская, состав 74
– подповерхностная 203, 204
Воды антарктические придонные 120
– глубинные северо-атлантические
– грунтовые резервуары 155
Волноприбойная платформа 131
- Гайот 37
Гемипелагические глины 209
Глинистые минералы, распределение 217
Глубоководье 19
Голодающие популяции 284
Горячие точки 36, 37
Градиционные слои 16
Гумидные условия 201
- Детрит 165
Деятельность волн геологическая 101, 130
– приливов и штормов геологическая 133
Доломит 88
- Железо-марганцевые конкреции, происхождение 276–278
– разработка 5, 9
– распространение 276
Желоба 20, 21, 27, 32, 33, 34, 35, 56, 57, 58
- «Застойный» океан 255
Знаки ряби 101, 107, 131
Золото 271
- Изотопы кислорода 191
Исток-1, скважина 268
Ил карбонатный, распределение 219
– растворение 220, 223, 224
Ил кремнистый 226–231
Иллит 216
Илоеды 166, 173
Ильменит 271
Илы 211
- Илы известковые 76
– терригенные 232
Инфауна 165, 168
Ископаемые следы 175
Ихнология 175
- Калибровочный комплект 188
Кальцит 193
Каолинит 217
Карбонатная линия 220
Карбонатное насыщение 85
Карбонатные циклы 240, 241
Карта 18 К 238
Касситерит 271
Кислород растворенный 164
Кислородные изотопные циклы 242
Климат аридный 90
– планеты 175
– скорость изменения 189
– физические геологические индикаторы 198
– химические индикаторы 192, 198
Климатическая трансгрессия 188
Климатические флуктуации 243
Клиф 130
Конгломерат базальный 136
– трансгрессивный 136
Конусы выноса подводные 68, 126
– заплеска 142
Континентальное подножие 61
Континентальные окраины 47, 49, 51, 52, 53, 56, 60
– атлантического типа 51, 61
– пассивные 51, 58, 59
– сдвигового и сложного типа 58
– тихоокеанского типа 51, 56
Континентальный дрейф 28
– склон 61
Кора 23, 30
Красные глины, происхождение 215
– состав 215–216
– скорость отложения 275
Кремневое кольцо 228
Кремни глубоководные 231
Критическая глубина карбонатакопления 250
CLIMAP 163, 188, 235
- Лагуны 142
Лизоклин 220
Лимитирующие биогенные элементы 161
Литосфера 24, 36
- Магнитные аномалии 39, 41, 44, 46
– эпохи 243
Мангровые болота 143
Мантия 23, 25, 26, 32, 47
«Марганцевые зоны» 278
– отложения 273–276
Масштаб времени 101
Меланж 58
Мелководье 19
Меропланктон 113, 158

- Металлоносные осадки 279
 – Миланковича циклы 242
 Монацит 271
 Монтмориллонит 216
 Морские утесы 130
- Непрерывное сейсмическое профилирование 63
 Нефти происхождение 261–262
 – разведка в настоящее время 266–268
 Нефтяные ловушки 264
- Обедненная фауна 161
 – флора 161
 Окатанности степень 100
 Океаническая среда обитания 158, 159
 Окраинного моря аридная модель 207
 – гумидная модель 203
 Оолиты 86
 Органическое вещество терригенное 259
 Осадки алевролитовые 80
 – биогенные 76, 78, 82, 211
 –– типы компонентов 82
 – гидрогенные 76, 78, 88
 – глинистые 80
 – и состав океанской воды 74
 – литогенные 76, 77, 79
 – металлоносные 279
 – несkeletalные карбонатные 85
 – сапропелевые 208
 – терригенные 49
 Осадков глубоководных мощность 214
 –– распределение 210
 –– типы 76, 209
 Осадконакопления скорость 93, 94, 212
 Осадочного вещества вулканические источники 72
 –– источники 69
 –– поступление за счет ледников 71
 ––––– рек 69
 ––––– переноса ветром 71
 Офиолиты 58
- Палеоглубин реконструкция 250
 Палеотемпература 186
 Пелагические глины 209
 Пеллеты фекальные 173
 Перемешивания полного скорость 118
 – модель 179–180
 Пески 79
 Плайя 25
 Планктон 158
 Планктонные организмы 85
 Плодородие океана 174
 Пляж 102, 103, 107
 Подводные горы 36, 37
 – каньоны 64, 66, 68, 107, 126
 Полярные области 184
 Прибрежная морфология 130
 Продуктивность океана 159, 185, 212
- Размер зерен 96
 Разнообразие организмов 158
 Ракушечник 133
- Ракушечные отложения 270
 Растворимые соли 75
 Риф барьерный 197
 – окаймляющий 197
 Рифовые постройки 194
 Рифы коралловые, глобальное распространение 193
 Россыши 271–272
 Рудные месторождения 58
 – отложения Красного моря 280
 Рутил 271
- Сглаживание 26
 Сейсмический рефлектор 246
 Сессильные организмы 165, 166, 168
 Сестон 165
 Сестонофаги 170, 172
 Скорость отступления обрывов 131
 – производства твердых организмов 166
 Следы жизни 176–177
 Слоистость косая 114
 Сметит 216
 Солености колебания 161
 – распределение и обмен 201
 Соляные купола 262
 Сообщества бентосные 180
 Сообщество стабильное 180
 Сохранность 177
 – дифференциальная 90
 – избирательная 164
 Спрединг 17, 23, 26, 29, 30, 34, 39, 44, 46, 52
 Срединно-Атлантический хребет 20
 Срединно-океанический хребет 20, 29, 30, 33, 35, 41
 Стагнация 204, 206
 Стеногалинные формы 161
 Степень насыщения 85
 Стратификация водного столба 204
 Субтропическая зона 183
 Судно исследовательское «Агассиз» 9
 –– «Академик Курчатов» 9
 –– «Альбатрос» 16, 209, 236, 240
 –– «Атлантик» 9
 –– «Атлантик II» 280
 –– «Бигль» 11
 –– «Вальдивия» 280
 –– «Вима» 9
 –– «Витязь» 9
 –– «Галатея» 9
 –– «Гломар Челленджер» 6, 10, 16, 46, 209, 246, 280
 –– «Дискаверер» 9, 280
 –– «Зонне» 280
 –– «Кнорр» 9
 –– «Метеор» 9, 12, 16, 20, 209, 280
 –– «Михаил Ломоносов» 9
 –– «Обь» 9
 –– «Персей» 9
 –– «Седов» 9
 –– «Уандо-Ривер» 280
 –– «Чейн» 280
 –– «Челленджер» 11, 15, 19, 20, 209, 270
 –– подводное «Элвин» 279
 Сулой 107

- Тальвег 64
 Твердый сток, суспензионный 99
 -- у ложа 98
 Тектоника плит 17, 35
 Температура 162
 -- океана 185
 Тефрахронология 72
 Течений индикаторы 114
 -- работа 109
 Течения вдольбереговые 107
 -- глубинные 120
 -- геострофические 120
 -- горизонтальные 63
 -- компенсационные 124
 -- контурные 120
 -- мощность 114
 -- мутьевые (турбидитные) 63, 67, 68, 125
 -- направленные 114
 -- поверхностные 109
 -- приливные 118
 Транспортировка осадочного вещества 96
 Транспортировка, роль окружающих условий 100
 -- скорости 98
 Трансформный разлом 35
 Тропическая зона 183
 Турбидиты 68
 Тяжелые минералы 80
- Углерод-14 178
 Умеренная зона 183
 Уравнение переноса 187, 188
 Уровень карбонатной компенсации 220, 223, 250
 ---- глубина 251
 ---- причины колебаний 254
 -- океана, влияние на рост рифов 147
 -- и осадочные тела 147
 -- и судьба Венеции 153-154
- Уровень океана реконструкция изменений 150
 Уровня океана индикаторы 130
 -- колебания в плейстоцене 145
 ---- глобальные 128
 ---- региональные 128
 ---- связанные с оледенением 145
 ---- тектонические 128, 147
 -- причины изменения 151
 Условия обитания ограниченные 161
 Устья рек 138
- Фаунистические циклы 241
 Фитопланктон 159
 Флиш 125
 Флористические циклы 241
 Фосфориты 90, 91, 270-271
 Фракционирование последовательное 90
- Хлорит 217
 Холодный океан, условия 237
- Цепочки островов 36, 37
 Циркон 271
- Шельф 58-61
 Шельфа перегиб 60-61
 Шельфовые моря 59
 Штормовой слой 133
- Эвапориты морские 88
 Эвфотическая зона 159
 Экофиск, месторождение 268
 Эпибионты 194
 Эпифауна 165, 168
 Эстуариевая циркуляция 208
- Ядро 24

Оглавление

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие к русскому изданию	8
Введение. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	11
Пионеры морской геологии. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	13
Глава 1. Происхождение и морфология океанских бассейнов. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	19
1.1. Глубина океана	19
1.2. Эндогенные процессы	20
1.3. Экзогенные процессы	25
1.4. Исторические аспекты	26
1.5. Морфология срединно-океанического хребта	28
1.6. Морфология желобов	32
1.7. Зоны разлома и тектоника плит	35
1.8. Подводные горы, цепочки островов и горячие точки	36
1.9. «Доказательства» спрединга океанского дна: магнитные аномалии	39
1.10. Нерешенные задачи и вопросы	46
Глава 2. Происхождение и морфология окраин океанов. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	47
2.1. Общие черты континентальных окраин	47
2.2. Континентальные окраины — ловушки осадков	48
2.3. Окраины атлантического типа — пассивные	51
2.4. Нерешенные вопросы геологической эволюции пассивных окраин	56
2.5. Окраины тихоокеанского типа — активные	56
2.6. Окраины сдвигового и сложного типов	58
2.7. Области шельфа	58
2.8. Перегиб шельфа	60
2.9. Континентальный склон и континентальное подножие	61
2.10. Подводные каньоны	64
2.11. Подводные конусы выноса	68
Глава 3. Состав морских осадков и их источники. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	69
3.1. Осадочный цикл	69
3.2. Источники осадочного вещества	69
3.3. Осадки и состав океанской воды	74
3.4. Главные типы осадков	76
3.5. Литогенные осадки	79
3.6. Биогенные осадки	82
3.7. Нескелетные карбонатные осадки	85
3.8. Гидрогенные осадки	88
3.9. Скорость осадконакопления	93
Глава 4. Геологическая деятельность волн и течений. <i>Перевод Л. А. Торчиной</i>	96
4.1. Транспортировка осадочного вещества	96
4.2. Деятельность волн	101
4.3. Работа течений	109

Глава 5. Осадконакопление и изменение уровня океана. Перевод Л. А. Торчигиной	128
5.1. Значение положения уровня океана	128
5.2. Индикаторы колебания уровня моря и связанные с этим процессы	130
5.3. Морфология побережья и повышение уровня океана в недавнем прошлом	136
5.4. Колебания уровня океана, связанные с оледенением	145
5.5. Колебания уровня океана в связи с тектоникой	147
5.6. Уровень океана и судьба Венеции	153
Глава 6. Живые организмы на дне и в осадках. Распространение, жизнедеятельности и условия обитания. Перевод И. А. Басова	158
6.1. Океаническая среда обитания	158
6.2. Жизнь на дне	164
6.3. Организмы и скальный субстрат	167
6.4. Песчаный субстрат	170
6.5. Илистый субстрат	171
6.6. Следы ползания и ходы	175
6.7. Биотурбация	178
6.8. Ограничения палеоэкологических реконструкций	180
Глава 7. Отражение климатической зональности в морских осадках. Перевод И. А. Басова	183
7.1. Глобальная зональность и главные факторы	183
7.2. Биогеографические индикаторы климата	186
7.3. Видовое разнообразие и химический состав раковин как индикаторы климата	191
7.4. Коралловые рифы — индикаторы тропического климата	193
7.5. Геологические индикаторы климата	198
7.6. Климатические индикаторы замкнутых морей	201
Глава 8. Глубоководное осадконакопление. Перевод И. А. Басова	209
8.1. Общий обзор	209
8.2. Красная глина и глинистые минералы	215
8.3. Карбонатный ил	219
8.4. Кремнистый ил	226
8.5. Турбидиты	232
Глава 9. Палеоокеанология. Глубоководная летопись. Перевод И. А. Басова	235
9.1. Плейстоценовая океанография	235
9.2. Океан ледникового периода	237
9.3. Плейстоценовые циклы	240
9.4. Динамика изменений	245
9.5. Древние океаны	246
9.6. Изменения изотопного состава кислорода в третичное время	247
9.7. Флуктуации уровня карбонатной компенсации	250
9.8. Колебания в содержании кислорода в глубоководных частях океана	255
Глава 10. Ресурсы дна океанов. Перевод И. А. Басова	260
10.1. Типы ресурсов	260
10.2. Нефть под морским дном	260
10.3. Другие полезные ископаемые на шельфах	270
10.4. Тяжелые металлы на больших глубинах	273
10.5. Захоронение промышленных отходов на морском дне	282
Эпилог. Перевод И. А. Басова	284
Список литературы	287
Приложение. Перевод И. А. Басова	294
Предметный указатель	316

4272

Профессора Евгений Зейболд и Вольфганг Бергер представляют разные поколения школы европейских морских геологов. Оба — известные специалисты в области палеогеографии и современных процессов морского осадконакопления. Е. Зейболд — представитель первого послевоенного поколения специалистов по геологии Мирового океана, которое сыграло решающую роль в формировании морской геологии как самостоятельной отрасли наук о Земле. Он в течение многих лет был профессором в университетах ФРГ — в Тюбингене, Карлсруэ и Киле, — в которых создал школу высококвалифицированных специалистов. Широко известны результаты его работы на борту научно-исследовательского судна «Метеор» в Персидском заливе и у берегов Западной Африки. Будучи президентом Международного союза геологических наук, Е. Зейболд вносит крупный вклад в сотрудничество ученых разных стран.

В. Бергер — ученик и сотрудник Зейболда по работе в Кильском университете — известен своими интереснейшими исследованиями коралловых рифов; в последние годы преподает в США в Скриппсовском океанографическом институте в Ла-Холье.

Знакомство с основными достижениями морской геологии за последние годы, сведения о которых в краткой и доступной форме изложены в этой книге, несомненно, увеличит число молодых исследователей дна Мирового океана.

103

2

ММР