

ТШОПФ

ПАЛЕО-  
ОКЕАНОЛОГИЯ



---

# Paleoceanography

Thomas J. M. Schopf

---

HARVARD UNIVERSITY PRESS  
*Cambridge, Massachusetts*  
*and London, England 1980*

---

Т. ШОПФ

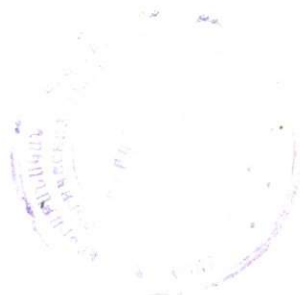
# ПАЛЕО- ОКЕАНОЛОГИЯ

Перевод с английского Б. В. БАРАНОВА  
и канд. геол.-мин. наук М. А. ЛЕВИТАНА

под редакцией

д-ра геол.-мин. наук Л. П. ЗОНЕНШАЙНА

МОСКВА  
«МИР»  
1982



3893

**Шопф Т.**

**Палеоокеанология: Пер. с англ. — М.: Мир, 1982. — 311 с., ил.**

В книге американского ученого Т. Шопфа изложены современные методы палеоокеанологических исследований, целью которых является реконструкция условий геологического прошлого. Рассматриваются происхождение вод Мирового океана и их химизм, палеоклиматология, обстановки осадконакопления и их эволюция в геологическом времени, вопросы биологической продуктивности океанов и прочие аспекты палеосреды.

Для геологов, седиментологов, палеонтологов, океанологов, палеогеографов, а также преподавателей и студентов этих специальностей.

*Редакция литературы по геологии*

Ш  $\frac{1904040000 - 123}{041(01) - 82}$  123 - 82, ч. 1

Copyright © 1980 by the President and  
Fellows of Harvard College

© Перевод на русский язык, «Мир»,  
1982

## Предисловие редактора перевода

Океанология является сравнительно молодой наукой: основополагающие исследования относятся к послевоенному времени и до сих пор делаются все новые и новые открытия. Несмотря на это, в последнее десятилетие речь идет уже о палеоокеанологии, т. е. о восстановлении условий океанской среды в геологическом прошлом. Это стало возможным благодаря поразительным успехам в изучении океанов и благодаря применению новейших физико-химических методов исследования.

Что же такое «палеоокеанология»? Очевидно, это — океанология прошлого. Общепринято представление, что океанология изучает физические и химические условия и процессы, существующие в океане. К ним относятся температура, соленость, волнения, течения, взаимодействие океана и атмосферы, т. е. климат. Можно понимать океанологию и, следовательно, палеоокеанологию более широко, включая в круг рассматриваемых проблем рельеф океанического дна, осадконакопление и вулканизм, протекающий на ложе океана. Тем самым с океанологией оказывается тесно связанной концепция наращивания новой океанической коры в оси срединно-океанических хребтов, а сама океанология становится не только гидрофизической или физико-географической, но и геологической наукой. Это отрадный факт, который отражает наметившийся в последнее время общий процесс взаимного сближения различных областей знания.

В полной мере подобное объединение методов и сведений из разных наук, переплетение теоретических выкладок и эмпирических данных, привлечение независимых источников фактического материала свойственны предлагаемой вниманию читателя книге проф. Т. Шопфа. Она еще близка к физико-географическому пониманию океанологии. В ней рассматриваются методы установления циркуляции, температуры и солености воды в прошлые эпохи. Однако большое внимание уделено палеобатиметрии, вопросу происхождения океанской воды, а значит, дегазации Земли и образованию самих океанических впадин; целый раздел посвящен проблеме биологической продуктивности. Кроме того, необходимо помнить, что прошлые физико-географические условия могут быть восстановлены главным образом путем изучения океанических осадков и горных пород — либо выведенных при складчатости на сушу, либо непосредственно в океане в ядрах грунтовых трубок или скважин глубоководного бурения. Следовательно, в этом случае становится очевидным первостепенный геологический аспект палеоокеанологии.

Книга Т. Шопфа отражает огромный прогресс, который был достигнут в последние годы в восстановлении океанской палеосреды, особенно для мезозоя и кайнозоя. Книга написана очень просто,

ясно и доходчиво. За внешней простотой вместе с тем скрывается сложный аппарат современных методов, который приходится использовать для восстановления палеосреды. В книге учтены современные достижения науки. Она является первым изданием, полностью посвященным палеоокеанологии. Следует сказать, что палеоокеанологическое направление усиленно развивается и у нас в стране в Институте океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР А. П. Лисицына. Часть материалов уже опубликована в книге «Геологическая история океана» серии «Океанология» (М.: Наука, 1980). Но такого рода учебное пособие, как книга Т. Шопфа, появляется впервые. Знакомство с книгой будет полезно представителям самых различных специальностей: геологам, палеонтологам, тектонистам, литологам, географам, гидрофизикам и всем тем, кто интересуется восстановлением прошлого лика Земли.

*Л. Зоненшайн*

## Посвящается

Во-первых, возможности следовать своему научному любопытству, поощряемому сотрудниками морских лабораторий, где мне посчастливилось сравнительно долго работать: Морской биологической лаборатории в Вудс-Холе и лаборатории соседнего с ним Океанологического института; Бермудской биологической станции; лаборатории Вашингтонского университета во Фрайди-Харборе, остров Сан-Хуан; Вест-Индской лаборатории Университета имени Фэрлея Дикинсона, Сент-Крой; и лаборатории Скриппсовского океанологического института. Во-вторых, моим пяти детям с надеждой, что они всегда смогут получать удовольствие от морей прошлых и настоящих: Кеннету, Дженифер, Карлу, Майлзу и Уитни. В-третьих, памяти моего отца Джеймса Мортон Шопфа (1911—1978) за его неумный энтузиазм, бескорыстную помощь и постоянные настойчивость и оптимизм. И наконец, Роз.

## Об этой книге

Интересы палеонтологов по традиции охватывают два научных направления — изучение ископаемых остатков организмов и детальное исследование геологической истории. Например, когда речь идет о трудах знаменитого палеонтолога Карла Данбара, то зоологи при этом ссылаются на его работы по изучению брахиопод, а геологи — на книгу «Основы стратиграфии»<sup>1</sup> (в соавторстве с Джоном Роджерсом). Эта книга, написанная в конце 50-х гг. нашего века, как и другие подобные книги, посвящена интерпретации происхождения пород как таковых. Однако количество информации о развитии древних океанов, в которых формировались породы, за последние два десятилетия неизмеримо возросло. Даже палеонтологи, специализирующиеся по изучению докембрия, занимаются сейчас палеоокеанологической интерпретацией своих данных. Вряд ли сегодня можно, раскрыв любой геологический журнал, не найти в нем данных об океанической циркуляции, климате, батиметрии, химическом составе, температуре и т. п. океанов геологического прошлого.

Последние десять лет я читал курс лекций по палеоокеанологии в Чикагском университете. В связи с тем, что в этой области знаний не было *никакой* книги, приходилось опираться лишь на многочисленные разрозненные данные, имеющиеся в статьях. Поэтому цель моей книги состояла в том, чтобы кратко, но с достаточной глубиной изложить каждую из основных тем палеоокеанологии (вооружив тем самым читателя знаниями, необходимыми для понимания появляющейся по этому вопросу литературы). В курсе, состоящем из 30 лекций, излагаемый материал был подразделен следующим образом: объем океана

<sup>1</sup> Данбар К., Роджерс Дж. «Основы стратиграфии»: Пер. с англ. — М.: ИЛ, 1962. — Прим. перев.

(4 лекции), батиметрия (5), исследование водных масс (4), температура океана (5), химический состав вод океана (6), климатология (3) и биология (3).

Каждая из семи глав начинается с краткого изложения современного характера отдельных океанологических факторов (таких, как приливы, температура и т. п.), затем обсуждаются методы, с помощью которых могут быть определены условия геологического прошлого, и завершается глава обобщением данных о роли этих факторов в ходе геологической истории. В чем-то характер данной книги определяется тем, что из общего числа рисунков (114) примерно 10% являются глобальными картами, а 40% — диаграммами, в которых в качестве одной из осей координат взяты «широта» (10%) и «глубина» (10%) и 20% имеют в качестве оси время: «млн. лет назад», «млрд. лет назад», «млрд. лет после образования Земли» или «тыс. лет назад». Таким образом, около 50% иллюстраций представляют собой попытку обобщить огромное количество накопленных знаний.

Толчком к написанию этой книги послужили мои стратиграфические исследования и стремление определить палеоокеанологические принципы, которые можно было бы использовать при обсуждении проблем раннего палеозоя [732]. Бергер [56] был абсолютно прав, считая, что палеоокеанология является наиболее поздним потомком самой геологической среди всех геологических дисциплин. Я понимал интересы палеонтологов, специализировавшихся на изучении палеозоя, и поэтому мои усилия были направлены на выявление того, что может быть использовано в приложении ко всем геологическим временам, а не только к наиболее хорошо изученным и намного более коротким плейстоценовому и позднетретичному времени. Эта книга рассчитана в первую очередь на палеонтологов, стратиграфов и геологов, хотя, я полагаю, и другие специалисты, нуждающиеся в этой информации, найдут здесь для себя много интересного.

Имеется один основной методический вопрос, который следует здесь рассмотреть, поскольку сознательно или бессознательно он находит отражение в работах всех, кто пишет о палеоокеанологии: чему придавать большее значение — историчности, т. е. направленности развития, или стационарности, т. е. постоянству условий? Дискуссии на эту тему возникают каждый раз, когда обсуждаются вопросы объема океана, батиметрии, водных масс, температуры, химического состава вод океана, климатологии и биологии, имевшего место в геологическом прошлом. Если сознательно придерживаться модели стационарности условий (как это обычно делаю я), тогда решающее значение имеет важность механизмов отрицательной связи. Однако эти механизмы часто бывают не поняты, а если и «поняты», то представляют собой предмет серьезных дискуссий. И если даже форма стационарности может казаться наиболее приемлемой, отклонения от «среднего» значения иногда бывают настолько большими, что уже следует рассматривать нестационарные исторические факторы. Я нахожу это

поучительным в том смысле, что в науке противопоставление историчности равновесию никоим образом не ограничивается. Касаясь главного произведения Норберта Элиаса по истории нравов западной цивилизации, один из рецензентов писал, что эта книга долго игнорировалась теми, кто «не интересовался историей, считая нормальным состоянием равновесие, а не развитие» [828]. Несомненно, что множество примеров подобных противоположных точек зрения имеется и в других областях знаний.

По правилам орфографии предпочтительнее писать «палеоокеанологический» (paleoceanographic), а не «палеоокеанологический» (paleoceanographic), хотя ранее мною утверждалось обратное [736]. Правильной общей формой является *pale* (pale), а не *paleo* (paleo). Буква «о» добавлена только для благозвучного соединения и в этом слове не нужна. Стратиграфы же могут спросить, почему «ранний» или «поздний» пишутся мною не с прописной буквы (например, «ранний ордовик»). Я считаю, что там, где эти термины определяются и очень точно используются, писать их с прописной буквы необходимо, но в общих случаях этого делать не следует. Наконец, в литературе обсуждаются (и часто весьма горячо!) правила написания ряда некоторых других терминов (например, eucaryote или eukaryote, benthic или benthonic, Precambrian или pre-Phanerozoic). Можно надеяться, что читатели будут снисходительны ко мне и ради прекращения дискуссии согласятся со сделанным в книге выбором<sup>1</sup>.

Несколько слов следует сказать и о характере цитируемой литературы. Цитирование преследует три цели: документальное подтверждение излагаемой мысли при достаточном доверии к авторам цитируемого материала, иллюстрацию высказываемых положений подходящими примерами и, наконец, указание путей к имеющейся обширной литературе. Многие из статей, подтверждающих мою точку зрения, не цитируются, поскольку обзор не может быть энциклопедическим. В то же время в книге, черпающей данные из литературы по геологии, геохимии, океанологии, метеорологии, климатологии и биологии, проблема выбора для цитирования заметно обостряется. Я попытался представить сбалансированный взгляд на обсуждаемые проблемы и включил ссылки примерно на 900 из 3500 использованных мною работ. Поскольку примерно 45% цитируемой литературы опубликовано в 1974 г. и позднее, можно сделать вывод о том, что 5 лет являются половиной времени жизни литературы по палеоокеанологии, что весьма характерно для любой быстро развивающейся области знания.

Чего нет в этой книге — да и не могло быть, — так это полного набора палеогеографических карт. Они настолько сложны и так быстро меняются, что включить их в книгу не представлялось возможным.

<sup>1</sup> Несмотря на это пожелание автора, слово «палеоокеанология» в данной книге пишется с удвоением буквы «о», как это традиционно принято в отечественной литературе. — *Прим. ред.*

Мои чикагские коллеги Альфред М. Зиглер и Кристофер Скотис последние несколько лет работали над палеогеографическим атласом, первые основные карты которого уже подготовлены и опубликованы в 1979 г. в *Journal of Geology* и в *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. Использование любого набора палеогеографических карт и будет наилучшим методом работы с данной книгой.

Любой из авторов, который стремится осветить несколько тем, обнаруживает различную степень их изученности. Некоторые темы (подобные теме о палеоприливах) бурно развивались, а затем в течение последних двух лет стабилизировались. Другие, например о химическом составе вод океана, пережили период своего наиболее бурного развития довольно давно и в общем спокойно разрабатываются по мере накопления новых данных. Третьи же в настоящее время находятся в стадии экспоненциального роста, как, например палеобатиметрия, применяемая с надеждой познать циркуляцию вод в глубинах океана, и ее седиментологические последствия на протяжении всего геологического времени. За результатами, получаемыми в таких быстро развивающихся областях знания, уследить особенно трудно. В общем же палеоокеанология подобна фораминифере, ложноножки которой развиваются с различной скоростью — одни быстро, другие медленно, а некоторые вообще резорбируются в теле.

Ряд лиц помогли мне избежать большего числа ошибок в фактах и суждениях, чем я непреднамеренно сделал бы сам. Особую благодарность мне хотелось бы выразить Вольфгангу Бергеру, который прочитал целиком первоначальный набросок рукописи, и Яну Вейзеру, который тщательно просмотрел главы 1, 4 и 5. Я также благодарен за критические замечания Питеру Дж. Уилли (гл. 1), Джорджу Плацману и Карлу Вуншу (гл. 3), а также Джулиану Голдсмит (гл. 5). Специальную помощь по более частным темам оказали мне Р. М. Гаррелс, Г. К. Дженкинс, Е. Д. Мак-Кой, У. С. Мак-Керроу, У. Микаэлис, Дж. Дж. Мак-Картти, С. Мурбат, П. Дж. Мюллер, М. Маллин, А. Т. С. Рамсей, Дж. У. Шопф, И. Б. Синг и У. фон Рэд. Я стремился, насколько это было возможно, принять во внимание все их прекрасные советы. Руководитель отдела (геофизики) в Чикагском университете помог работе материально, выделив денежные средства для ксерокопирования литературы. Все они сделали реальной возможностью написать эту книгу, сохранив для меня огромное количество времени в эти установленные недалёковидными людьми укороченные часы библиотечных дней (якобы для того, чтобы «беречь деньги», как будто репутация академического института зависит от того, сколько денег он сэкономит). В благодарность за их слепую веру в возможности своего коллеги, авторский гонорар за эту книгу я предназначаю давно основанному фонду Гарли, целью которого является содействие исследованиям в области палеонтологии.

Фрайди-Харбор  
26 августа 1979 г.

*Томас Дж. М. Шопф*

# Глава 1

## ОБЪЕМ ОКЕАНА

---

Plus ça change, plus c'est la même chose<sup>1</sup>

Возраст Земли оценивается примерно в 4,6 млрд. лет, а океаны в том виде, в каком они известны сейчас, существовали, по-видимому, как будет показано, лишь половину этого времени. Согласно общепринятой точке зрения, земная кора и океаны имели однонаправленное развитие в интервале времени от 4,6 до 2,5 млрд. лет назад. С 2,5 млрд. лет назад по настоящее время происходила главным образом циклическая переработка материала, доставленного к поверхности Земли на ранних этапах ее развития. Поэтому представляется, что в истории Земли существовали два периода: более ранний, в течение которого происходили основные преобразования, и более поздний, когда преобладал «стаз» — замедление или остановка этих преобразований. Важно, однако, напомнить, что все подразумеваемое под «стазом» в действительности предполагает преобразования, происходившие медленнее чем за  $10^9$  лет и поэтому плохо заметные на протяжении периода всего в  $2,5 \times 10^9$  лет.

Цель этой главы заключается в том, чтобы дать представление о том: 1) как образовался Мировой океан, 2) как его современный объем распределяется с глубиной (гипсометрическая кривая), 3) как знание мощности континентальной коры может быть использовано для определения объема океана в прошлом и 4) что контролирует колебания уровня океана. Будет также рассмотрено, как гипсометрическая кривая и уровень океана могли изменяться на протяжении геологического времени. Таким образом, данная глава является основой для последующего изучения палеоокеанологии.

### Происхождение океана

Океан возник из глубин Земли; вопрос заключается в том, когда и с какой скоростью это произошло. Посылкой для современных дискуссий, посвященных дегазации глубин Земли, является точка зрения, представленная четверть века назад Руби, который пришел к заключению, что на протяжении геологической истории Земли имела место медленная и постоянная дегазация ее глубин и что этот процесс продолжается и в настоящее время.

Для скорости аккумуляции воды в океанических бассейнах обычно предлагаются три модели (рис. 1-1). В соответствии с кривыми А, С и D океаны формировались либо быстро и на начальном этапе

---

<sup>1</sup> Чем больше что-то изменяется, тем больше остается тем же самым (фр.).

геологической истории [479], либо с постоянной скоростью [701], либо быстро, но на конечном этапе геологической истории [683]. Недавно опубликованные данные позволяют оценить эти модели и объяснить наличие в океане  $1,37 \times 10^9$  км<sup>3</sup> воды.

Вода, поступающая на поверхность Земли из ее глубин посредством дегазации, берется из двух источников: наземных и океанических

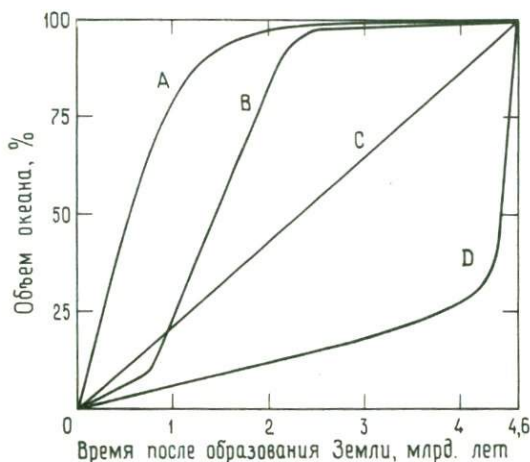


Рис. 1-1. Время, предполагаемое для аккумуляции воды на земной поверхности.

Кривая *A* отвечает очень ранней аккумуляции океанской воды на начальном этапе геологической истории. Кривая *B* проходит через точку, основанную на изостатическом балансе мощности докембрийской коры в течение архея и после него в зависимости от требуемого объема воды (см. текст). Кривая *C* показывает постоянную скорость аккумуляции воды (равную, как было подсчитано Дитцем [199], 1 м/млн. лет). Кривая *D* отвечает очень поздней аккумуляции океанской воды. В этой книге предпочтение отдается кривой *B*.

базальтов. 1) Количество воды, выделившейся из базальтов, которые изливались на суше, может быть подсчитано следующим образом. Общий годовой объем излившихся базальтов составляет 1 км<sup>3</sup> (Кюнен [479] и Хесс [387] взяли эту оценку, основанную на данных по вулканизму за последние 400 лет, из работы Саппера [711]). Если 0,5% объема базальтов могла составлять вода и если эта вода извлекалась из мантии, то ее объем составлял дополнительно  $0,005 \times 10^9$  км<sup>3</sup> за каждый миллиард лет или  $0,0175 \times 10^9$  км<sup>3</sup> за последние 3,5 млрд. лет. 2) Количество воды, выделившейся из базальтов, изливавшихся на океаническом дне в пределах срединно-океанических хребтов и т. д., может быть подсчитано следующим образом. Древнейшие породы, обнаруженные в океане, относятся к юрскому периоду, который начался около 190 млн. лет назад. В океанах в результате спрединга, по-видимому, примерно каждые 200 млн. лет образуется новое базальтовое ложе [201, 387], площадь которого составляет  $287,3 \times 10^6$  км<sup>2</sup> (табл. 5 в работе Менарда и Смита [565]). Океаническая кора имеет мощность

порядка 10 км. Поэтому в результате пятикратного обновления океанического ложа каждый миллиард лет в целом образуется  $14,365 \times 10^9$  км<sup>3</sup> базальтов. Если 0,5% этого объема составляет вода и если вся она извлекается из мантии, то, следовательно, каждый миллиард лет должно добавляться до  $0,071 \times 10^9$  км<sup>3</sup> воды или  $0,25 \times 10^9$  км<sup>3</sup> за последние 3,5 млрд. лет.

Эти подсчеты представляют собой *максимальные* объемы воды, поставляемые на земную поверхность из наземных и океанических базальтов. Если же вся вода, поступающая из базальтов в современный океан, не является ювенильной, необходимость в интенсивной начальной дегазации еще больше увеличивается. Тем не менее подсчет, приведенный выше, показывает, что доля воды из океанических базальтов была, по-видимому, в 10 раз больше, чем из наземных. Если к тому же 0,5% воды, находящейся в настоящее время в наземных и океанических базальтах, является «новой» водой и полностью извлекается из них (общий объем  $0,25 \times 10^9$  км<sup>3</sup>), то и тогда количество воды в океанах ( $1,4 \times 10^9$  км<sup>3</sup>) нельзя объяснить постепенным ее выделением из базальтов на протяжении последних 3,5 млрд. лет. Более определенное утверждение по данному предмету в настоящее время, по-видимому, невозможно.

Существует ряд доказательств, указывающих на то, что слабая дегазация земных недр происходит или может происходить и в настоящее время. Основным подтверждением этого является повышенное содержание в воде благородных и других газов, а также некоторых элементов, которое более близко соответствует распространенности их на Солнце или в метеоритах, чем среднему содержанию на Земле, меняющемуся в течение геологического времени; следовательно, должен существовать некоторый обновляющий процесс, который сохраняет этот первоначальный характер в их распределении. Наиболее важным доказательством этого процесса, несомненно, являются данные по отношению  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Следует, однако, отметить, что явные доказательства выделения воды из мантии и поступления ее в океан *отсутствуют*. О дегазации земных недр свидетельствуют следующие данные:

1. Относительно обогащения океанической воды изотопом  $^3\text{He}$  по сравнению с значением  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в атмосфере было впервые сообщено в 1969 г. Кларком, Бегом и Крейгом [142]. Позднее было обнаружено, что как глубинные океанические воды, так и стекловатые оторочки подушечных лав значительно обогащены  $^3\text{He}$  относительно  $^4\text{He}$  (обобщено Крейгом и Лаптоном [169]). Этот избыток  $^3\text{He}$  «обусловлен просачиванием в океаническую воду его остатка от первоначального количества; другого механизма обогащения, по-видимому, не существует» [142]. Скорость просачивания в 1969 г. была оценена «примерно в 2 атом·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>»; позднее было показано, что это значение ближе к  $4 \pm 1$  атом/см<sup>2</sup>·с [419]. В Северной Атлантике на глубине 3200 м в содержании  $^3\text{He}$  наблюдается пик на том же уровне, что и «резкий локальный максимум в содержании растворенных железа, меди

и цинка» [418], которые, вероятно, также имеют мантийное происхождение.

В последнее время мантийный  $^3\text{He}$  был обнаружен в Галапагосской рифтовой зоне и в рассолах Красного моря [419, 516, 517]. Он является наилучшим индикатором продолжающейся дегазации мантии и выделяется на границах плит как в океане, так и на суше [876]. Неизменность отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  при этом «означает, что в верхней мантии существует удивительно постоянное соотношение между радиогенным и первичным гелием» [231]. Может или нет эта составляющая мантии также использоваться в качестве показателя при оценке количества  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  или других летучих в мантии, пока неясно.

Что касается остальных свидетельств (пункты 2–7), имеющих отношение к дегазации, то они или были исследованы в меньшей степени по сравнению с методом  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , или данные по ним являются более спорными. Многие из этих положений еще обсуждаются, и их пригодность или непригодность пока не выяснена.

2. Для изотопа  $^{20}\text{Ne}$ , по-видимому, отсутствует радиоактивный источник, поэтому он является показателем первичного неона. Этот изотоп сопровождает первичный  $^3\text{He}$  [169]. Повышенное содержание  $^{20}\text{Ne}$  (2–5%) было обнаружено в эксгаляциях вулкана Килауэа и в лавах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

3. Предполагается, что  $^{129}\text{Xe}$  образовался на начальной стадии развития Земли из распавшегося к настоящему времени  $^{129}\text{I}$  (период полураспада 17 млн. лет).  $^{129}\text{Xe}$ , по-видимому, все еще поступает в атмосферу [83, 113]. Так, Вассербург [889] утверждает, что радиогенный  $^{129}\text{Xe}$  в данное время представляет собой «единственное доказательство уцеления первичного газа» (источник ксенона оспаривается, однако, Фаналом и Канноном [274]).

4. В современной атмосфере  $^{40}\text{Ar}$  более обычен, чем  $^{36}\text{Ar}$  или  $^{38}\text{Ar}$ . Источником  $^{40}\text{Ar}$  является радиоактивный  $^{40}\text{K}$ , а источники  $^{36}\text{Ar}$  и  $^{38}\text{Ar}$  — первичные. Современный избыток  $^{40}\text{Ar}$  может представлять собой исторический остаток докембрийских ультраосновных пород и, следовательно, указывать на катастрофическую раннюю дегазацию [749, 629]. Отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  определялось в девонских кремнях Рини, возраст которых 380 млн. лет. Полученное значение настолько близко к современному, что исключает возможность одностадийной модели, характеризующейся *непрерывной* и значительной по величине дегазацией на протяжении всего геологического времени [115]. Напротив, оно служит доказательством двухстадийной модели, согласно которой за катастрофической, быстрой и ранней дегазацией последовал более поздний постепенный процесс выделения газов — такая же модель используется ниже для объяснения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

5. Содержание бора повышено в базальтах, которые были серпентинизированы в коре. Пресная вода по сравнению с морской содержит очень мало бора (соответственно 0,01 и 4 млн<sup>-1</sup>), несмотря на то что он постоянно удаляется из морской воды при образовании глинистых

минералов. Для того чтобы восполнить эти потери, требуется, вероятно, дополнительный источник бора [831]. Таким источником может быть бор ювенильных вод, переносимый с помощью серпентинизированных базальтов, которые при контакте с морской водой теряют его. В противоположность этой точке зрения Харрисс [365] дал представление о балансе масс бора, которое исключает подводный вулканизм в качестве его источника и предполагает, что «последний может быть ничтожным».

6. Баланс масс  $H_2O$ ,  $Cl$  и  $Bg$ , основанный на их присутствии в жидких включениях лав, позволяет предполагать, что время существования каждого из них близко к возрасту Земли [12, 13]. Это может указывать на непрерывную, постепенную дегазацию; данный вывод подтверждается подсчетами других балансов масс по  $Cl$  [723]. Однако возможная ошибка в измеренных величинах настолько значительна, что не исключена вероятность дегазации 80–90%, океанской воды на ранней стадии развития Земли, и только 10–20% от ее современного объема постепенно дегазировалось в течение последующих 2,5 млрд. лет до настоящего времени.

7. Обычный путь изучения истории атмосферы заключается в сравнении содержания элементов в ней и на Солнце. Из этого сравнения можно сделать вывод, что земная атмосфера значительно обеднена нерадиогенными редкими газами ( $Ne$ ,  $Ar$ ,  $Kr$  и  $Xe$ ), а также  $N$  и  $He$ . Если содержание элементов на Солнце представляет собой правильный выбор для сравнения, то следует заключение о том, что земная атмосфера должна быть вторичной [105] и ее образование происходило медленно в течение геологического времени. Однако первоначальное содержание элементов на Земле следует, по-видимому, сравнивать не с содержанием их на Солнце, а с содержанием в примитивном, сходном с земным веществе – в хондритовых метеоритах. Такое сравнение показывает, что нерадиогенные редкие газы в действительности сохраняются, а не уносятся солнечным ветром и т. д., и поэтому «в атмосфере Земли обнаруживается нормальный недифференцированный метеоритный набор элементов» [273]. Следовательно, современная атмосфера (за исключением  $O_2$ ) может рассматриваться просто как исторический остаток начальных условий (см. гл. 5).

Теперь разрешите рассмотреть ряд других данных, согласующихся с точкой зрения о том, что, хотя дегазация *частично* может продолжаться и в настоящее время, *большая часть* воды в современный океан поступила при очень быстром процессе дегазации на начальной стадии развития Земли.

1. При моделировании формирования химизма океана его современный состав был получен одновременным решением (с использованием ЭВМ) термодинамических реакций, управляющих химической эрозией «средней изверженной породы» [483]. Был получен вывод о том, что химическое равновесие устанавливается быстро. Это согласуется с тем, что известно о раннем химизме океана. Результаты моделирования описываются ниже в гл. 5 при обсуждении изменений химизма океана в течение геологического времени.

2. Минерал берилл обладает уникальным свойством концентрировать в процессе кристаллизации редкие газы в каналах, параллельных кристаллической оси *c*. Высокое содержание  $^{40}\text{Ar}$  и  $^4\text{He}$  в древних ( $> 2,5$  млрд. лет) бериллах по сравнению с содержанием их в более молодых ( $< 1,0$  млрд. лет) бериллах, которое на порядок ниже, указывает на значительную скорость дегазации до 2,5 млрд. лет назад [273].

3. Остаточная намагниченность, установленная в докембрийских породах, возраст которых колеблется от 2,5 до 2,7 млрд. лет, указывает на то, что образование ядра произошло раньше этого времени [360]. Действительно, геохимическая дифференциация архейских пород настолько значительна, что можно говорить, по существу, «о почти полной дифференциации ядро — мантия» в архее [148]. И «как только начинается процесс образования ядра, высвобождается достаточное количество гравитационной энергии, чтобы быстро довести этот процесс до кояцца, в результате чего должно происходить почти полное плавление мантии» [273]. Сказанное выше предполагает катастрофическую раннюю дегазацию.

4. Величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для архейских осадочных пород (3,8–2,5 млрд. лет) близки к таковым для мантии ( $\sim 0,703$ ; см. также стр. 193). Величины стронциевого отношения для более позднего времени находятся посередине между значениями для мантии и для богатых рубидием континентальных пород ( $\sim 0,720$ ). Этот факт объясняется тем [857], что значения для архейских осадочных пород характеризуют продукт выветривания архейских *мафических* «континентов» и океанических котловин, а более поздние по времени значения обусловлены смешиванием низких (базальтовых) и высоких (гранитных) величин стронциевого отношения [182].

Существование земной коры постоянного объема на протяжении последних 2,5 млрд. лет (но коры, которая постоянно образуется и затем эродируется и вновь циклически перерабатывается) может объяснить значительную разницу в изотопном составе стронция и свинца для океанической и континентальной коры ([16] и более ранние работы Армстронга). Скорость перемешивания вещества континентов, океанических котловин и мантии, предусматриваемая тектоникой плит, является достаточной для объяснения наблюдаемого характера распределения изотопов, обусловленного стабильностью системы в течение приблизительно 2,5 млрд. лет. Если рассматривать только изотопы свинца Северной Америки, то это приведет к выводу о том, что «основная масса Северо-Американского континента была сформирована в интервале времени 3500–2500 млн. лет назад» [637]. Если объем Мирового океана был близок к своему современному значению в течение примерно 2,5 млрд. лет (см. ниже), то это вместе с результатами, вытекающими из моделей изотопного перемешивания, логически приводит к выводу, свидетельствующему о дегазации Земли в основном на ранних этапах ее развития.

5. Содержания изотопов водорода и кислорода были измерены в

изверженных породах, которые испытали воздействие гидротерм или атмосферных вод. Среди образцов докембрийских гнейсов, возраст которых колеблется от 0,65–1,3 до 1,5–2,5 млрд. лет, самые древние из них имеют аномально низкие значения (дейтерия). Это дало возможность Тейлору [825] подтвердить представление о том, что вода, участвовавшая в метаморфизме этих пород, была «ювенильной». Этот автор писал: «Наличие такой  $H_2O$  может являться причиной низкого содержания дейтерия, если исключить сильную контаминацию этих древних гранитных магм гидроксильными минералами из субдуцируемой океанической плиты». Все более молодые породы имеют обычные изотопные значения. Поэтому Тейлор считает, что основное изотопное фракционирование происходило во время «начального этапа выделения высокотемпературных газов».

Подводя итог рассмотрению современных аргументов, имеющих отношение к дегазации глубин Земли, следует сказать, что постоянное, но очень слабое и медленное поступление ювенильного материала на поверхность Земли, как указывает ряд данных, продолжается и в настоящее время. Это, по-видимому, вполне реально, ибо, как писал Клауд [153], «первичная Земля не могла полностью потерять свою газовую составляющую, так как сухая планета неспособна на последующую тектоническую историю, наблюдаемую на нашей Земле». Главным доказательством все еще *продолжающейся* дегазации мантии является то, что состав газов в базальтах, изливающихся на дно океана, отличается от их состава в океане или атмосфере. Наиболее отчетливо это проявляется в 1) отношении  $^3He/^4He$  — вблизи границ плит отмечено значительное обогащение  $^3He$  по сравнению с фоновым его содержанием в атмосфере. Другие, менее надежные доказательства дегазации мантии основаны на изучении содержаний 2)  $^{20}Ne$ , 3)  $^{129}Xe$ , 4)  $^{40}Ar$  и 5) В. Кроме того, существуют 6) аргументы, вытекающие из баланса масс  $H_2O$ , Cl и Br, отобранных из жидких включений, и 7) представления о происхождении атмосферы, согласующиеся с «остаточной дегазацией».

Быстрая дегазация глубин Земли должна в результате привести к 1) относительно быстрому равновесию с химическим составом океана, подобному равновесию в океанах современности. Быстрая дегазация согласуется со всеми положениями, перечисленными выше, и подтверждается 2) обнаружением избытка летучих в образцах берилла, образовавшегося 2,5 млрд. лет назад и ранее, 3) формированием ядра (и, следовательно, полным плавлением мантии) раньше 2,7 млрд. лет назад, 4) балансом масс изотопов свинца и стронция и 5) содержанием дейтерия в древних гнейсах.

Главный вывод, поддерживаемый здесь, заключается в том, что основная часть мантии была дегазирована на раннем этапе истории Земли в интервале 4,6–2,5 млрд. лет назад. Это был основной период быстрой эволюции континентов и океанов. В дальнейшем земная кора и океаны лишь медленно и циклично перерабатывались.

## Гипсометрическая кривая

Кумулятивная кривая, показывающая, какой процент составляет поверхность Земли на различных уровнях, известна в качестве гипсометрической кривой (*gipco* = высота) (рис. 1-2, 1-3, табл. 1-1). Гипсометрическая кривая для Земли в целом имеет две ступени, что было установлено Джоном Мерреем из промеров глубины во время экспедиции на судне «Челленджер» более века назад. В начале двадцатого столетия Альфред Вегенер в своей книге «Происхождение континентов и океанов» [901] подчеркнул, что основной смысл гипсометрической

Таблица 1-1

### Распределение глубин в Мировом океане [565]

Глубина, км	Площадь		Кумулятивная площадь (области более мелкие, чем нижний предел интервала глубины)	
	10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	%	10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	%
0—0,2	27,123	7,49	27,123	7,49
0,2—1	16,012	4,42	43,135	11,91
1—2	15,844	4,38	58,978	16,29
2—3	30,762	8,50	89,740	24,79
3—4	75,824	20,94	165,565	45,73
4—5	114,725	31,69	280,289	77,42
5—6	76,753	21,20	357,042	98,62
6—7	4,461	1,23	361,503	99,85
7—8	0,380	0,10	361,883	99,96
8—9	0,115	0,03	361,998	99,99
9—10	0,032	0,01	362,031	100,00
10—11	0,002	0,00	362,033	100,00

Таблица 1-2

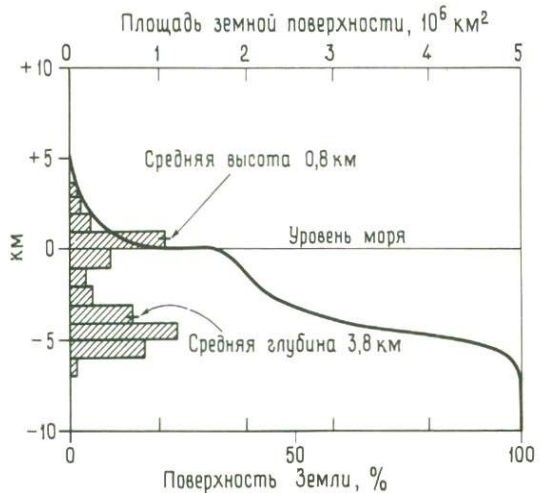
**Перекрытие континентальной коры мелководными морями для разных эпох перми (в %) [296]. Для сравнения современное перекрытие мелководными морями континентальной коры составляет приблизительно 28,3·10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>, или 16 %**

	Площадь мелководных морей, ·10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	Перекрытие континентальной коры, %	Уровень пермского моря относительно современного уровня моря, м	Млн. лет после начала перми
Пермь А	72	41	+250	14
В	65	37	+200	24
С	59	34	+170	38
Д	23	13	-40	46
Триас	61	35	+180	56

кривой состоит в наличии двух уровней, соответствующих породам различной плотности. Пологий участок на кривой вблизи уровня моря отражает наличие легких блоков, состоящих из гранитов (плотность

Рис. 1-2. Гипсометрическая кривая, показывающая кумулятивную площадь твердой поверхности Земли (в %) на любом данном уровне высоты или глубины [814].

Слева дан график частоты распределения высот и глубин для интервалов, равных 1 км. Отмечается концентрация поверхности Земли на двух уровнях: от 0 до +1 км и от -4 до -6 км.



≈ 2,8). Второй пологий участок на глубине около 4 км свидетельствует о тяжелых блоках, сложенных базальтами (плотность 3,3). Эти массы пород различной плотности и различного химического состава находятся в изостатическом равновесии относительно внешней оболочки Земли, в которой они «плавают». В противоположность гипсометрической кривой для Земли на аналогичном графике для Луны отсутствуют какие бы то ни было «ступени» (рис. 1-4). Это означает, что лунная поверхность не подразделяется на блоки, различающиеся по химическому составу и плотности. Поскольку заметная дифференциация

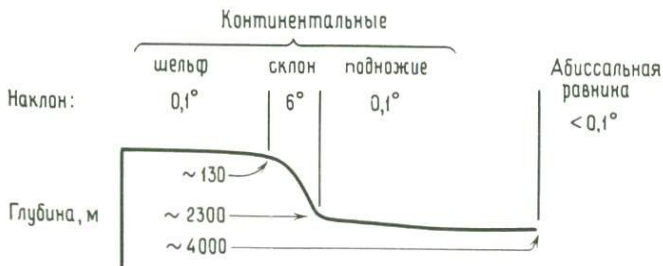


Рис. 1-3. Физико-географические регионы континентальной окраины [218, 251].

Отмечаются (см. текст) значительные вариации как в углах наклона, так и в глубинах для различных регионов.

лунной коры на блоки разного химического состава отсутствует, лунная поверхность равным образом не дифференцируется и на литосферные «плиты», как на Земле.

Анализ формы гипсометрической кривой в применении к геологии позволяет сделать несколько дополнительных выводов. Часть кривой, представляющая наибольший интерес для мелководных внутренних морей, заключена в интервале глубины между  $-200$  и  $+200$  м. В поздне-третичное время Африка, по-видимому, испытала подъем [77] относи-

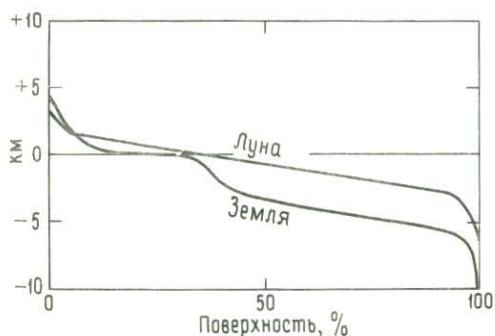


Рис. 1-4. Гипсометрическая кривая Луны по сравнению с кривой Земли [202].

На лунной кривой не видны предпочтительные уровни, тогда как на земной кривой их два: океанические котловины и континенты. На Луне отсутствуют процессы, ведущие к дифференциации ее коры по различным уровням.

тельно обеих Америк, Австралии и Европы. За исключением Африки, эвстатические колебания уровня моря должны приводить к трансгрессии, которая везде захватывает одинаковые площади, перекрывая 30–40% суши (рис. 1-5). Выше этой точки гипсометрические кривые для разных континентов сильно отличаются друг от друга. Поэтому если 75% одного континента было занято мелководным морем (как утверждает для Северной Америки в ордовике или в мелу), то на другом континенте площадь перекрытия могла быть меньше 40%.

В течение пермского периода размеры континентальных областей, занятых мелководными морями, уменьшились примерно от 45% в ранней перми до  $< 15\%$  в самом ее конце [735]. Для того чтобы изменения в занимаемой площади нашли отражение на современной гипсометрической кривой, требуется колебание уровня моря примерно на 310 м ([296], см. табл. 1-2). Бонд [76, 78], основываясь на гипсометрической кривой, оценил, что в мелу уровень эпиконтинентальных морей в соответствии с занимаемой площадью был на 200 м выше современного. Так как эрозия всегда стремится понизить континентальные блоки до базиса эрозии (уровня моря), то гипсометрическая кривая для перми или мела будет, очевидно, только приблизительно похожа на кривую для современности. В целом площадь, покрывавшаяся мелководными морями, может быть оценена по колебаниям уровня моря с использованием гипсометрической кривой.

Ширина любого отдельно взятого континентального шельфа может изменяться в соответствии с его тектоническим положением (доказано

Хейсом [369]). Движущиеся вперед края континентов<sup>1</sup> имеют узкие побережья (шириной менее 6,4 км) и связаны с молодыми горными хребтами. Ширина шельфов составляет менее 4,5 км, и для них обычно характерно скалистое дно. Стабильные в тектоническом отношении побережья тыловых краев континентов имеют в среднем ширину



Рис. 1-5. Гипсометрические кривые для каждого из шести континентов и для Земли в целом в интервале от  $-200$  м до до  $+1$  км [296].

Для всех континентов площади между краем континентального шельфа (взятым на уровне  $-200$  м) и наибольшей высотой суши приведены к 100%. Отмечается высокое положение Африки по сравнению с другими континентами, находящимися почти на одном и том же уровне.

около 18 км и характеризуются наибольшей частотой встречаемости битого ракушняка (но климатическое влияние, как обсуждается на стр. 198, может превалировать над тектоническим положением). Области с мощным осадочным чехлом имеют среднюю ширину 73 км и характеризуются распространением песка и глины. Следовательно, тектоническое положение играет важную роль в решении вопроса, является ли шельф местом эрозии или местом осадконакопления (обобщено Эмери [247]), и если справедливо последнее, то какого типа осадки на нем отлагаются.

Глубина перегиба шельфа значительно изменяется (от  $< 10$  до  $> 500$  м) и составляет в среднем 132 м [768]. У восточного побережья США глубина перегиба шельфа в настоящее время колеблется от почти 300 м для Лабрадора, где край шельфа, по-видимому, погружается для компенсации поднятия смежных участков суши (вследствие

<sup>1</sup> Т. е. края континентов, сопряженные с зонами субдукции, например западное побережье Южной Америки — окраины андийского типа; у тыловых краев континентов зоны субдукции отсутствуют — окраины атлантического типа. — *Прим. перев.*

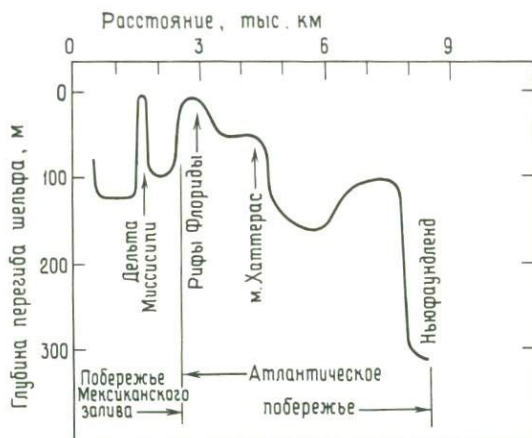


Рис. 1-6. Глубина перегиба шельфа между Лабрадором и западной частью Мексиканского залива [251].

Предполагается, что большие глубины перегиба шельфа на севере возникают в результате его погружения, когда смежная поверхность суши изостатически поднимается из-за снятия ледниковой нагрузки: меньшие глубины на юге обусловлены высокой скоростью накопления осадков.

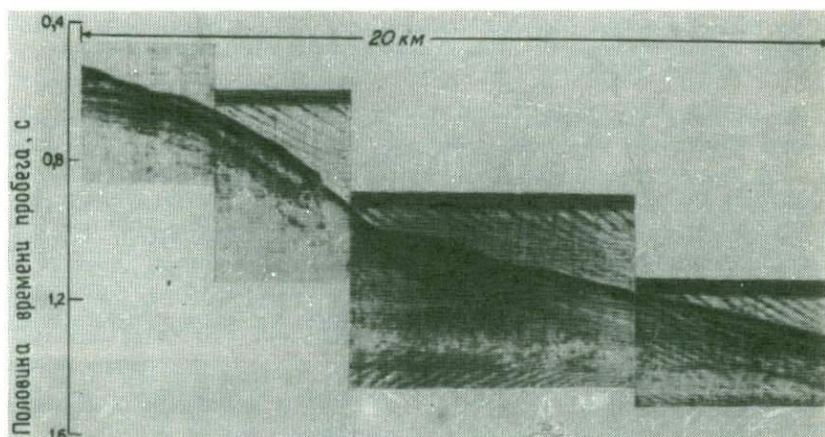


Рис. 1-7. Фотография сейсмического профиля с континентальной окраины юго-восточной части Новой Англии, иллюстрирующая оползание осадков при малом угле естественного откоса ([840], воспроизводится с разрешения «Пергамон Пресс» и Учупи).

За 1 с половины времени пробега сейсмическая волна проходит в воде 750 м, а в осадках — около 1 км. Время пробега используется в связи с тем, что скорости прохождения сейсмических волн меняются от горизонта к горизонту и точно неизвестны.

снятия нагрузки ледника), до  $< 10$  м там, где окончание шельфа надстраивает дельта Миссисипи (рис. 1-6). Значительные колебания существуют также в ширине шельфа вдоль одной и той же континентальной окраины.

Мористее перегиба шельфа находится континентальный склон (рис. 1-3), ширина и углы наклона которого также значительно варьируют (для западной части Северной Атлантики его средняя ширина составляет 100 км, а угол наклона  $\approx 6^\circ$  с колебаниями от  $3$  до  $12^\circ$  [251]). Наклоны склона порядка  $1-4^\circ$  являются, по-видимому, достаточными для интенсивного образования оползней (рис. 1-7, см. также работу Льюиса [498]). Напряжение отрыва оползня чаще всего может возникать под действием внутренних сил, таких, как землетрясения, но эффективное влияние оказывают также сильные течения, возникающие при максимальных половодьях, как, например, на реках Магдалена и Конго [379]. Эффект таких скалывающих напряжений на перемещение масс глубоководных карбонатных осадков может сильно повышаться за счет процессов растворения как для крупномасштабных обвалов и оползней, так и для смещений осадков вблизи берега [422].

Оползни перемещают большие массы осадков на нижнюю часть континентального склона и на континентальное подножие и могут являться главным механизмом, формирующим осадки у основания континентального склона. Палеоуклон осадконакопления может быть определен на основании информации о верхних и нижних уровнях дельт. Так, уклон дельтовых передовых слоев для аргиллитов Бордон (миссисипий) в Иллинойсе составляет  $6-19$  м/км ( $\sim 1^\circ$ ) и прослеживается на несколько километров [815]. Для шельфовых осадков верхнего кембрия на западном побережье США уклон был оценен в  $1-2$  м/км ( $\sim 0,1^\circ$ ) [509].

Изостатическое равновесие, ответственное за характер гипсометрической кривой, проявляется в небольших масштабах. Фогт [871] предположил, что высота вулкана ограничивается мощностью плиты, которая служит его изостатической поддержкой. Высота вулканов увеличивается при увеличении мощности океанической литосферы с удалением от оси хребта.

Общая двухступенчатая форма гипсометрической кривой будет оставаться без изменений до тех пор, пока существуют блоки различной плотности, которые «плавают» в мантии. Разница между абсолютными высотами «континента» и «океанической котловины» будет зависеть от разницы в их абсолютных плотностях (рис. 1-8). В случае слабой химической дифференциации между блоками в их плотностях будет существовать небольшая разница, и вследствие этого будут небольшими превышения в рельефе. В такой ситуации, с очень малыми превышениями, океанические «бассейны» будут мелкими. В настоящее время химическая дифференциация между континентальными и океаническими блоками весьма значительна, поэтому океанические котловины достаточно глубокие. Это находит также отражение в мощности континен-

тальной и океанической коры. В среднем при насыщении континентальных областей более легкими гранитами мощность их «корней» увеличивается. В то же самое время приращение легкого материала к континентам сопровождается обогащением океанической коры тяжелыми минералами, и мощность ее уменьшается. Поэтому, зная мощность континентальной коры и используя изостатические зависимости, можно

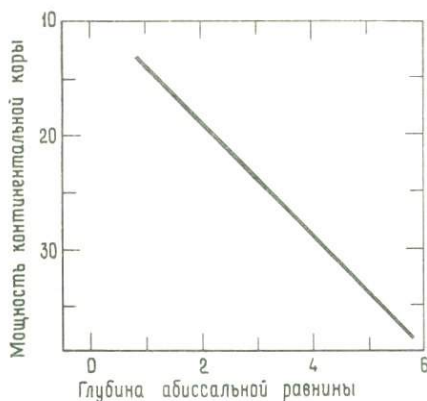


Рис. 1-8. График зависимости мощности континентальной коры (т. е. глубины до границы Мохоровичича под континентами при эталонной высоте их, равной 0,3 км над уровнем моря) от глубины абиссальных равнин в океанах, вычисленной из изостатического равновесия колонок земной коры [387].

Чем больше мощность континентальной коры, тем больше различие в плотности между континентами и океанами и тем глубже абиссальные котловины.

оценить разницу между средней высотой континента и средней глубиной океана.

Если известна средняя глубина океанических котловин, то тем самым определяется объем океана при условии, что размеры земного шара остаются неизменными. Следовательно, если мы сможем закартировать изменение мощности континентальной коры на протяжении геологического времени, то это позволит нам оценить как среднюю глубину океана, так и его средний объем.

## Мощность и распространенность континентальной коры

Возраст Земли составляет 4,6 млрд. лет, а возраст наиболее древних пород на 800 млн. лет меньше и равен 3,8 млрд. лет [584]. Поскольку для более древних пород вероятность быть уничтоженными эрозией или оказаться глубоко захороненными увеличивается, то, казалось бы, и не следует ожидать их многочисленных находок в интервале времени от 4,6 до 3,8 млрд. лет назад. Однако породы, возраст которых колеблется от 3,8 до 2,5 млрд. лет (архей), встречаются в Северной и Южной Америке, Гренландии, Скандинавии, Африке, Индии, Советском Союзе, Антарктиде и Австралии, и следовало бы ожидать находки более древних пород, если они существуют.

Одно из возможных объяснений отсутствия этих более древних пород заключается в том, что они существуют, но их нельзя обнару-

жить вследствие интенсивного метаморфизма, обусловленного «теплым событием», происшедшим 3,6 млрд. лет назад и «вновь пустившим» радиометрические часы. Некоторое подтверждение этого предположения было получено при исследовании древнейших пород в Северной Америке (гранито-гнейсы Миннесоты с возрастом 3,55 млрд. лет), которые внедрились в базальтовые лавы. Породы этого района «сходны с более молодыми породами земной коры и не представляют собой протокору» [335]. К тому же «даже древнейшие породы из Гренландии свидетельствуют о гетерогенном распределении U и Pb в период, предшествовавший 3800 млн. лет назад» [627].

Второе возможное объяснение отсутствия пород с возрастом от 4,6 до 3,8 млрд. лет заключается в том, что это был временной интервал, требуемый для формирования протокоры. Шоу [765] предположил, что вслед за формированием ядра и затвердеванием мантии вся Земля была покрыта тонким (14 км) слоем континентальной коры, залегающей на базальтах. Подсчеты продолжительности отрезка времени, требуемого для образования протокоры, дали значения от 0,5 до 1,0 млрд. лет.

Архейские породы представлены гнейсами и уникальной серией зеленых сланцев (метабазальты и андезитовые вулканиты), которые прорваны гранитами. Подсчитано, что эти породы занимают по крайней мере 20% площади современных континентов [258], а площадь Северной Америки 2,5 млрд. лет назад составляла по меньшей мере уже 50% от своих современных размеров (Муэлбергер в работе Клауда [147]). Ряд лавовых потоков имеет подушечное сложение и признаки закалки, указывающие на излияния ниже уровня моря. Результаты исследования фазовых взаимоотношений для древних перидотитов с возрастом 3,3 млрд. лет свидетельствуют о том, что температура их внедрения была равна 1650 °С, т. е. примерно на 400 °С превышала температуру, характерную для аналогичных типов пород, образующихся в настоящее время [346].

Если эта высокая температура на небольшой глубине является истинным индикатором существования в архейское время более высокого температурного градиента (см. стр. 150), то граниты, по-видимому, не способны были полностью отделиться от базальтовых пород. Следовательно, этот коровый материал среднего состава не был достаточно плотным, чтобы субдуцироваться в мантию [345] и, по-видимому, аккумуляровался на меньших глубинах по крайней мере до тех пор, пока протокора не достигала мощности 25 км [856]. При такой мощности в результате плавления коры должен выделяться гранитный ликвидус и продолжаться процесс дифференциации.

В течение архея вследствие уменьшения температурного градиента в коре разность в плотностях между базальтовыми и гранитными породами стала более значительной, и процесс переработки протокоры привел к разделению ее на современные континенты и океанические котловины. Вейзер (устное сообщение, 1978) отмечал, что модельные

расчеты [857] свидетельствуют о появлении в архее примерно двух третей современного объема гранитной коры. Основным физическим свойством, обеспечивающим течение этого процесса, является разность в плотностях, возникающая при уменьшении геотермального градиента, обуславливающего химическую дифференциацию пород.

Некоторые авторы предполагают, что в *самом начале* архея континентальная кора была более тонкой ( $\approx 20-25$  км), чем современная (38 км), и ее утолщение произошло в течение архея [159, 157, 345, 602, 824].

Примером такого предполагаемого утолщения коры, происшедшего на протяжении среднего – позднего архея, является район Саут-Пасс, зеленокаменный пояс юго-западного Вайоминга. В этом регионе мощность коры увеличилась от «15 км до по крайней мере 35 км за  $300-500 \times 10^6$  лет» [156]. Сходные выводы, свидетельствующие о последовательном увеличении мощности коры на щитах, были получены для архея Свазиленда в Южной Африке (обобщено Энгелом [258]) и для архейских гнейсов в Западной Гренландии [598]. Вместе с тем имеются расчеты, показывающие, что архейская континентальная кора с возрастом 2800 млн. лет в Западной Гренландии имела мощность «приблизительно 35 км» [904]; оценка основана на сосуществующих минеральных фазах этого метаморфического комплекса. Если это так, то архейская континентальная кора была, по-видимому, не намного тоньше современной – ее было только значительно меньше, пока не кончился архей.

Первое указание на крупное и раннее образование континентов дают значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Архейские гранито-гнейсы и зеленокаменные вулканы с возрастом  $\sim 2700$  млн. лет имеют значения, характерные для мантии, а не для более древних сиалических пород фундамента. Мурбат и др. [586] пришли к заключению, что «результаты исследований архейских пород Родезии вновь свидетельствуют об образовании континентальной коры в больших масштабах из мафической литосферы или верхней мантии на протяжении далеко отстоящих друг от друга отрезков времени в архее, когда континентальная аккреция явно преобладала над процессом переработки континентов».

Второе свидетельство того, что континенты в основной своей массе образовались на ранней стадии развития Земли, базируется на пространственном распределении современных вулканов, которое коррелируется с мощностью коры [871, 579]. Из пространственного расположения вулканов главного Северо-Американского зеленокаменного пояса (Абителиби в южной Канаде) следует вывод о том, что мощность коры была равна 34–45 км [919]. Эти значения, однако, на 5–10 км превышают наибольшие оценки, полученные на основании геохимических критериев.

В целом архейский интервал времени, по-видимому, маркирует развитие в широких масштабах континентальной коры мощностью 35–40 км. Образование типичных гранитов на больших площадях

началось в Южной Африке около 3,0 млрд. лет назад (см. работу Вейзера [856]); в дальнейшем скорость образования гранитов увеличилась, и примерно «50–60 % всех гранитоидов земной коры имеют возраст 2,7–2,6 млрд. лет» [692]. Скорость выплавки гранитов далее резко уменьшилась. Вследствие этого кривая скорости выплавки гранитов является сигмоидальной – типичная форма для кривой роста с насыщением (например, кривая роста бактерий в небольшом количестве питательной среды). Ограничивающим фактором при образовании гранитов может являться количество калия в коре. Процесс генерации гранитов быстро идет к завершению ( $\approx 2,7\text{--}2,5$  млрд. лет назад) по мере того, как расходуется необходимое «питательное вещество» коры, бывшей достаточно мощной  $\approx 3,0$  млрд. лет назад. В дальнейшем гранитизация сильно зависит от процесса переработки и вовлечения в новый цикл этого начального «питательного вещества».

Теперь рассмотрим, как утолщение коры влияет на объем воды в океане. Как показано на рис. 1-8, увеличение мощности коры от 15–20 км в раннем архее до примерно 35 км в конце архея соответствует увеличению глубины абиссальных котловин от 2 до 5 км. Это изменение в объеме океана отражается в резком изгибе кривой *B* на рис. 1-1. О мелководных условиях осадконакопления в архее свидетельствует развитие обломочных отложений, водорослевых горизонтов и трещин усыхания [873]. Следовательно, архейские континенты, подобно их современным аналогам, располагались на базисе эрозии.

Если это историческое обобщение в целом справедливо, оно полностью отрицает предположение о том, что в течение последних 100 млн. лет объем океана увеличился приблизительно на 25 % (или даже больше) (кривая *D* на рис. 1-1). К тому же существует мало данных (если они вообще есть), подтверждающих идею расширяющейся Земли [123, 798]. Напротив, представляется, что континентальная кора и объем океанов быстро увеличивались в течение архея, а последние 2,5 млрд. лет, как изображено на рис. 1-1, кривая *B*, объем океана оставался постоянным.

Несмотря на то что большая часть континентальной коры (если не вся) была сформирована 2,4 млрд. лет назад, в дальнейшем ее площадь несколько увеличивалась. Предполагается, что аккреция континентов происходила дополнительно при излиянии лав, которые выплавлялись из субдуцирующей в пределах островных дуг океанической коры. Эта кора в свою очередь возникла из мантии под срединно-океаническими хребтами [417]. Конди [158] подсчитал, что Северная Америка за последний миллиард лет увеличилась примерно на 20 %, а Роджерс [690] считает, что «новая сialь» позднепалеозойского – раннемезозойского возраста составляет примерно 5 % площади западной части Северной Америки. Следовательно, не следует сомневаться в продолжающейся аккреции континентов. Например, острова Кадьяк, расположенные к югу от Аляски, присоединились к коре после мезозоя [121]. И андезитовый вулканизм, «по-видимому, участвует как в процессе

роста коры при добавлении нового материала, так и в процессе фракционирования ранее существовавшей коры» [236].

Вопрос в том, насколько увеличились континенты в результате аккреции за последние 2 млрд. лет. Неясно, составляет эта величина 2, 20 или 40%. Остается открытым и вопрос о том, сопровождалось ли образование континентов их деструкцией и переработкой, хотя основная часть современных данных свидетельствует в пользу их постоянства [585].

Итак, архей представлял собой период, характеризующийся высоким геотермическим градиентом, повсеместным развитием магматизма и существованием немногочисленных континентальных платформ [807]. В дальнейшем он сменился протерозоем с присущими ему низким геотермическим градиентом, линейно расположенными магматическими зонами и крупными континентальными платформами и океанами, сопоставимыми с современными.

## Колебания уровня океана

Колебания уровня океана могут быть видимыми и истинными. Эвстатическими называются колебания среднего уровня океана, охватывающие весь его объем. Они не могут быть одинаковой величины повсеместно из-за неравномерного распределения гравитационного эффекта на поверхности океана [589]. К тому же континентальные шельфы сами по себе не являются фиксированными, и в их пределах наблюдаются многочисленные вариации в степени погружения и воздымания, наиболее поздние из которых связаны с нагрузкой, обусловленной ледниками, и с исчезновением ее при их таянии. Климат также оказывает влияние на объем океана посредством изменения режимов испарения — осаднения.

Существует по крайней мере шесть факторов, которые имеют значение с геологической точки зрения и которые могут привести к колебаниям (или видимости их) уровня океана. Главные колебания уровня океана, достигающие 100–500 м, могут быть обусловлены четырьмя возможными причинами (первые четыре из перечисленных ниже).

1. Перемещение воды из океана на континент и обратно соответственно при образовании и таянии ледников может служить причиной колебания уровня океана на 100–200 м и требует приблизительно 10 000–20 000 лет. Во время максимального распространения плейстоценовых ледников уровень океана был ниже, и в зависимости от особенностей конкретных участков побережья видимое его понижение могло колебаться от 60 до 150 м. При переходе от региона к региону эти величины, по-видимому, настолько сильно варьируют, что применять единую кривую эвстатических колебаний уровня моря для всех океанов с использованием современных данных не представляется возможным (Миллиман, устное сообщение, 1979). Если бы растаял весь лед в Грен-

ландии и Антарктиде, то уровень океана поднялся бы на 60 м. Периоды интенсивного образования ледников имели место четыре раза за последний миллиард лет (поздний докембрий, поздний ордовик — ранний силур, поздний карбон — ранняя пермь и миоцен — плейстоцен).

2. Вторая основная причина колебания уровня океана связывается со скоростью спрединга океанического дна, т. е. с процессом, который продолжается по крайней мере 1 млрд. лет, а возможно, и 2,0—2,4 млрд. лет. Когда материал наращивается на океанических хребтах, он является вначале разогретым и относительно плавучим. С течением времени литосферная плита отодвигается в сторону, охлаждается, становится более плотной, сжимается и опускается. Если скорость спрединга очень высокая, то океаническое дно на любом данном расстоянии от оси хребта не имеет достаточного времени для остывания, какое оно имело бы при «нормальных» условиях, и океаническое дно занимает относительно высокое положение. Так как объем воды в океане постоянен, то поверхность океана поднимается и океанская вода выплескивается на кратон. И наоборот, в те отрезки времени, когда скорость спрединга очень низкая, океаническое дно имеет больше времени для охлаждения по сравнению с «нормальными» условиями, поэтому оно погружается на большую, чем нормальная, глубину. Во время таких периодов воды стекают с континента в океанические котловины.

Решающим фактором в этом способе регулирования дна океана является изменение степени подкорового разогрева [703]. Само по себе образование океанического хребта (и вследствие этого смещение массы воды) не влияет на уровень океана, так как в условиях установившегося режима каждый кубический километр хребта, образовавшись, должен поглотиться. Поскольку не наблюдается ни полного затопления, ни полного осушения, можно сделать вывод, что образование материала на хребте и его дальнейшее поглощение должны происходить в стационарном режиме. Отчетливая связь изменений в скорости спрединга с колебаниями уровня океана в течение геологического времени была независимо друг от друга обнаружена несколькими исследователями в начале 1970-х гг. (обобщено Шопфом [735])<sup>1</sup>.

Изменение в скорости спрединга океанического дна может быть основным длительным фактором, контролирующим колебания уровня океана от 300 до 500 м в течение периодов времени, охватывающих несколько миллионов лет. Колебания уровня океана в перми возникли, по-видимому, за счет уменьшения скорости спрединга океанического дна на 5 см/год [296]. Бергер и Уинтерер [61] оценили, что «изменение в скорости спрединга на 10%, сохраняющееся в течение 10 млн. лет, приведет к изменению уровня океана на 20 м».

Желательно уметь отличать изменения уровня океана, обусловлен-

<sup>1</sup> В Советском Союзе к такому же выводу о причинах мировых трансгрессий и регрессий независимо пришел О. Г. Сорохтин в 1973 г. — *Прим. ред.*

ные оледенением, от изменений, связанных с вариациями в скорости спрединга. Колебания уровня моря, связанные с оледенением, изменяют плотность поверхностного слоя океана. В плейстоцене во время максимального распространения ледников соленость океана увеличилась примерно на 1 ‰ (см. стр. 190). При таянии ледников поверхностный слой океана благодаря талой воде должен иметь пониженную соленость. В соответствии с этим в течение периодов с максимальной плотностью поверхностного слоя вода опускается в океанические глубины, а в периоды с минимальной плотностью океан не обновляется в той же степени. Это различие может отражаться и в седиментации: в образовании соответственно измененных окисленных глинистых сланцев и неокисленных, богатых органикой сланцев. Возможно, что черные глинистые сланцы самых верхов ордовика северной части Великобритании характеризуют собой время отступления ледников в течение такого периода оледенения. Если это так, то видимая корреляция черных сланцев с трансгрессиями (Леггетт, устное сообщение, 1979) является просто побочным результатом уменьшения плотности поверхностного слоя океана при таянии ледников и подъеме его уровня.

3. Третьей возможной причиной крупных колебаний уровня океана является вытеснение воды материалом, образующимся при эрозии континентов. Для того чтобы поднять уровень океана на 1 м, необходимо сместить на 1 м его дно, площадь которого равна  $362 \times 10^{12}$  м<sup>2</sup>, или, другими словами, необходимо иметь  $362 \times 10^{12}$  м<sup>3</sup> породы. Один кубический метр породы (плотность 2,7 г/см<sup>3</sup>) весит  $2,7 \times 10^6$  г, и, следовательно, для подъема уровня океана на 1 м необходимо в целом иметь  $9,8 \times 10^{20}$  г породы. Среднегодовая скорость поступления осадков в океан (в доантропогенное время) равна приблизительно  $2,2 \times 10^6$  г (1,8 за счет механического осаждения и 0,4 за счет химического осаждения) [315]. Следовательно, для повышения уровня воды на 1 м при такой скорости денудации потребовалось бы 50 000 лет. Подъем уровня океана на 100 м с учетом этого механизма произошел бы за 5 млн. лет, что является в общем быстрым в масштабе геологического времени. Вытеснение воды при поступлении осадков уравнивается изостатическим опусканием седиментационных бассейнов под увеличивающимся весом отложений. Это опускание может сильно снизить эффективность данного метода определения колебаний уровня океана; дальнейший разбор темы представляется весьма дискуссионным, поэтому рассмотрение ее на этом заканчивается.

4. При осушении или заполнении крупных бассейнов, подобных Средиземноморскому, водные массы перемещаются в океан и из океана. Оценки показали, что полное осушение Средиземного моря (которое, по-видимому, имело место в позднем миоцене) могло повлечь за собой подъем уровня океана на 10 м [61] и опускание его на ту же величину при повторном заполнении. Изолированная Северная Атлантика в средней – поздней юре [751] была больше, чем современное Средиземное море, и обладала соответственно большим потенциалом для

изменения уровня океана. С заполнением Северной Атлантики при распаде континентов, вероятно, связана планетарная регрессия в конце келловоя или в самом конце юры.

5. Местные или региональные (но не планетарные) колебания уровня океана относят за счет двух причин (пункты 5 и 6). Первая из них заключается в том, что расхождения на графике возраст — глубина дна океана (стр. 58) могут быть вызваны изменениями высоты «выпуклостей» в подстилающей астеносфере [564]. Эти выпуклости имеют длину волны от 1000 до 2000 км и превышения в несколько сотен метров и могут служить для объяснения быстрых изменений на некоторых графиках возраст — глубина. На плитах, которые перемещаются вверх или вниз по таким выпуклостям, будут накапливаться осадки, отражающие подъем и опускание уровня океана. Это может служить объяснением для аномальных регионов (таких, как Тетис в самом начале перми), в которых осадконакопление продолжалось, в то время как другие регионы в пределах всех континентальных окраин поднялись над уровнем океана.

6. Фазовые изменения на границе Мохоровичича, соответствующие переходам от базальтов к экологитам, «дают многообещающую интерпретацию накопления больших мощностей мелководных осадочных отложений» [428]. Расчеты на ЭВМ показали, что котловины глубиной 500 м до начала воздымания могут аккумулировать от 4 до 6 км мелководных осадков, а котловины глубиной 1,5 км — от 7 до 10 км обломочных отложений. Модель пригодна для региональных бассейнов, но неприменима для обширных площадей (сводка в работе Уилли [935]).

Вопрос о колебаниях уровня океана в геологическом прошлом оставался одним из наиболее интересных на протяжении всего столетия. Многочисленные «корреляции» (правда, без какого-либо статистического подтверждения) связывали периоды горообразования со временем подъема уровня моря. Причинный механизм, теоретически обоснованный в настоящее время для этого, заключается в том, что периоды быстрого спрединга океанического дна соответствуют эпохам трансгрессий (по причинам, обсуждавшимся выше), а также периодам быстрой субдукции (которая в свою очередь ведет к более интенсивному горообразованию вдоль передовых краев континентов).

Ряд авторов представили данные по затоплению континентальных областей (в %) в течение геологического времени (табл. 1-3). Большинство из них согласно с тем, что эпохи максимальных трансгрессий относятся к среднему — позднему ордовику, среднему — позднему девону, среднему миссисипию, среднему пенсильванию и среднему — позднему мелу. Интервалы между трансгрессиями, главным образом отрезки времени, ассоциирующиеся с окончанием геологических периодов, обычно тесно связаны с эпохами максимальных регрессий. С общей закономерностью, заключающейся в том, что чем древнее трансгрессии, тем они крупнее, можно связать то, что более древние геологические

периоды имеют тенденцию быть более продолжительными [853]. Форма кривой уровня океана, несомненно, в значительной степени зависит от использования данных, полученных для последних 10 млн. лет (или около того) (очень короткий геологический интервал). Однако, если даже исключить эти данные и использовать только информацию по соответственно бóльшим геологическим интервалам, заметных тенденций в изменении мелководных морей по площади за геологическое время все же не обнаруживается.

Периоды крупных морских регрессий были также связаны с эпизо-

Таблица 1-3

**Подсчитанные площади фанерозойских эпиконтинентальных морей (в  $10^6$  км<sup>2</sup>) при современном уровне моря, принимаемом в качестве нулевой поверхности; в этих условиях перекрывается  $28,3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> континентальной коры, общая площадь которой составляет около  $176 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> ([756], см. также работу Ронова и др. [693])**

Стратиграфический интервал	Подсчитанные площади, $10^6$ км <sup>2</sup>		
	по Ронову	по Страхову	по Терье
Q	5	2	0
N	—	—	10
P	45	33	20
K <sub>2</sub>	62	55	35
K <sub>1</sub>	42	24	28
J <sub>3</sub>	33	39	27
J <sub>2</sub>	28	—	26
J <sub>1</sub>	24	—	24
T <sub>3</sub>	22	27	16
T <sub>2</sub>	20	—	22
T <sub>1</sub>	17	—	18
P <sub>2</sub>	21	19	21
P <sub>1</sub>	37	—	38
C <sub>2</sub>	38	50	31
C <sub>1</sub>	48	53	42
D <sub>3</sub>	52	59	33
D <sub>2</sub>	54	—	42
D <sub>1</sub>	22	—	28
S <sub>2</sub>	—	—	55
S <sub>1</sub>	—	—	52
O <sub>3</sub>	—	—	34
O <sub>2</sub>	[60]	72	55
O <sub>1</sub>	—	—	40
Є <sub>3</sub>	[56]	65	44
Є <sub>2</sub>	—	—	42
Є <sub>1</sub>	—	—	45

дами вулканизма [587]. Предполагаемый механизм заключается в том, что при *регрессии* морской воды с континентальной окраины происходит изостатическая отдача и окраина выпрямляется. Это в свою очередь может служить «спусковым механизмом» для напряжений в нижней литосфере, которые вызывают вулканизм. В противоположность этому крупные морские *трансгрессии* могут быть связаны с периодами



Рис. 1-9. Кривая изменений уровня моря для фанерозойского времени [843].

Обращает на себя внимание, что трансгрессии выглядят очень медленными, а регрессии – очень быстрыми. П – поздний; С – средний; Р – ранний.

быстро спрединга океанического дна, которые в свою очередь должны приводить к более быстрой субдукции и более интенсивной орогении [839]. Четкого ответа на вопрос о причинных связях между колебаниями уровня океана и вулканизмом не существует.

Известен очень простой, но эффективный путь получения на глобальной основе данных об абсолютных колебаниях уровня океана. Глобальные реконструкции континентов наносят на равноплощадную проекцию, затем 1) отмечают регионы, характеризующиеся развитием

морских осадков, 2) разделяют всю карту на участки моря и суши и 3) оценивают их соотношение. Исходя из общей суммы, можно затем подсчитать, какой процент площади материков был занят морями. Далее, используя гипсометрическую кривую, можно легко определить высоту уровня моря, необходимую для того, чтобы известная часть материков была им перекрыта. Прделав эту операцию через последо-

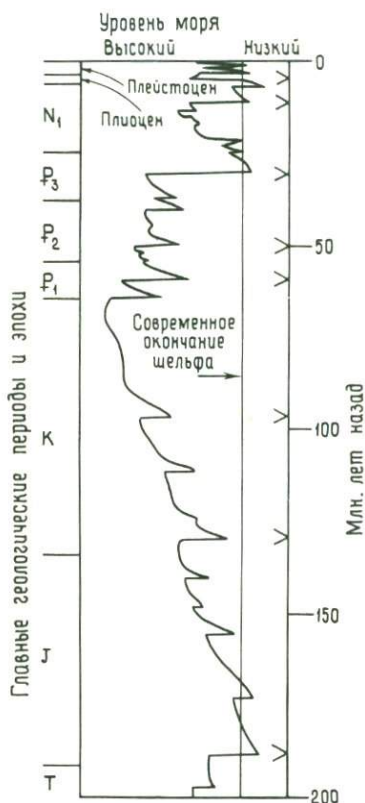


Рис. 1-10. Кривая изменений уровня моря для последних 200 млн. лет [843].

Стрелками вдоль вертикальной оси отмечены главные изменения уровня моря. Следует отметить, что трансгрессии выглядят очень медленными, а регрессии — очень быстрыми.

вательные, примерно равные интервалы времени, можно построить график изменений уровня океана. Чем продолжительнее выбран временной интервал, тем больше, по-видимому, будет степень распространения трансгрессий (см. стр. 80). Но чем короче интервал, тем больше подчеркиваются «локальные» факторы перекрытия суши морем и т. п. Вероятно, уровень геологического яруса, т. е. интервал времени, часто равный приблизительно 10 млн. лет, является оптимальным для анализа, если учесть современный уровень геологических данных.

Этот метод эффективно был использован при изучении последовательной серии ярусов перми и мела (см. стр. 20—21); когда же станут

возможными более точные реконструкции континентов для других интервалов геологического времени, тогда именно этот метод следует выбрать для определения колебаний уровня океана в глобальном масштабе. Точность его, вероятно, ниже  $\pm 10-20\%$ , но лучшего метода не существует, а при использовании глобальных данных он уменьшает традиционное доверие к некоторым хорошо изученным геологическим разрезам. Даже детальный и тщательный анализ колебаний уровня океана в ордовике и силуре, выполненный Мак-Керроу [551] (и основанный, по существу, на корреляции разрезов с синхронными изменениями в сообществах брахиопод разной глубины обитания), должен быть пересмотрен, чтобы выделить для каждого разреза локальные, региональные и глобальные изменения. Корреляция разрезов нередко оказывается весьма спорной, и в любом случае отсутствуют количественные данные относительно степени перекрытия суши водой или данные по абсолютным колебаниям уровня океана.

Вейл, Митчум и Томпсон [843] использовали геологическую интерпретацию сейсмических профилей (т. е. акустическую стратиграфию) в качестве доказательства синхронности глобальных колебаний уровня океана. Их интерпретация относительного (но не абсолютного) положения уровня океана показана на рис. 1-9 для фанерозоя и с большей детальностью на рис. 1-10 для интервала времени от юры до современности. Этими авторами даются наиболее детальные из всех известных предсказания изменений уровня океана для мезозоя и кайнозоя. В каждый момент, как считается, понижение уровня океана происходило довольно быстро, а подъем относительно медленно. Это может быть частично обусловлено тем фактом, что регрессии не фиксируются до тех пор, пока уровень океана не понизится до такого положения, когда сразу начинают размываться грубозернистые осадки за перегибом шельфа на большей глубине. Несмотря на то что многие (если не большинство) колебания уровня океана объясняются на основании одного или ряда механизмов, приведенных выше, причины некоторых регрессий остаются пока необъяснимыми (например, глубокая глобальная регрессия в раннем олигоцене).

## Краткое содержание

Наиболее важными темами этой главы являются: 1) представления о скорости поступления морской воды в океан и значение данных по отношению  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , которые показывают, что дегазация мантии все еще продолжается; 2) гипсометрическая кривая и возможность использования этого простого графика для определения объема океана и основных особенностей структуры Земли; 3) значение определения мощности континентальной коры для установления объема океана; 4) основные причины колебания уровня океана в интервале от  $10^3$  до  $10^6$  лет на величину от 100 до 500 м.

Двадцать пять лет назад Руби дал теоретическую основу дегазации мантии, и с тех пор эта тема стала центральной в вопросе о происхождении и эволюции морской воды. Остается открытым и вопрос о том, какова *скорость* дегазации. В настоящее время, как показано наиболее убедительно для  $^3\text{He}$ , дегазация еще продолжается с очень низкой скоростью. Тем не менее почти вся океаническая вода образовалась, по-видимому, при дегазации в течение архея (ранее 2,5 млрд. лет назад). На протяжении этого времени первичная континентальная кора увеличилась более чем в два раза и достигла своего современного распространения. Поскольку континентальная и океаническая кора находятся в изостатическом равновесии, океанические котловины опустились на одинаковую в среднем глубину, которая наблюдается и в настоящее время. Графики роста континентальной коры и объема воды в океанических котловинах могут описываться сигмоидальной кривой — типичной кривой роста в системах с ограниченным «питательным веществом».

Несмотря на то что объем океана, по-видимому, существенно не менялся за последние 2,5 млрд. лет, уровень его испытывал колебания на величину до первых сотен метров в зависимости главным образом от оледенения и скорости спрединга за периоды от нескольких тысяч до первых миллионов лет. Необходимо еще установить связь (если она существует) между вулканизмом и колебаниями уровня океана, а также определить кривые колебания уровня моря в докембрийское время.

## Глава 2

# БАТИМЕТРИЯ

---

О факторах, ответственных за распределение элементов в осадках, трудно судить, поскольку распределение часто является результатом неравновесных процессов.

*Д. У. Спенсер, Е. Т. Дегенс  
и Дж. Кульбицки, 1968*

Существуют многочисленные утверждения относительно первоначальной глубины осадконакопления, и сильное увеличение глубины океана рассматривалось даже в качестве основного фактора, приводящего к эволюционному разнообразию многоклеточных форм жизни [481]. К сожалению, большинство этих утверждений не обосновано и не подкреплено количественными наблюдениями, которые в зависимости от обстоятельств свидетельствовали бы о существовании «глубин» или «мелководья». В действительности палеобатиметрию очень трудно определить, поскольку критерии для установления абсолютной глубины, по-видимому, существуют только для трех общих случаев: для береговой линии, эйфотической зоны и гребня срединно-океанического хребта. Можно определить, к какому из этих трех случаев принадлежит осадки, и это часто бывает лучшим, что можно сделать.

В общем глубина океана и «энергия» осадконакопления связаны между собой. Осадкам приписываются условия образования с «низким энергетическим уровнем» (более глубокие) и «высоким энергетическим уровнем» (более мелкие). Поэтому первой темой данной главы является «энергия». Затем обсуждаются различные методы, которые используются для определения батиметрии. Последовательно рассматриваются седиментологические критерии (распределение частиц по размерности, знаки ряби, литология и осадочные разрезы), геохимические, минералогические и биологические критерии. Обсуждение батиметрии естественно подводит к теме общих режимов осадконакопления. Поэтому заканчивается глава сопоставлением континентальных шельфов с краевыми морями как моделью для древних эпиконтинентальных морей.

## Энергия

Когда речь идет о мелководном «высокоэнергетическом режиме» или глубоководном «низкоэнергетическом режиме», обычно имеется в виду только то, что в первом случае отложения являются грубозернистыми, а во втором — тонкозернистыми. Такое различие разумно, хотя оно и чисто качественное. В действительности же подразумевается сила течения, которая должна существовать, чтобы осаждались частицы определенного размера.

В чисто качественном понятии приблизительно половина механической энергии, которая диссипируется в прибрежной зоне, обусловлена

ветровым волнением, а другая половина – приливными течениями в мелководных морях (табл. 2-1). *Основание волны* представляет собой глубину, на которой поверхностные волны начинают «чувствовать дно»; эта глубина равна приблизительно половине их длины. Основание волны может опускаться при крупных штормах до 200 м, но обычно оно составляет 20 м или меньше, как, например, у восточного побережья США [245]. У основания волны диссипируется менее 5% ее энергии [200].

Таблица 2-1

**Оценки естественных скоростей диссипации механической энергии на мелководье Мирового океана (в  $10^9$  кВт;  $1$  кВт =  $10^{10}$  эрг/с) [412]**

Источник	Скорость
Ветровое волнение в прибойной зоне побережья	2,5
Приливные течения в мелководных морях	2,2
Крупномасштабные океанические течения в мелководных морях (Гвианское течение у северо-восточного побережья Южной Америки – 0,13; Фолклендское течение у берегов Аргентины – 0,03)	0,2
Все остальные источники (давление ветра на пляже – 0,01; внутренние волны – 0,01; краевые волны; сейши на шельфе; цунами; реки, впадающие в океаны)	0,1
Сумма	5,0

Энергетически более важным, чем основание волны, является *основание прибоя*, т. е. глубина, на которой у волны появляется гребень и возникает бурун. Прибойные волны образуются, когда глубина составляет приблизительно три четверти высоты волны. Примерно 95% энергии волны расходуется на этот процесс. Только в исключительных случаях основание прибоя бывает больше 5 м.

Одним из точных способов оценки «энергии» является определение высоты прибоя; именно она может быть измерена вдоль береговой линии. Зона с высоким энергетическим уровнем определяется [820] как зона, в которой высота прибоя превышает 50 см; для зоны со средним энергетическим уровнем это значение колеблется от 10 до 50 см; для зоны с низким энергетическим уровнем высота прибоя составляет менее 10 см. С точки зрения воздействия прибоя на осадки «нулевым энергетическим» пределом является волна высотой 3 см. Для побережья от мыса Хатгерас до оконечности Флориды высота прибоя максимальна (от 75 до 100 см) в местах наиболее узкого шельфа. Высота прибоя может быть также выражена в единицах измерения волновой силы ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ). Кукал [480] предположил, что значения около  $100 \text{ кг}/\text{м}^2$  характерны для внутренних морей, максимальные величины, равные

8450 кг/м<sup>2</sup>, — для открытого океана и минимальные, составляющие 10 кг/м<sup>2</sup>, — для крупных рек. В геологической литературе термин «энергия» почти никогда не используется в том количественном значении, в котором он обсуждается в этом параграфе.

С точки зрения батиметрии «энергия» определяется лучше всего через скорость воды (в см/с), которая необходима для переноса частиц определенного размера. Сложение этой скорости пропорцио-

Таблица 2-2

**Сводка структурных особенностей поверхности песчаных зерен в условиях высокого и низкого энергетического уровня [476]**

Высокий энергетический уровень (прибой)	Пляж со средним и низким энергетическим уровнем
I. V-образная форма, неправильная ориентация а) средняя глубина 0,1 мм б) плотность V-образных структур равна 2 на 1 мм <sup>2</sup>	I. Эшелонированная V-образная насечка при низком энергетическом уровне; с увеличением энергии эшелонированные структуры сменяются произвольно ориентированными V-формами. Постепенный переход между признаками, характерными для песчаных зерен в условиях высокого и низкого энергетического уровня
II. Прямые или слабоискривленные бороздки	
III. Блоково-раковистый излом	

нально частям геологического разреза осадков данной размерности, суммированное по всем классам размерности в образце, дает «оценку энергии» для этого образца. Вишер [868] предположил, что построением изолиний этих значений можно получить «карту энергии».

Энергия, сообщаемая осадкам, влияет на размер частиц, которые оседают, на степень их сортировки и окатанности, на структуру их поверхности, отношение алеврит/глина и на типы фауны и флоры, способные существовать в данном регионе. Для классификации «энергетических» режимов используются все эти факторы. С увеличением энергетического уровня увеличиваются размерность осадка и отношение алеврит/глина, может улучшаться сортировка, возрастает окатанность, увеличивается распространенность фильтрующих организмов (и уменьшается распространенность илоедов); все это отражает «стадии зрелости» [288], или «энергетический индекс». На основании этой схемы удалось, по-видимому, отличить лагунные, баровые и бассейновые отложения (т. е. общую батиметрию) для юрских известняков Смаковер и Хейнсвилл [651].

Относительная «энергия» определяется также по оценке поверхностных структур песчаных зерен. Если песчаные зерна образовались в условиях прибоя, то при сканировании электронным микроскопом видно, что характерные для них V-образные формы ориентированы

незакономерно [476]. Там, где волновое воздействие менее интенсивно, обычно наблюдаются *шлепированные* структуры. Степень выветривания, как показано в табл. 2-2, также является функцией высоты волны («энергии»). Признаки химического выветривания заметны

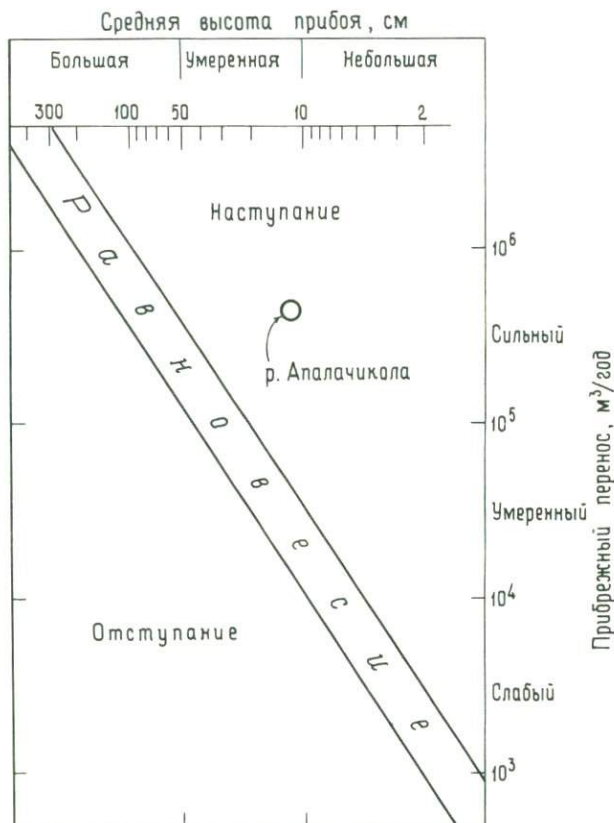


Рис. 2-1. Диаграмма зависимости энергии волны (в единицах средней высоты прибоя) от объема переносимого песчаного материала [821].

Кружком обозначена дельта Апалачиколы, в которой количество материала, переносимого к побережью, настолько велико, что волны и течения не справляются с ним. Данные для других прибрежных областей пока отсутствуют.

практически на 100% песчаных зерен в условиях «низкого энергетического уровня», для которого средняя высота волны составляет менее 10 см. Следы механического воздействия преобладают на песчаных зернах в условиях «высокого энергетического уровня», где средняя высота волны превышает 50 см. К сожалению, в процессе диагенеза поверхности песчаных зерен изменяются. Поэтому, хотя и делается

вывод о наличии золотых песков в породах кембрийского возраста, наиболее древний случай обнаружения золотой поверхностной структуры известен для песчаников раннего триаса [477]. Это означает, что измерение «энергии» по характерным поверхностным особенностям можно использовать главным образом для мезозоя и кайнозоя.

Все рассуждения относительно «энергии» основываются на предположении о наличии равновесных условий между запасом «энергии» и поступлением осадка. Один из способов обобщения зависимости между поступлением осадка и энергией осадконакопления показан на рис. 2-1. Энергия волны, выраженная средней высотой прибоя, зависит от поступления осадочного материала. Если точка находится в верхней правой части рис. 2-1, то «исторические» («направленные») факторы будут более значительными, чем воздействие любого данного режима волнения. Остается неизвестным, почему многие прибрежные осадки не находятся в равновесии с современными местными «энергетическими» условиями. Следует отметить, что до сих пор обычно используются качественные оценки «энергии» (и батиметрии), но существуют и должны более широко применяться и количественные методы.

Наиболее важным из представленного в этом разделе является то, что: 1) понятие «энергия» используется геологами в широком смысле и неточно; вместо этого необходимо приводить сведения о силе течения, так как оно является именно тем, что обычно подразумевается под «энергией»; 2) 95% потерь энергии происходит на основании прибоя (обычно менее 5 м); 3) всякое обсуждение «энергии» подразумевает применение условий равновесия, тогда как в действительности исторические аспекты, т. е. факторы направленного развития, могут подавлять местные процессы.

## Распределение зерен по размерности: ожидание

Существует обширная литература по использованию статистических параметров осадков для того, чтобы различать обстановку осадконакопления в целом и батиметрию, как один из ее аспектов. Здесь я коснусь результатов, ожидаемых при изучении размерности осадков, а в следующем разделе приведу опубликованные примеры. В первую очередь будет рассмотрено нормальное распределение размерности частиц, затем последует обсуждение отклонений от нормального распределения и их значения. Классификация гранулометрического состава осадков дана в приложении.

В большинстве случаев при гранулометрическом анализе не наблюдается отсутствия каких-либо фракций [766]. Однако иногда гранулометрический состав осадков или осадочных пород отклоняется от нормального, или Гауссова, или (проще говоря) колоколообразного распределения, и эти примеры дают дополнительную информацию о происхождении осадков.

Существуют три основных объяснения значительного отклонения гранулометрического состава осадков от Гауссова распределения.

1. Прямое раскалывание вдоль плоскостей трещиноватости или слоистости должно приводить к образованию гравия, дезинтеграция зерен — к образованию песка, а химическое разложение и измельчение чешуек дают в результате глинистую фракцию [289]. Эти различные процессы выветривания могут являться причиной дефицита зерен промежуточных размеров, с приблизительной размерностью гранулы (0 до  $-2\phi$ ) или тонкого алеврита (3 до  $5\phi$ ). Спенсер [789] предположил, что «все обломочные осадки являются, по существу, смесями трех или менее основных популяций частиц логнормальной размерности». Основными популяциями являются:

- а. «Гравий» с медианой от  $-3,5$  до  $-2\phi$  единиц и стандартным отклонением от 1,0 до  $2,0\phi$  единиц;
- б. «Песок» с медианой от 1,5 до  $4\phi$  единиц и стандартным отклонением от 0,4 до  $1,0\phi$  единиц;
- в. «Глина» с медианой от 7 до  $9\phi$  единиц и стандартным отклонением от 2 до  $3\phi$  единиц.

Тенденция модальных концентраций фиксироваться в этих трех размерностях благодаря типу исходного материала была названа принципом Сорби по имени предложившего его Генри Клифтона Сорби (1826—1908).

2. При различных процессах разрушения образуются частицы различной формы, которые, однако, могут быть только определенных размеров. Откалывание и дробление крупных зерен дают в результате угловатые обломки. При уменьшении размерности материала абразия значительно увеличивается, что приводит к окатанности частиц главным образом в интервале размерности от 32 до 128 мм [69].

3. Изменение в способе переноса частиц будет отражаться на степени сортировки и других статистических параметрах осадочных отложений [708]. Это относится почти ко всем осадкам, так как они состоят из смеси материалов двух или более размерностей, каждый из которых сам по себе распределен нормально [292]. Как показано на рис. 2-2, материал, перемещающийся посредством качения или волочения, т. е. *твердый сток волочения*, представлен главным образом частицами размером от 0 до  $2\phi$ ; материал, который периодически суспендируется, т. е. *сальтирующий твердый сток*, охватывает в основном частицы размером от 2 до  $3,5\phi$ , и непрерывный *суспензионный твердый сток* включает в себя взвешенный мелкозернистый материал. Эти способы переноса зависят от скорости воды и отмечаются обычно в условиях «типичных пляжей». Наблюдаемые «перегибы» в наклоне кривой гранулометрического состава объясняются скоростью скольжения потока [573]. Действительно, Миддлтон полагает, что «наблюдаемые «перегибы» следует объяснять гидравлической сортировкой».

Действующие силы переноса изменяют главным образом более

мелкозернистый и грубозернистый спектры гранулометрического состава осадков, поэтому наибольший интерес при установлении природы последних представляет происхождение хвостов распределения. Так как процессы диагенеза преимущественно и в значительной степени увеличивают количество материала самой тонкой фракции, особого внимания заслуживает характеристика неизмененного, самого грубозернистого окончания распределения.

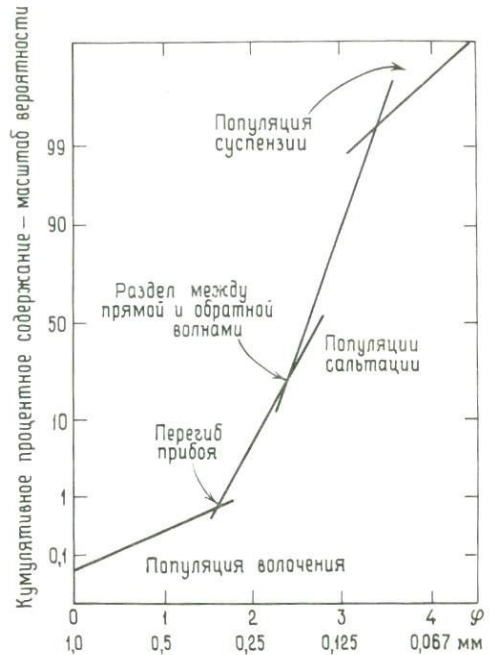


Рис. 2-2. Зависимость между размерами зерен и способом переноса осадка [869].

Следует отметить, что обоим окончаниям графика соответственно для грубого и тонкого материала отвечают небольшие количества осадка, но в широком диапазоне размерности, поэтому они гораздо хуже сортированы, чем промежуточные популяции сальтации.

Для заключения о способе осадконакопления в целом наряду с графиками гранулометрического состава осадков часто используется ряд их статистических параметров. Обычно определяются следующие параметры: медианный диаметр, стандартное отклонение, сортировка, симметрия (отклонение) и пики диаметров (экссес). График зависимости  $S$  (диаметр частицы, относительно которого более крупные зерна составляют 1%) от  $M$  (средний размер зерна) используется для того, чтобы определить способ переноса [635]. Принцип этого заключается в том, что при смене способа переноса от волочения к суспензионному потоку оба значения: и  $S$ , т. е. размерность частиц, относительно которых более крупные зерна составляют 1%, и  $M$  — медианный диаметр — уменьшаются. Поэтому если  $S$  и  $M$  были получены для каждого из 20–30 образцов, представляющих все структуры в оса-

дочной единице (вплоть до нескольких метров мощностью), то можно увидеть, насколько однородным был способ переноса для этой единицы.

С увеличением глубины силы переноса, как правило, ослабевают. При равновесных условиях это должно найти отражение для большинства отложений пляжей в уменьшении как среднего, так и максимального размеров зерен, при которых они могут переноситься. Однако так же, как и при интерпретации «энергии», интерпретация размерности подчиняется ограничениям, которые накладываются осадками, *доступными* для переноса, — исторический фактор в системе равновесия.

При оценке батиметрии особенно важно определить отложения береговой линии. Поэтому давайте рассмотрим, что произойдет в типичных условиях с отложениями пляжей, размерность которых распределяется нормально вокруг некоторой средней величины (рис. 2-3) и которые состоят из частиц одинаковой формы. Прибой разбивается о пляж, взмучивает отложения, накатывается вверх по склону, частично просачивается в осадки и стекает менее сильным обратным потоком к урезу воды. Чем больше высота волны, тем больше нарушение отложений. Первоначальный бурун прибоя должен переносить более грубые частицы с пляжа в зону прибоя (рис. 2-3, *A* и *A'*). Изгиб в наклоне диаграммы гранулометрического состава для ее грубозернистой части (рис. 2-2) называется «изгибом на прибое». Отложения прибойной зоны являются поэтому отрицательно симметричными и очень плохо сортированными.

В осадках средней части пляжа (рис. 2-3, *B* и *B'*) отсутствует большая часть грубозернистой массы, и они лучше сортированы, чем осадки прибойной зоны. Когда осадки средней части пляжа переносятся ветром на соседнюю дюну, сзади остаются более грубые частицы. Отложения дюны (рис. 2-3, *C* и *C'*) исключительно хорошо сортированы, потому что прибой со средним и высоким энергетическим уровнем предварительно отсеивает мелкую фракцию, а ветер не способен переносить грубозернистый материал и оставляет, таким образом, нетронутыми частицы средних классов размерности. Дальнейшая транспортировка дюнного материала в золую низину (рис. 2-3, *D* и *D'*) должна приводить к постепенной аккумуляции тонкозернистого материала с получающимся в результате этого положительным отклонением и сопутствующим ему постепенным выполаживанием кривой распределения размерности.

Предполагается, что степень окатанности частиц связана с частотой и интенсивностью их соударений. Воздух является менее плотным и перемещается быстрее, чем вода. Легкий бриз дует со скоростью несколько сотен сантиметров в секунду ( $50 \text{ см/с} \approx 1 \text{ узел}$ ), в то время как вода редко движется со скоростью, превышающей  $100 \text{ см/с}$ . В соответствии с этим частицы прибрежных дюн, переносимые береговыми ветрами, должны в большей степени подвергаться соударениям и поэтому быть более окатанными, чем одинаковый по размерности материал на соседнем пляже. От подводной части пляжа к прибойной

зоне и далее к дюне и береговому валу окатанность зерен увеличивается на 10–20% [771, 888].

Перенос реками материала от ливня к ливню, от сезона к сезону и от года к году является очень неравномерным. Поэтому речные отложения могут содержать чрезвычайно грубый материал (при паводковом сезоне) и большое количество глин и алевритов (осаждающихся



Рис. 2-3. Объяснение изменений в размерности осадка в различных обстановках осадконакопления в соответствии с равновесной моделью для прибоя с умеренным энергетическим уровнем и берегового ветра [537].

Пунктирная кривая представляет собой нормальное распределение постоянной формы, помещенное в постоянное положение для того, чтобы служить в качестве эталона. Сплошная линия в верхнем ряду изображает кривую частоты встречаемости, полученную из анализа экспериментальных данных; внизу сделана попытка объяснить, почему кривые для фактических проб отклоняются от эталонной кривой. Мейсон и Фолк предположили, что ядро популяции с нормальным распределением образует большую часть объема всех проб и что различие между пробами (выражающееся как отклонение от нормального распределения) вызвано добавлением или удалением зерен вблизи окончаний данного ядра популяции.

в засушливый сезон). Следует ожидать, что речные осадки должны иметь значительные хвосты в грубой и мелкой фракциях и быть сортированы намного хуже, чем осадки пляжей. Аллювиальные конусы выноса по сравнению с реками находятся ближе к источникам питания, и сортировка их может быть даже хуже, чем у речных отложений. Турбидиты отлагаются из материала, который переносится при одиночном импульсе энергии, и поэтому предполагается, что для таких осадков перегибы в наклоне линии гранулометрического состава отсутствуют.

В общем анализ гранулометрического состава при оценке батиметрии позволяет определить наличие береговой линии или осадков пляжей. Гранулометрический состав почти всех осадков представляет собой смесь гравийной, песчаной и глинистой фракций, каждая из которых образуется и переносится разным способом. Грубый материал образуется при разрушении породы и переносится в твердом стоке волочения; материал средней размерности возникает в результате механической абразии и перемещается при сальтации; тонкий материал образуется в процессе химического разложения и транспортируется

в виде суспензии. Эти три фракции отражены тремя отрезками на графиках зависимости размерности осадков от их распространенности. Степень сортировки и связанные с ней статистические параметры могут свидетельствовать о том, является ли осадок морским или субаэральным и если морским, то образовался ли он далеко от берега или в литоральной зоне.

## Распределение зерен по размерности: результаты

Некоторые из предсказанных тенденций, касающихся гранулометрического состава осадков, подтверждаются. Тем не менее в зависимости от механизма переноса для любой данной обстановки осадко-накопления (табл. 1 в работе Вишера [869]) существуют большие различия в степени сортировки и размеров зерен.

Реки переносят материал, имеющий более широкий диапазон размерности, чем тот, который встречается на пляжах. Это отражается на графиках зависимости средней размерности от стандартного отклонения, из которых видно, что для данной средней размерности стандартное отклонение в речном песке намного выше, чем для песков пляжа или прибрежной дюны (см., например, работу Фридмана [304]). Для отложений потоков или аллювиальных конусов выноса, которые характеризуются гравийной размерностью, коэффициенты сортировки в 3—5 раз выше, чем для отложений пляжей [243].

Для осадков, подверженных воздействию прибора, характерна грубозернистость и плохая сортировка (рис. 2-4, *г*); прибрежные литоральные пески (рис. 2-4, *в*) лучше сортированы, но все еще содержат значительную часть грубой фракции. Дюнные пески сравнительно хорошо сортированы и имеют единственную популяцию сальтации (рис. 2-4, *б*), тогда как для отложений пляжей наблюдаются две популяции в диапазоне размерности, которые переносятся периодически возникающими суспензионными потоками (рис. 2-4, *а*). Эти две популяции отражают подъем воды вверх по пляжу, просачивание ее в пляжевые отложения и стекание назад к зоне уреза.

Основные расхождения между предсказанным и наблюдаемым гранулометрическими составами отмечаются на пересечении от берега в сторону моря. Действительно, на континентальных шельфах отсутствуют такие полосы осадочного материала, в которых размерность частиц уменьшалась бы от грубой вблизи берега до тонкой с удалением от него, как ожидалось бы в случае зависимости размера осадочного материала от интенсивности течения и скорости осаждения. Вместо этого характерная особенность заключается в том, что тонкие осадки присутствуют на внутренней части континентального шельфа, а грубые отложения — на внешней [246, 251]. Грубые осадки внешнего шельфа указывают на сильные течения, которые существовали в мелководных областях, когда уровень моря находился на многие десятки

метров ниже своего современного положения. Эти осадки остались на месте, когда уровень моря поднялся и течения стали слишком слабыми для того, чтобы переносить их. В ряде мест эти грубые отложения внешнего шельфа в настоящее время перерабатываются [576, 171].

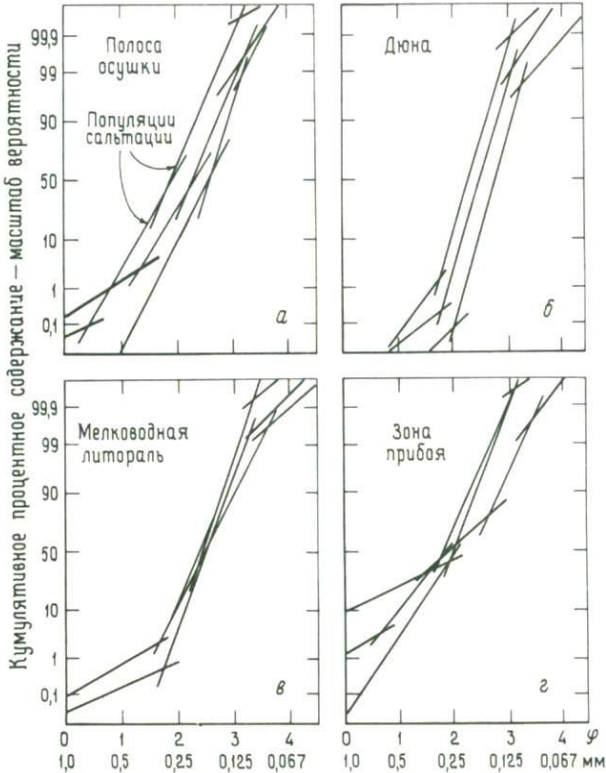


Рис. 2-4. Диаграмма гранулометрического состава осадков, формирующихся в различных обстановках осадконакопления [869].

*a* — пляжевые пески полосы осушки: отмечаются две популяции осадка, переносимого сальтацией. *б* — пески пляжевых дюн: характерна единственная популяция осадка, переносимого сальтацией. *в* — пески волновой зоны (морские мелководные): отмечается высокое содержание грубой плохо сортированной популяции. *з* — пески зоны прибоя: характерно очень высокое содержание грубозернистой популяции.

В ограниченном масштабе некоторые области ведут себя так, «как ожидается» в случае более тонких осадков, находящихся на удалении от берега [647]. Размер зерен в общем уменьшается с глубиной в Неаполитанском заливе [782], но разброс в данных может быть значительным, как, например, для осадков Берингова моря [763]. Осадки с внешнего континентального шельфа Берингова моря, безусловно,

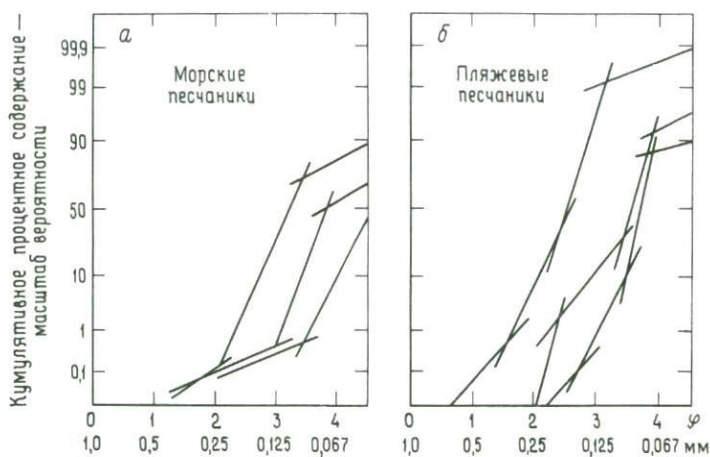


Рис. 2-5. Диаграмма гранулометрического состава для дезинтегрированных песчанников из мелководных отложений [869].

*a* – песчанники из вероятной мелководной морской обстановки. *б* – песчанники из вероятной пляжевой обстановки. Отмечаются две популяции сальтаци в песчанниках пляжей. Ср. с рис. 2-2 и 2-4.

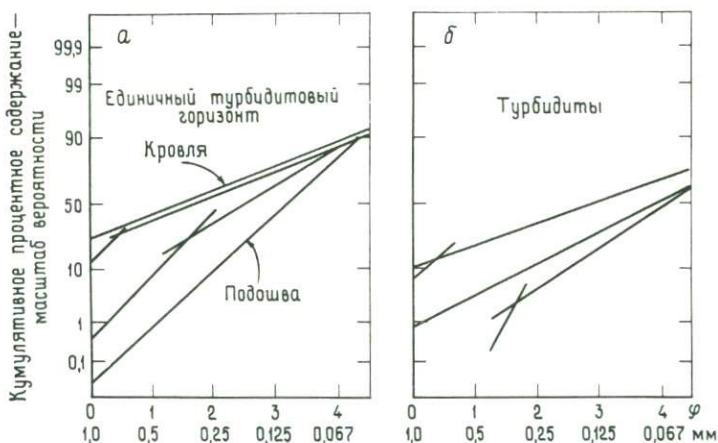


Рис. 2-6. Данные анализов гранулометрического состава дезинтегрированных песчанников из отложений турбидитовых потоков [869].

Обращает на себя внимание, насколько плохо сортирован материал. *a* – вариации внутри турбидитового слоя мощностью 1,5 м, *б* – турбидиты различных возрастов. Ср. с рис. 2-4, *a* и *б*.

более положительно асимметричные (т. е. имеют большую примесь глины), чем отложения с внутреннего шельфа. Песок, алеврит, а затем глина встречаются в нормальной последовательности мористее устьев по крайней мере семи крупных дельт (данные сведены в таблицу Алленом [10]). Однако пределы абсолютной глубины распространения грубозернистых осадков (от 2 до 15 м) и наименьшая глубина появления наиболее тонких осадков (4–100 м) значительно варьируют в зависимости от природы исходного материала, энергетического режима и подводного склона. Обломки раковин и чешуйчатые минералы, такие, как слюда, имеют тенденцию отсеиваться из песчаных литоральных отложений и осаждаются мористее в более тонких осадках. В дельте Нигера наименьшая глубина осаждения чешуйчатых минералов составляет 6–10 м. Осадки на глубине, превышающей глубину континентального шельфа, почти неизменно представлены алеврито-глинистой размерностью, за исключением турбидитов, оползневых блоков и фосфато-марганцевых отложений.

Для того чтобы определить гранулометрический состав породы, ее необходимо размельчить. Литифицированные отложения пляжей по сравнению с морскими осадками имеют перегиб графика перемежающейся суспензионной популяции (рис. 2-5), а размельченные турбидитовые отложения, подобно современным осадкам, являются почти линейными в пределах нескольких единиц  $\phi$  (рис. 2-6). К тому же, чем больше глубина, тем меньше максимальный размер зерен, которые переносятся в градационной суспензии [635].

Изучение гранулометрического состава осадков позволяет определить наличие пляжа или береговой линии. Это представляется особенно важным, поскольку знание береговой линии фиксирует относительное положение всех смежных стратиграфических единиц.

## Другие седиментологические критерии

Другие седиментологические критерии, используемые при оценке батиметрии, включают в себя: 1) формы на поверхности наслоения, от знаков ряби до песчаных волн; 2) литологические характеристики; 3) осадочный разрез. Некоторые из этих же признаков используются при выделении отложений приливов (гл. 3). Несмотря на то что многие осадочные текстуры и признаки направления течений описывались как в современных, так и в древних осадках и осадочных породах, значение многих из них для палеобатиметрии еще не исследовано.

1. Знаки ряби, мегарябь и песчаные волны образуют непрерывную последовательность волнистых поверхностей. Считается, что знаки ряби имеют высоту и длину волны соответственно меньше 4 и 60 см, тогда как для песчаных волн высота превышает 1,5 м, а длина составляет более 30 [543] и до 500 м. Мегарябь имеет промежуточный размер.

Значительная эмпирическая информация была получена относительно обстановки, в которой происходило образование знаков ряби: эти данные могут быть полезны при установлении положения береговой линии. Для определения происхождения знаков ряби используется до семи эмпирических зависимостей. Здесь мы рассмотрим только два типа знаков ряби; данные по ним, а также по многим другим типам приводятся в обзоре Рейнека и Синга [681]. Знаки ряби течений являются асимметричными и образуются под воздействием потока, направленного строго в одну сторону. Знаки ряби волнения симметричны и указывают на отсутствие потока, движущегося в одном направлении. Наличие или отсутствие течений имеет исключительную важность при выделении древних приливно-отливных отмелей (слабые течения) относительно лагун (обычно с устойчивыми течениями) [850] и более глубоких вод (см. стр. 95).

Некоторые типы знаков ряби характерны для литоральной области. Знаки ряби, имеющие ромбоэдрическую форму, обычно образуются при откате волн на пляжах; отношение длина/ширина (измерено по диагонали) изменяется примерно от 2,0 до 4,0, когда уклон пляжа увеличивается от 30' до 1°45'. Уплощенные и террасированные знаки ряби возникают при размывании их гребней уровнем воды. С мелководья (глубина менее 1 м) описано по крайней мере 11 классов и 18 разновидностей знаков ряби. Наконец, «метарябь» (которая осаждается на эродированную поверхность и эродируется затем сама без видимой связи с внутренним строением) указывает на разнонаправленные течения, что типично для литоральных условий [409].

Глубина воды (1–20 м) и длина волны (0,5–1 м) знаков ряби непосредственно связаны друг с другом [819]. Устанавливаются также прямые взаимоотношения между глубиной ( $\approx 1$ –100 м) и высотой знака ряби ( $\approx 0,1$ –10 м) [8]. Кроме того, глубина, высота волны, нагон и размер частиц связаны с длиной волны знаков ряби. В результате многолетних исследований Таннер [822] вывел эмпирические уравнения, которые связывают все эти факторы. Прогнозные результаты из уравнений графически обобщены на рис. 2-7 и объясняются в подписи к нему. При благоприятных обстоятельствах глубина может быть определена по знакам ряби.

Крупнейшие поля песчаных волн существуют в Северном море между Голландией и Англией, на банке Джорджес-Банк у Новой Англии и в Корейском заливе. В Северном море такое поле занимает площадь, равную 15 000 км<sup>2</sup> [543] на глубинах от 20 до 100 м; длина составляет здесь от 200 до 500 м, а высота достигает 7 м. Для песчаных волн в Ирландском море глубина прогибов между гребнями обычно равна 6–15 м, достигая максимума, равного 26 м. Линейные подводные гряды, похожие на такие песчаные волны, встречаются вдоль атлантического побережья США от Флориды до Новой Англии.

Структуры, имеющие размеры песчаных волн, должны образовываться на глубине значительно большей, чем их высота, но глубина

тем не менее должна быть сравнительно небольшой, для того чтобы существовали сильные приливно-отливные течения. В Северном море скорости поверхностных приливно-отливных течений в районе распространения песчаных волн составляют около 100 см/с. Образование песчаных волн за счет сильных приливно-отливных течений согласуется с

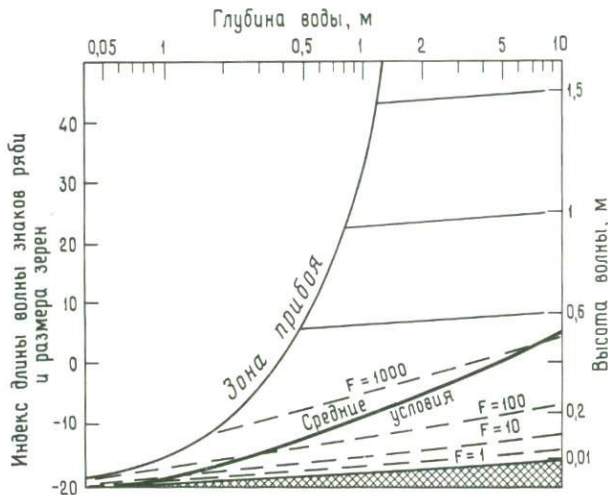


Рис. 2-7. График зависимости длины волны знаков ряби, размера зерен и высоты волн от глубины [822].

Левая вертикальная ось ординат является выражением  $0 - 97s - 3,72 \ln g$ , где  $s$  — длина волны знака ряби, а  $g$  — размер зерна (в мм). Кривая линия, поднимающаяся в верхнюю правую половину графика, изображает зону прибойя; в условиях, существующих слева от кривой линии, волны не распространяются. Кроме того, волны, как правило, слишком малы для образования знаков ряби в нижней правой области графика, где высота волн меньше 1 см. Вследствие этого смысловая часть диаграммы представляет собой роговидный сегмент, который раскрыт к верхнему правому углу; мелководные знаки ряби попадают в узкую часть рога, где неопределенность является умеренной. Пунктирные линии, полого поднимающиеся вверх и вправо, обозначают нагон ( $F$ , км). Если определены значения глубины и высоты волн, можно получить общую величину нагона. Предположим, например, что на вертикальной оси с левой стороны получено значение, равное  $-10$ . В этом случае для промежуточных условий при глубине  $\sim 0,8$  м и высоте волны  $\sim 0,25$  м полученное значение нагона составляет первые сотни километров.

наблюдениями в большинстве из 40 районов, в которых встречаются песчаные волны в местах захода приливов в узкие заливы [515]. В Северном море крупномасштабные песчаные волны отмечаются только при глубине менее 30 м, т. е. там, где существуют значительные приливно-отливные течения [203]. В областях образования песчаных волн наряду с глубиной (самой по себе) большое значение имеют приливно-отливные потоки и запас песчаного материала.

В геологической летописи крупные песчаные волны, по-видимому, не распознаются вследствие редкой встречаемости (если они вообще имеются) достаточно крупных обнажений. Песчаные волны, однако,

могут быть источником песка для крупных покровных песчаных залежей, которые хорошо известны, хотя их образование связывается с воздействием штормов, а не с влиянием течений и приливов [336]. Известны также несколько меньшие баровые песчаные гряды, которые имеют высоту до нескольких метров и которые относятся к отложениям приливов [89, 90].

Мощность крупномасштабной плоскопараллельной косой слоистости также может быть связана с глубиной. Аллен [8] использовал этот критерий для того, чтобы оценить минимальную глубину в диапазоне наименьших глубин приблизительно от 0,5 до 2 м для 11 примеров (табл. 2-3). Рейнек и Синг [681] графически показали зависимость между увеличением скорости течения и формами ложа. Для знаков ряби различной величины скорость течения (до 100 см/с) является более важной переменной, чем глубина (до 35 см).

Таблица 2-3

**Мощность крупномасштабных плоскопараллельных косослоистых серий и предсказанные пределы глубины осадконакопления (95 %-ный доверительный интервал) [8]**

Формация	Средняя мощность, м	Минимальный предел глубины при 95 %-ном доверительном интервале, м
Нижний известковистый крупнозернистый песчаник (юра), Беркшир	0,125	0,53—3,6
Формация Поконо (девон), Аппалачи	0,15	0,62—4,2
Формация Мак-Нейри (мел), Миссисипи — Арканзас	0,15	0,62—4,2
Песчаники Честер (миссисипий), Иллинойс	0,16	0,65—4,4
Серия Диттон (девон), Шропшир	0,19	0,75—5,1
Пески нижнего мела, Восточная Англия	0,23	0,86—6,0
Серия Вудбэнк (девон), Шропшир	0,23	0,86—6,0
Песчаники пенсильвания, Иллинойс	0,24	0,90—6,2
Раф-рок (карбон), область Пеннин	0,56	1,8—12,5
Слой Фолкстон (мел), область Фарнем-Гилдфорд	0,59	1,9—13,0
Группа нефтяных сланцев (карбон), Мидленд	0,60	1,9—13,1

2. Некоторые литологические признаки могут быть ключевыми для определения *относительной глубины* осадконакопления. Для известняков, например, типичными для наиболее мелководных лагунных условий являются литифицированные известковистые илы, известь в которых, по-видимому, имеет водорослевое происхождение. Особый интерес представляют так называемые текстуры «птичьего глаза», которые указывают на очень мелководные условия. Эти текстуры представляют собой пустоты более крупные, чем средний размер частицы, которые могут образовываться вследствие целого ряда физических, химических или биологических причин [185]; многие пустоты могут возникать из газовых пузырьков. Наличие текстур типа «птичьего глаза» обычно

является *единственным* диагностическим признаком этих известняков, позволяющим отличить их от других.

Известно, что в настоящее время на литорали во многих местах формируются пляжевые породы (например, случаи, перечисленные в работе Сиссера [776]), хотя не всегда ясен истинный механизм цементации. Известно, что из морской воды нормальной солености осаждаются только арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Вследствие этого полностью морские пляжевые породы должны иметь арагонитовый или высокомагнезиальный кальцитовый цемент [41] и не содержать низкомагнезиального кальцита, типичного для цемента, образовавшегося из пресных вод. Пляжные породы, которые формируются в зоне перемешивания пресной и соленой вод, будут иметь цемент смешанного типа (см. стр. 171). Поскольку эти породы образуются быстро (иногда цементированы бутылки из-под кока-колы), признаки уплотнения в них по сравнению с более слабо цементированными сублиторальными породами будут отсутствовать. Давно отмечалось, что трещины усыхания и соляные слепки также позволяют установить наличие литоральной зоны. Вследствие большого значения для батиметрии определения положения береговой линии литологические и другие характерные особенности карбонатных приливно-отливных отмелей приведены в табл. 2-4.

Мелководный цемент, кроме того, отличается от глубоководного цемента [577]. Для цемента пляжевых пород, ооидов, рифовых заполнений и т. п. характерны значения  $\delta^{18}\text{O}$ , колеблющиеся между +1 и -1 ‰, и значения  $\text{U}^{13}\text{C}$ , лежащие в основном между +3 и +5 ‰ (см. гл. 4 для объяснения изотопной терминологии); в химическом отношении он содержит больше Sr в арагоните (> 1%) и больше Mg в кальците (15-29 мол.%) по сравнению с ожидаемыми содержаниями при равновесном неорганическом осаждении. Эти химические различия и физическая связь с сине-зелеными водорослями дают основание предполагать, что осаждение цемента происходит при участии биологических процессов. В отличие от мелководного цемента глубоководный цемент характеризуется более широким интервалом значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и содержит значительно меньше Mg в кальците (9-13 мол.%), что для каждого случая, по-видимому, находится в соответствии с особенностями естественной среды на больших глубинах (илы в котловинах или на вулканических подводных горах и т. д.). Для глубоководных цементов указание на наличие сине-зеленых водорослей отсутствует, и их химические составы сформировались, вероятно, в процессе неорганического осаждения.

Некоторые осадочные разрезы, представленные в основном карбонатными породами, характеризуются циклом резкого увеличения частоты встречаемости и степени грубозернистости кварца с последующим постепенным уменьшением диаметра зерен. Такая особенность свидетельствует о последовательных изменениях в поставляемом материале, обусловленных следующими друг за другом повышениями уровня моря

[887]. Этот «индекс обломочности» зерен кварца может быть использован, поскольку остается без изменения при любой доломитизации первичных известняков. Широко распространенные «конкреционные известняки» (известняки с карбонатными конкрециями, окруженными глинистыми полосками) образуются на некотором удалении от берега, но какого-либо более определенного значения для батиметрии, так же как и карбонатные песчаные тела [28], они, по-видимому, не имеют [230].

Многие известняки геологического прошлого были образованы на глубинах в несколько сотен метров [163]. Уилсон [914] охарактеризовал глубоководные известняки как чисто известковые аргиллиты обычно темного цвета (из-за неокисленного органического вещества) и тонкорасслоенные с миллиметровой толщиной слоев (из-за отсутствия сверлильщиков). В пределах сантиметра наблюдается переход от очень тонкого песка до известкового аргиллита. Часто присутствуют кремнистые сланцы. Слои известняков очень однородны и параллельны друг другу, мощность их обычно колеблется от 2 до 5 см; они

Таблица 2-4

Относительная частота встречаемости признаков в различных субобстановках осадконакопления внутри некоторых современных и древних карбонатных приливно-отливных отмелей [430]. Знаки «+» и «x» указывают соответственно на высокую и низкую частоту встречаемости признаков

Признак	Субобстановка осадконакопления		
	надлиторальная	литоральная	сублиторальная
Целестин	+		
Кубы галита	+		
Карбонатные намывные валы	+		
Неравномерные тонкие прослойки	+		
Литокласты	+		
Ископаемые остатки обычно отсутствуют	+		
Трещины усыхания	+		
Битуминозные пленки	+		
Эолианиты	+	x	
Строматолиты	+	x	
Ламинариевые отложения (водорослевые)	+	x	
Конкреционный гипс или ангидрит	+	+	
Доломит	+	+	
Хребтики сжатия		+	
Текстуры вспучивания		+	
Пеллетовый карбонатный ил		+	
Сообщества ископаемых остатков ограничены		+	
Размыв и заполнение		+	
Плоскогалечный конгломерат		+	
Косая слоистость		+	
Приливно-отливные каналы стока		+	
Ископаемые следы жизнедеятельности		x	+
Оолиты		x	+
Фоссилизированные известковые илы			+

разделены тонкими прослойками глинистых сланцев. Эти известняки иногда нарушены оползевыми блоками. Фауна в известняках встречается очень редко и представлена в основном пелагическими организмами. Многие характерные признаки глубоководных известняков, не зависящие от глубины, были также обнаружены в известняках из областей с низким окислительным потенциалом.

Когда большое количество осадков размывается, а затем быстро осаждается, то первыми, естественно, опускаются на дно наиболее крупные частицы, а вслед за ними во всей градационной последовательности более мелкие. Градационная слоистость является типичной для турбидитовых потоков (см. превосходный обзор в работе Боума [84]). Осадки этого типа («разрез Боума») образуются в областях континентальных склонов и их подножий. Аргиллиты с чередующимися прослоями глини и полосчатых алевролитов могут также формироваться из турбидитовых потоков.

Концентрически-зональные сложенные карбонатом кальция образования, имеющие различные размеры и называемые ооидами и пизолитами, образуются в морских, озерных и наземных (пещерных) условиях. Диаметр ооида составляет менее 2 мм; породы или осадки, состоящие в основном из таких частиц, называют оолитами. Пизолитами называются породы или осадки, состоящие из частиц, диаметр которых превышает 2 мм, причем отдельная частица также называется пизолитом (а не пизоидом, как предполагалось по аналогии). Морские ооиды и пизолиты образуются как неорганические отложения и/или контролируются деятельностью бактерий и сине-зеленых водорослей.

Кендалл [440] описал серию степеней волнения воды и осаждения карбоната кальция от известковых илов через пеллеты к «виноградному» камню и пизолитам и далее к гроздьевидным зернам и оолитам (рис. 2-8). Относительно высокая степень волнения воды служит предпосылкой для образования таких сферических зерен, и это позволяет предполагать (для морских областей) наличие прибрежных районов, относящихся к зоне прибоя ( $\approx 2$  м). Виноградный камень образуется под «коврами» из водорослей при цементации песчинок в сублиторали [41]. Скопления водорослей могут разложиться и исчезнуть, а виноградный камень становится маркером эйфотической зоны.

Ооиды, формирующиеся в сверхсоленой или пресноводной обстановке, имеют, как правило, радиальные, а не концентрические (что типично для морских ооидов) кольца роста. Радиальная структура легко разрушается (в отличие от концентрической), и поэтому «ооиды с нарушенной структурой, если они составляют в оолите более 1%, рассматриваются в качестве важных индикаторов необычной солености» [359].

3. Для определения относительной глубины могут быть также использованы осадочные разрезы. В разрезах барьерных островов и наступающих дельт уровень моря может быть соотнесен с подошвой наслоенных пляжевых песчаников. Мощность осадков от этого уровня

вниз к подошве подстилающих отложений подводной части пляжа может приблизительно соответствовать глубине, при которой произошло наступление острова или дельты. Этот способ следует применять только там, где уплотнение (если оно вообще имело место) происходит очень рано и где профиль подводной части пляжа остается без изменений длительное время (т. е. не заметны опускания или

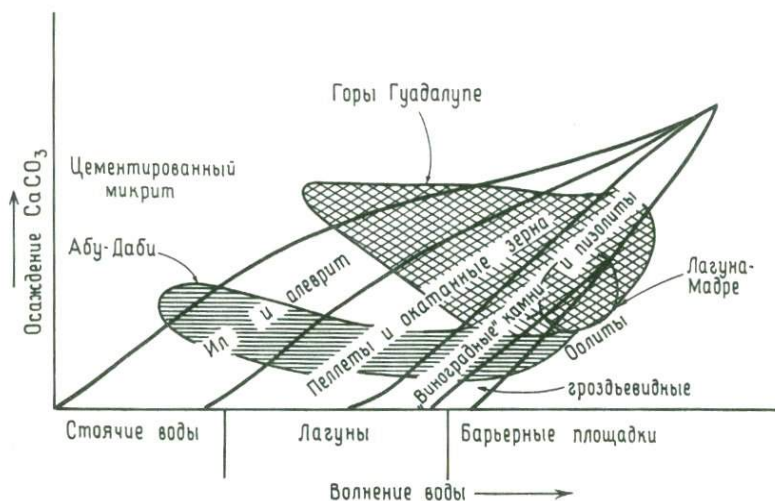


Рис. 2-8. Диаграмма, показывающая связь типов карбонатных частиц со степенью волнения воды и скоростью осаждения карбоната кальция [440].

Показаны типы частиц, обнаруженные в Абу-Даби (Тюксиль), в горах Гуадалупе (Нью-Мехико) и Лагуна-Мадре (Техас). Отмечается наличие оолитов в воде с наиболее высокой степенью волнения.

подъема уровня моря). Применение этого метода к геологической летописи дает основание предполагать, что глубина подводной части пляжа для древнего барьерного острова составляла 3–12 м, для дельт на кратоне она была равна 10–25 м и достигала 30–90 м в подводной части пляжа у дельт, приуроченных к осадочному бассейну [463].

Для того чтобы показать вероятную *относительную* глубину, характерные особенности дельт могут быть объединены, как это сделано в табл. 2-5 для девонской дельты Катскилл. Важным моментом здесь является то, что при определении глубины необходимо учитывать не единичный признак, а их *совокупность*.

Существует большое число общих и частных критериев для оценки батиметрии, использованию которых лучше всего обучаться на полевом материале. На литоральные условия часто указывает любая комбинация признаков, которые позволяют предполагать осадконакопле-

ние при чередующихся отливах и приливах (см. также обсуждение характерных особенностей отложений приливов, стр. 88). Эрикссон, Хобдей и Клейн [266] даже предположили, что «распознавание направления течений на основании данных о биполярно-бимодальной

Таблица 2-5

Тип породы и текстуры, характеризующийся значительной (+) или редкой (-) распространенностью в прибрежных палеообстановках осадконакопления [813]. Там, где распространенность незначительна, знак пропущен.

Тип породы или текстуры	Обстановка осадконакопления								
	Фронт дельты	Бар в устье реки	Эстуарий	Вышняя шельфовая платформа	Промежуточная шельфовая платформа	Прибрежная шельфовая платформа	Лагуна	Открытый шельф	Продельта
Знаки ряби волнения	+	-	-			+	+	-	
Косая слоистость	+	+							-
ПЕСЧАНИК	+	+		-				-	-
РУДИТ	-	+			-			-	-
Линейность течения на плоскостях напластования	+	+							-
Знаки ряби течения	+								-
Косое наслоение		-							+
Тонкие прослойки		-	-	+	+	-			+
ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ	-	-	+		-		+	+	+
АЛЕВРОЛИТ	-	-		+				+	+
Лингвоидные знаки ряби	-	-				+		+	+
Следы и знаки перемещений	-	-				+	+	+	+
Ископаемые ходы червей	-	-						+	+
АРГИЛЛИТ	-	-			+	+		-	+
Подушечные текстуры					+		+	-	-
Отпечатки нагрузки	-	-	-						+
Желобки и промоины		-	-				+		+
Следы и отпечатки от удара		-		-	-	+			+
Отпечатки выемки	-	-		-	-	-	-	+	+

ориентировке, по-видимому, является единственным методом, служащим для разделения морских и неморских систем осадконакопления в докембрии». Для диагностики используются также некоторые типы знаков ряби, но мнение о свойственных им достоинствах следует составлять для каждого случая при полевых исследованиях.

## Метод возрастной кривой и уровень карбонатной компенсации

Стандартным методом определения батиметрии океана от юры до настоящего времени является использование кривой зависимости возраста нормальной океанической коры от глубины океана, показанной на рис. 2-9. Используя эту кривую, можно привести океаническое дно любого данного возраста к глубине, которую оно имело в некоторое более раннее время или в действительности будет иметь когда-то в будущем (метод введен Бергером [50]). Зависимость глубины

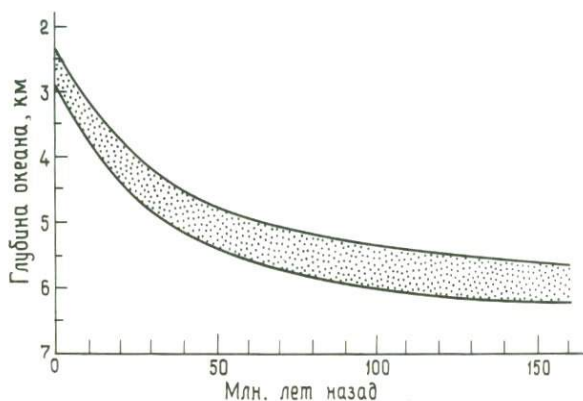


Рис. 2-9. Зависимость между возрастом нормальной океанической коры и глубиной океана [750].

Большая часть данных из Атлантического, Тихого и Индийского океанов попадает в пределы полосы, показанной крапом (интервал 600 м).

от \*возраста обоснованна, поскольку представляет собой простую кривую охлаждения базальтовой плиты, которая вначале была разогретой (и поэтому относительно плавучей), а затем отодвигалась в сторону, охлаждалась, сжималась и (в соответствии с условиями изостатического равновесия) опускалась. Обычно океаническая кора возникает на глубине 2,6 км; на глубине 3, 4, 5 и 5,5 км возраст ее составляет соответственно 2, 20, 50 и 70 млн. лет.<sup>5</sup> Для этого периода времени кривая охлаждения соответствует экспоненциальной кривой  $\sqrt{t}$ . Для океанических котловин, возраст которых свыше 70 млн. лет, значения глубины приближаются к асимптоте, что соответствует кривой охлаждения базальтовой плиты, подогреваемой снизу с постоянной скоростью [634].

Использование метода возрастной кривой для решения геологических проблем основано на предположении, что уровень моря оставался постоянным и что кривая охлаждения для базальтов не изменялась в течение последних 200 млн. лет. В дополнение к этому при окончательной реконструкции батиметрии следует ввести поправку, обусловленную эффектом изостатической нагрузки, возникающим под давлением осадков.

Первое определение батиметрии океана с использованием метода возрастной кривой было выполнено для Атлантического и Индийского океанов с юры по настоящее время. Склейте, Хеллингер и Тапскотт [751] реконструировали батиметрию Северной и Южной Атлантики для 12 интервалов времени от юры до современности, при этом каждый последующий интервал был больше предыдущего приблизительно на 30 млн. лет. На рис. 2-10 приводится батиметрия Атлантики для периодов времени 140, 110, 65 и 10 млн. лет назад. Эти же авторы определили, что метод возрастной кривой дает возможность предсказать общую батиметрию для двух третей океанической коры Атлантики (т. е. для коры моложе 80 млн. лет) с точностью  $\pm 300$  м. Этот анализ позволяет сделать следующие количественные выводы: 1) Северная Атлантика представляла собой замкнутый бассейн от середины юры (165 млн. лет) до раннего мела (125 млн. лет), 2) Южная Атлантика была также замкнутым бассейном от раннего мела до позднего мела (110–95 млн. лет) и 3) глубоководная связь между Северной и Южной Атлантикой, вероятно, не могла иметь места до позднего мела (80 млн. лет) или раннетретичного времени (65 млн. лет). К тому же в Южной Атлантике в нижнем олигоцене возникла устойчивая, по существу современная, циркуляция океанских вод [492].

Склейте, Абботт и Тиде [750] реконструировали батиметрию Индийского океана для периодов времени 36, 53 и 70 млн. лет назад (т. е. для раннего олигоцена, раннего эоцена и позднего мела). Были также откартированы области распространения известковистых и неизвестковистых осадков. В частности, было установлено, что 1) между серединой мела и олигоценом Индийский океан разделялся на три котловины, которые на глубине свыше 2000 м были изолированы друг от друга, и 2) олигоценовые известковистые осадки вовсе не распространены так широко, как следовало бы ожидать для меньшего по размерам и более мелководного океана олигоценового времени.

В океане проявляются систематические изменения в содержании карбоната кальция с глубиной. Он распространен во многих осадках на глубинах  $< 0,5$  км, слабо растворяется в интервале от 0,5 до 3 км [53] и в зависимости от океана и широты почти полностью переходит в раствор на глубинах от 3,5 до 5,5 км.

Уровень карбонатной компенсации (УКК) представляет собой глубину, на которой скорость поступления карбоната равна скорости его растворения [87]; этот уровень устанавливается экспериментально по резкому уменьшению содержания карбоната кальция в осадках. Высокое содержание карбоната в образцах глубоководных осадков является бросающейся в глаза особенностью, и, следовательно, при почти полном его исчезновении (скажем, при содержании  $< 10\%$ ) на УКК «образуется наиболее отчетливая и важная фациальная граница в глубоководных осадках» [667].

### Батиметрия открытого океана

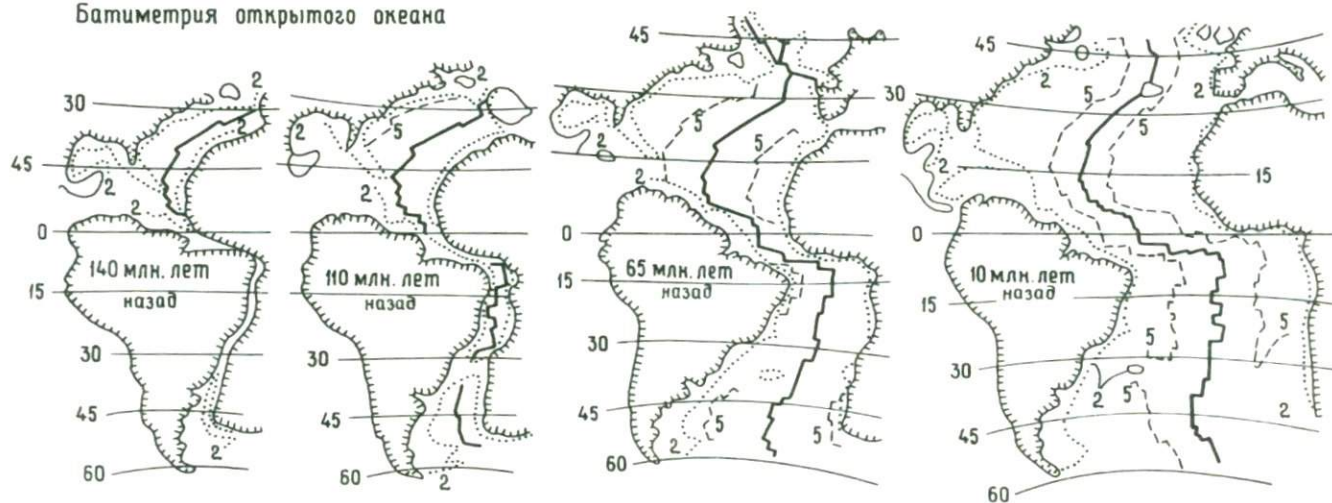


Рис. 2-10. Эволюция батиметрии Атлантического океана: показано положение 140, 110, 65 и 10 млн. лет назад [751].

Показаны границы континентов, контуры изобат 2 и 5 км и гребень Срединно-Атлантического хребта ( $\approx 2,7$  км). 165 млн. лет назад Атлантика была полностью закрыта. С течением времени существовавшие отдельно друг от друга котловины в Северной и Южной Атлантике соединяются, и размеры океана, который к тому времени достиг глубины 5 км, увеличивается.

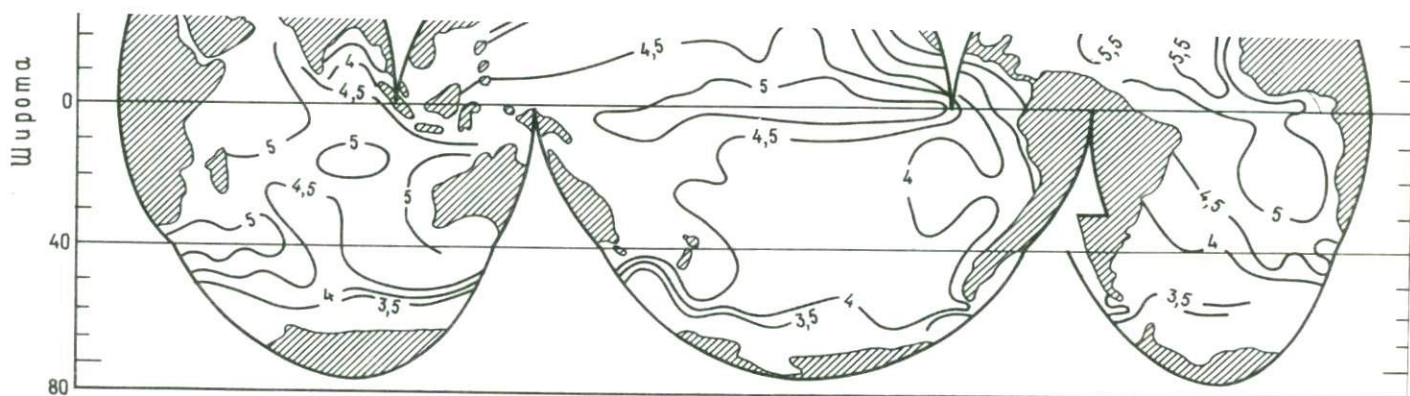


Рис. 2-11. Батиметрия уровня карбонатной компенсации (УКК) для поверхностных осадков [61].

УКК определяется интерполяцией между осадками с высоким содержанием карбонатов и осадками, в которых они или отсутствуют, или имеют невысокое процентное содержание. Цифры на изолиниях обозначают километры ниже поверхности моря. Видно, что УКК является самым низким в Атлантическом океане, самым высоким в Тихом океане и понижается под тропическими зонами высокой карбонатной продуктивности.

На рис. 2-11 показана приблизительная глубина УКК для кальцита в осадках современного океана. В регионах, где карбонатная продуктивность и результирующие скорости осадконакопления высокие, как, например, в областях вблизи экватора, УКК понижается. Океанский УКК для кальцита в настоящее время колеблется от 3,5 до 5,5 км, причем наиболее низкий он в Северной Атлантике, а наиболее высокий в северной части Тихого океана. Внутри океана минимальные глубины УКК примыкают к континентам, и у Антарктиды УКК может находиться на глубине всего 500 м [441]. Вероятно, это связано с окислением органического вещества в мелководных осадках, при котором образуется избыток  $\text{CO}_2$ , оказывающий влияние на растворение карбонатов.

УКК для арагонита представляет собой глубину, на которой исчезают раковины птеропод (последние принадлежат к группе планктонных моллюсков). Большинство значений УКК для арагонита в Атлантике соответствует глубине около 2 км, а большая часть значений в Тихом океане близка к 1 км, причем величины, равные 0,5 км, обычны для регионов, примыкающих к континентальным окраинам [54]. На глубине свыше 5,5 км все кальцитовые образования также переходят в раствор. Когда весь океанический карбонат растворился, глубине осадкообразования, эквивалентной глубине современных континентальных подножий и абиссальных равнин, соответствует лишь сообщество кремнистых и/или хитинофосфатных ископаемых организмов.

По образцам, взятым из отдельных интервалов колонок, при использовании метода возрастной кривой, можно определить первоначальную глубину осадконакопления. Если учесть наличие или отсутствие карбоната в них и первоначальную глубину отложения, то можно установить, происходило ли формирование осадка выше или ниже УКК. Таким образом карбонатные циклы на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя связываются с УКК и историей его батиметрии.

За последние 100 млн. лет изменения первого порядка в УКК характеризовались его понижением от наименьших глубин в середине мела (2,5 км, Индийский океан; 1,5 км, Южная Атлантика) до углубления в позднем мелу и в ранне- и среднетретичное время (большая часть значений соответствует ~ 3–4 км в Индийском океане, Северной и Южной Атлантике и неэкваториальной части Тихого океана); для периода от позднего миоцена до настоящего времени отмечается дальнейшее понижение УКК (около 5 км) [750, 667, 492]. На эту общую схему накладывается видимое уменьшение глубины в эоцене и, кроме того, в среднем миоцене (для каждого случая примерно до 3,5 км). Очень ограниченные данные указывают на то, что в верхней юре УКК был на глубине около 3,5 км. В рамках этой общей схемы разные океаны имеют различный характер вариаций УКК. Причины, объясняющие этот факт, весьма дискуссионны, поэтому они здесь не рассматриваются.

Увеличение глубины УКК за 100 млн. лет сопровождалось похолоданием глубин океана приблизительно от  $14^{\circ}\text{C}$  (середина мела) до  $2-4^{\circ}\text{C}$  (настоящее время) (см. рис. 4-13). Постепенное увеличение УКК, таким образом, предсказывается на основании понижения температуры океана. Колебания УКК и температуры являются главными изменениями в океане, которые распространяются обычно на все океаны в результате общей океанской циркуляции.

Глубина, на которой фиксируется быстрое увеличение растворимости  $\text{CaCO}_3$ , обычно называется лизоклином, и она приблизительно на  $0,5-1$  км меньше, чем УКК. Представление о лизоклине было введено «для того, чтобы обозначить четко выделяющуюся фашиальную границу между областями распространения хорошо сохранившихся и существенно растворенных комплексов фораминифер» [52]. Осадочный лизоклин представляет собой то, что картируется на более мелком уровне вокруг континентальных окраин и отвечает тому, что видно в древних осадках. (В противоположность этому гидрографический лизоклин представляет собой глубину в водной толще, на которой происходит резкое возрастание растворимости; гидрографический лизоклин более выдержан по глубине, чем осадочный, и опускается только в областях с высокой карбонатной продуктивностью, таких, например, как экваториальные зоны.)

Для объяснения образования лизоклина предлагается несколько альтернативных вариантов, но вопрос о его происхождении полностью еще не решен. Однако для различных типов вод с различной концентрацией иона  $\text{CO}_3$  видно, что лизоклин имеет наибольшую глубину там, где водные массы с высоким содержанием иона  $\text{CO}_3$  прослеживаются до дна (Северная Атлантика), умеренную глубину там, где водные массы антарктической природы примыкают ко дну, и небольшую глубину там, где богатые питательным веществом водные массы с низкой концентрацией иона  $\text{CO}_3$  перекрывают массы воды антарктической природы, как в северной части Тихого океана (см. также гл. 3). Брёкер и Такахаси [100] утверждают, что «в пределах глубины 200 м океанический лизоклин может быть объяснен исключительно на основе распределения концентрации иона  $\text{CO}_3$ ».

Наряду с естественным изменением в глубине лизоклина, обусловленным механизмом его образования, необходимо также рассмотреть более длительное по времени изменение в глубине, связанное с положением на тектонической плите. Осадки с высоким содержанием карбоната могут формироваться на хребте, который с течением времени смещается в более глубокую часть океана. Таким образом, в любой модели, постулирующей тесную связь глубины с растворением карбоната, должны также учитываться особенности истории питающего региона и его последующее тектоническое развитие.

Если существуют независимые доказательства глубины УКК и лизоклина (например, при использовании видов с различной восприимчивостью к растворению), то могут быть определены изменения

в батиметрии. Предполагается, что около 12 000 лет назад кальцитовый лизоклин был примерно на 1 км выше, чем в настоящее время [58].

Батиметрию океана можно также определить для периодов времени более древних, чем юра, или для глубоководных осадков, которые в настоящее время находятся на суше. Начнем с того, что высота океанического хребта, где изливаются базальты, по существу, одна и та же в пределах всего океана и расположена на глубине 2,6 км ( $\pm 200$  м)<sup>1</sup>. Таким образом, там, где обнаружены офиолиты, формирующиеся в срединно-океаническом хребте, эта глубина при условии отсутствия систематического изменения уровня моря во времени может быть им предписана. Арагонит и кальцит должны аккумулироваться на этой глубине, но при погружении дна ниже УКК должны переходить в раствор. Кремнезем при увеличении глубины тем не менее сохраняется. Красные глины «формируются исключительно в условиях глубоководного осадконакопления (4500 м и больше)» [52]. (Возможно, что до развития в среднем мезозое секретирующего карбонат фитопланктона кремни могли формироваться на меньших глубинах, если менее распространенные глубоководные карбонаты не разбавляли их.)

Последовательность от офиолитов к арагониту, кальциту, кварцу и, наконец, к глине может быть проинтерпретирована в качестве показателя постепенного увеличения глубины, обусловленного латеральным движением плиты ниже различных глубин компенсации. Поскольку для перемещения ниже глубины карбонатной компенсации требуется (в настоящее время) приблизительно 20 млн. лет, мощность глубоководных известковистых горизонтов при стандартных скоростях глубоководного осадконакопления ( $< 10$  м/млн. лет) обычно не должна превышать 200 м.

В Юрских Альпах осадочный разрез является обратным (офиолиты перекрываются кремнистыми породами, выше которых залегают карбонатные породы). Бозеллини и Уинтерер [81] и Сюй [402] считают, что этот разрез отражает очень высокий начальный УКК (выше 2500 м), необходимый для того, чтобы растворились все карбонаты и отложились кремнистые радиоляриты непосредственно на офиолитах, и который позднее понизился (что сопровождалось вначале аккумуляцией кальцитовых челюстей цефалопод [аптихов]), а вслед за этим стал еще ниже (что привело к сохранности арагонитовых раковин цефалопод).

---

<sup>1</sup> Данное значение (2,6 км) является средним для глубины гребней срединно-океанических хребтов. В действительности оно меняется от 1 до 3 км в зависимости от ширины океана: чем шире, тем больше. — *Прим. ред.*

## Геохимические и минералогические критерии

Для оценки абсолютной глубины существуют лишь немногочисленные геохимические и минералогические критерии; ряд критериев используется для определения относительной глубины. Эти различные опытные методы включают в себя наблюдения над: 1) лавами, главным образом над размерами в них пустот; 2) железистыми минералами; 3) минеральными фазами, чувствительными к давлению; 4) некоторыми другими геохимическими тенденциями.

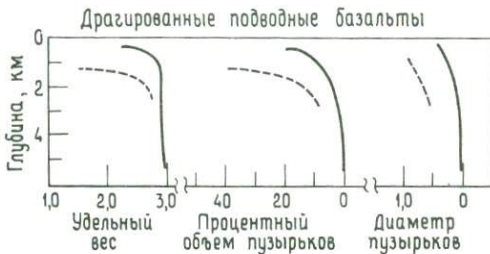


Рис. 2-12. Увеличение удельного веса, процентного объема пузырьков и их среднего диаметра (в мм) в зависимости от увеличения глубины океана; по материалам драгирования подводных базальтов [588].

Сплошные кривые характеризуют породы, драгированные у Гавайев, а пунктирные — породы, поднятые со дна моря у островов Ревилья-Хихедо (западное побережье Мексики).

1. Среди геохимических критериев, вероятно, наиболее часто используемым показателем общего изменения батиметрии является лава, изливающаяся в океан. Уровень моря маркируется переходом от лавовых покровов к подушечным лавам и брекчиям [426]. С увеличением глубины (давления) объем и диаметр отдельных пузырьков в краевых зонах закалывания подушечных базальтов уменьшаются, что приводит к увеличению плотности базальтов (рис. 2-12). Аументо [19] предположил, однако, что пузырьчатость может быть объяснена насыщенностью магматической камеры газами.

На основании критерия пузырьчатости предполагается, что разрез ордовикских подушечных лав в Уэльсе формировался на глубине, увеличивающейся от десятков метров до, вероятно, 2000 м [425]. Считается, что аналогичные отложения в Неваде образовались на глубине 600 и 4000 м [933]. Был сделан вывод (согласно этому критерию) о том, что глубина извержений на гребне хребта Рейкьянес у Исландии уменьшилась от 2500 м 35 млн. лет назад до 600 м 2,7 млн. лет назад [224]. Гаррисон [318] обобщил другие случаи использования этого индикатора глубины.

Вариоли представляют собой сферулы размером с горошину, которые встречаются в базальтовых изверженных породах; предполагается,

что они формируются в результате несмешиваемости расплавов в базальтовой магме во время извержения. Сообщается, что вариоли часто встречаются в подушечных лавах, которые формировались в глубоководных условиях (1600–5000 м), и не известны в базальтах, излившихся в субаэральной обстановке [309]. Газовые полости или пузырьки отсутствуют в базальтах с вариолями, и их отсутствие также дает основание предполагать глубоководное происхождение этих пород.

2. В некоторых местах существует градиент в последовательности железистых минералов, прослеживающийся на континентальном шельфе по направлению от берега к морю [655]. У самого берега (0–10 м) может появляться детритовый гётит  $\text{HFeO}_2$ . При захоронении и уплотнении, если сохраняется высокий Eh (т. е. очень мало органического вещества), гётит дегидратируется и переходит в гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . И наоборот, при высоком содержании органического вещества и в восстановительных условиях гётит будет исчезать, и наиболее распространенной разновидностью окажется пирит  $\text{FeS}_2$ . Действительно, появление пирита в осадочных породах почти всегда свидетельствует о первоначальном присутствии органического вещества. Как показатель органического вещества пирит является очень хорошим «ископаемым».

С удалением от берега появляются зеленоватые-черные минералы шамозит и глауконит: первый на расстоянии от 10 до 50 м, а второй — от 125 до 250 м от дельты Нигера (Николаева [613], однако, считает, что для глауконита существует климатическая зональность, и он встречается к северу и югу от экваториальной «неглауконитовой» области). Шамозит  $(\text{Mg, Fe, Al})_6 (\text{Al, Si})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$  — высокожелезистый член хлоритовой группы силикатов. Глауконит имеет структуру, подобную мусковитовой, и формулу  $\text{K}(\text{Fe, Mg, Al})_2 (\text{Si}_4\text{O}_{10}) (\text{OH})_2$ . Шамозит и глауконит, по-видимому, образуются в результате изменения ранее существовавших глинистых минералов, подвергавшихся воздействию интерстициальных флюидов; содержание железа в породах, из которых образовались глинистые минералы. Железо, по-видимому выделяется при восстановлении окислов железа в осадках благодаря восстановительным условиям и более низкому pH (< 7), что является следствием разложения органического вещества.

Определенная последовательность в образовании железистых минералов (гётит — шамозит — глауконит) установлена для третичного осадочного разреза в восточной части США [628] и логически интерпретируется как результат постепенного увеличения глубины. К тому же в третичных образцах низкоглиноземистый глауконит ассоциировался с осадками, образующимися в глубоководных условиях, а высокоглиноземистый — с отложениями, которые, как полагают, сформировались на мелководье (Дистанов и Сорокин [204] сообщали, однако, об обратной зависимости для алюминия, что указывает на необходимость дальнейших исследований).

3. Давление увеличивается приблизительно на 1 атм на 10 м. В соответствии с этим химические реакции для аутигенных минералов, которые чувствительны к давлению от 1 до 1000 атм, могут дать информацию о палеобатиметрии, если имеет место необратимая реакция. Первоначальные предположения о такого рода реакциях должны основываться на изучении фаз марганцевых, фосфатных и сульфидных минералов, но о наличии чувствительных к давлению фаз в подобных природных минералах до сих пор еще не сообщалось. Лоуэнстем [513] установил, что с увеличением глубины не происходит изменений в арагоните (до 6200 м), кальците (до 8900 м), опале (до 5200 м), а также в даллите, аморфных фосфатных минералах, магнетите, гётите, флюорите и узделлите (до 3500 м).

Фазы окислов марганца, которые вместе с железом и фосфатом присутствуют в конкрециях, связывают с воздействием давления, однако термодинамические расчеты в настоящее время показывают, что давление не оказывает значительного влияния [329, 330]. Основная фаза марганца в конкрециях, отобранных со станций в открытом океане, представлена  $\delta\text{MnO}_2$  (особенно распространен на глубинах от 0,5 до 3 км [38]). По неизвестным причинам (но, по-видимому, связанным с окислительно-восстановительным потенциалом, а не с давлением)  $10\text{-}\text{Å}$  манганит ( $\text{Mn} \cdot \text{OH}$ , тодорокит) является основной минеральной фазой в марганцевых конкрециях континентальных окраин (и наиболее распространен на глубинах от 3,5 до 5,5 км). Марганцевые конкреции известны во многих отложениях от кембрия до настоящего времени [420] и особенно хорошо описаны для юры Сицилии и мела Тимора. Тонкозернистые глубоководные осадки, состоящие главным образом из окислов железа и марганца («умбры»), известны во многих регионах [689], но их минералогия пока не описана с точки зрения оценки изменений, связанных с давлением (т. е. с батиметрией).

4. Существует несколько общих геохимических тенденций, которые ориентировочно связаны с увеличением глубины. Некоторые из них соответствуют изменениям в размерности осадков от грубых к тонким (т. е. от песков к глинам) и поэтому могут быть связаны просто с типом осадка. Другие тенденции соответствуют такому зависящему от глубины фактору, как температура. Обособить условия минералообразования в прошлом и настоящем часто бывает весьма затруднительно [117].

Вследствие сложных взаимосвязей между некоторыми минералами, способами переноса, местными обстановками осадконакопления и скоростями и процессами диагенеза бинарные графики зависимости распространенности элементов или их концентрации от глубины могут запутывать основные взаимоотношения. По всей вероятности, полезно во многих случаях проводить многовариантный статистический анализ. Спенсер, Дегенс и Кульбицки [791] использовали многовариантные методы для того, чтобы идентифицировать некоторые факторы, от-

ветственные за распределение элементов. Они определили пять основных факторов, которые коррелировались с распределением элементов: карбонат, растворимость кварца, окислительно-восстановительный потенциал, иллит—глауконит и Монтмориллонит. Ни для одного из этих факторов не отмечается простой связи с глубиной, хотя в любом разрезе любой из них мог коррелироваться с глубиной. Поэтому данные о распределении элементов в целях батиметрического анализа являются не основными, а только дополнительными данными.

Фюхтбаур [307] сообщил, что в условиях низкого рН и сильного окисления красновато-коричневый биотит (глинистый минерал) и оливково-зеленый турмалин (силикат бора и алюминия) обнаружены только в солоноватых морских осадках, тогда как коричневым и голубовато-зеленым турмалином «относительно обогащены озерные породы того же возраста».

Некоторые дополнительные минералогические и геохимические тенденции, имеющие отношение к батиметрии, включают в себя следующее:

1. Для карбонатов на глубинах от 0 до 100 м по сравнению с карбонатами на глубинах порядка 3200 м Пилки и Блеквелдер [646] сообщили о следующих тенденциях: количество низкомагнезиального кальцита увеличивается примерно от 35 до 95 %; количество арагонита уменьшается от 50 до 2 %; количество высокомагнезиального кальцита уменьшается от 15 до 3 %. Чилинджар [133] пришел к предварительному заключению о том, что отношение  $Ca/Mg$  увеличивается с глубиной и расстоянием от берега.

2. Концентрации некоторых рассеянных металлов изменяются с глубиной [898, 836, 609], и это изменение соответствует увеличению тонкозернистости осадков.

3. Любая связанная с температурой тенденция (см. гл. 4) будет согласовываться с батиметрией. Например, изотопный состав кислорода для агерматипных кораллов соответствует температуре воды и, следовательно, глубине [895].

В общем, геохимические и минералогические критерии, позволяющие оценить батиметрию в прошлом, являются далеко не самыми легкими для использования при исследовании плейстоценовых и третичных осадков. Вероятно, наибольшую пользу для установления батиметрии палеозойских глубоководных осадков принесет использование физических признаков изменения в пористости базальтов как функции глубины излияния.

## Биологические критерии

Биологические критерии являются наиболее точными и общими для оценки батиметрии осадочных пород, чем любой из других подходов, представленных выше. После того как определено, что осадки образовались мористее береговой линии, следует решить, были ли они сформированы в айфотической зоне или вне ее.

Четыре основных положения дают возможность использовать биологические данные для оценки батиметрии: 1) некоторые способы биохимической адаптации (например, способность к фотосинтезу) зависят от глубины (т. е. от света); 2) некоторые способы механической палеозойских глубоководных осадков принесет использование физических признаков изменения в пористости базальтов как функции глубины могут быть применены к их ископаемым предкам; 4) некоторые изменения в общих свойствах организмов, например их разнообразие или размеры, связываются с глубиной.

В табл. 2-6 представлен набор особенностей организмов, связанных с глубиной и используемых при определении батиметрии, но не обсуждаемых в тексте. Точность получаемой глубины (в зависимости от метода) составляет, вероятно,  $\pm 10-50$  м (для шельфа) и  $\pm 200-500$  м при оценке глубины от километра и более. Относительная глубина устанавливается и очерчивается намного легче, чем абсолютная.

1. Выдающимся физическим или химическим свойством организмов, которое зависит от глубины, является предел фотосинтеза на глубине, в общем меньшей, чем верхние 100 м (и полное его ограничение на глубине около 200 м). Глубина проникновения света является функцией количества материала, взвешенного в воде (рис. 4 в работе Манхейма, Хатауэй и Учупи [531]), так что вблизи берега фотосинтез может быть ограничен верхними пятью метрами. *Распознавание того, был ли ископаемый осадок внутри эйфотической зоны или ниже ее, является наиболее важным выводом, который может быть сделан относительно глубины осадконакопления шельфовых отложений.* Покрытые оболочкой водоросли, включающие в себя сине-зеленые (формирующие осадки, называемые строматолитами) и пурпурные водоросли (образующие камнеподобные инкрустации, называемые родолитами), обычно свидетельствуют об условиях *in situ*. Многие из зеленых водорослей разрушаются при отмирании, что приводит к накоплению огромных объемов известковых осадков, часть которых переносится на большие глубины и устанавливается в стратиграфических разрезах с градационными слоями и турбидитами.

О влиянии света на ограничение фотосинтеза на небольших глубинах свидетельствует также распространение рифостроящих (герматипных) кораллов с их симбиотическими зооксантеллами (динофлагеллатами); то же самое можно сказать и о меловых двухстворчатых рудистах [870]. Фораминиферы с радиальной гиалиновой структурой стенки также служат убежищем для водорослей и поэтому часто имеют зеленоватую окраску [372]. Эти симбиотические взаимоотношения между фораминиферами и водорослями встречаются как в планктонных, так и в бентосных видах эйфотической зоны.

Другой вид адаптации, а именно слепота, обусловлен отсутствием света. Случаи появления маленьких, недоразвитых, лишенных пигмента глаз у современных ракообразных заметно увеличиваются для форм, обитающих на глубине свыше 500 м [143]. Вероятно, такой тип

Набор особенностей организмов, связанных с глубиной и используемых при оценке палеобатиметрии (в тексте эти виды не обсуждаются). Подбор выполнен с таким расчетом, чтобы подчеркнуть разнообразие охватываемых видов

Литературный источник	Группа и батиметрия	Возможная причина ограничения вида
[650]	Строматолиты: до глубины 100 м ниже уровня моря	Наличие света
[816]	Следы сверления от водорослей: вероятно, меньше 20 м; отсутствуют ниже 50 м	Наличие света
[5]	Известковые водоросли: распределение по глубине	Наличие света
[114]	Рецептакулиты: если эти ископаемые являются дазикладовыми водорослями, то они не могут встречаться на глубине больше 12 м	Наличие света
[645]	Изменение фаунистических ассоциаций на глубинах 13–18 м	Граница интенсивной турбулентности вод
[624]	Фораминиферы: внутри вида толщина стенки увеличивается, когда для формы предполагается большая глубина обитания (> 500 м)	Замедление скорости роста, но увеличение продолжительности жизни (?)
[594]	Фораминиферы: шельфовые моря нормальной солености имеют значительно большее разнообразие видов по сравнению с гипосолеными или гиперсолеными шельфовыми морями	Меньшая приспособляемость в менее типичных местах обитания
[48]	Распространенность современных бентосных и планктонных фораминифер уменьшается с глубиной	Уменьшение пищи (?)
[36]	Увеличение максимального размера отдельных особей на глубине свыше 200 м	Увеличение продолжительности жизни (?)
[32]	Для фораминифер отряда <i>Uvigerina</i> скульптура изменяется с глубиной: от струйчатой (100–200 м) к ребристой (200–1500 м), шиповатой (1500–2000 м) и сосочковой (2000–5000 м)	Неизвестна
[192]	Крепкая и тесная привязанность фораминифер к субстрату на мелководье	Возможность обитания в местах с сильными течениями и активным воздействием волн
[31]	Веретеновидные фораминиферы характерны для глубины 20–80 м; отмечаются многие другие связанные с глубиной изменения скульптуры	Неизвестна
[799]	Фузулиниды: взрослые фузулиниды воспроизводятся на глубине свыше 12 м	Неизвестна
[698] и более ранние работы	Фузулиниды: различные виды характерны для области от основания прибоя до нижней части эйфотической зоны; большинство пенсильванских и пермских видов характерно для области с глубиной, меньшей, чем глубина основания прибоя (обычно менее 4–5 м)	Неизвестна
[679]	Губки: известковые с глубиной уменьшаются, а гексактинеллиды увеличиваются	Уменьшение карбоната по сравнению с кремнеземом с глубиной
[1]	Строматопороидеивая форма и «энергия» среды обитания тесно связаны	Неизвестна
[733]	Мшанки: отношение подвижных видов к обрастающим увеличивается с глубиной	Уменьшение субстрата для обрастающих видов
[733]	Мшанки: среди подвижных видов жесткие формы больше распространены в более глубоких водах, тогда как гибкие формы встречаются на любой глубине	Возможность для гибких форм «сбрасывать» с себя осадок и невозможность этого для жестких форм
[549]	Число видов спор, пыльцы, динофлагеллат, диатомовых водорослей, микрофораминифер и спикул губки возрастает на грамм осадка с увеличением глубины от 0 до 80 м	Возможность осаждения более мелких частиц в более спокойных и глубоких водах
[541]	Адаптация двухстворчатых к глубоким вертикальным норам обычна только в литоральных и мелководных сублиторальных условиях; адаптация двухстворчатых к близповерхностным горизонтальным норам преобладает в более спокойных сублиторальных условиях	Сильное воздействие приливов, течений и т. п. на минимальных глубинах
[155]	Распространенность спиральных цефалопод по вертикали ограничивается глубиной менее 10 м	Уменьшение плавучести при больших давлениях
[400]	Норы ракообразных: прибрежные типы	Неизвестна
[287]	Цветовая окраска наиболее распространена для мелководных видов	Различные

адаптации также имел место в течение палеозоя для глубоководных трилобитов, главным образом для небольших трилобитов (отряды факопида и проетида) позднего девона и раннего карбона.

2. Некоторые виды механической адаптации, выражающиеся в изменении структурной поддержки организма, могут быть обусловлены глубиной (т. е. давлением); один пример такой адаптации приводится

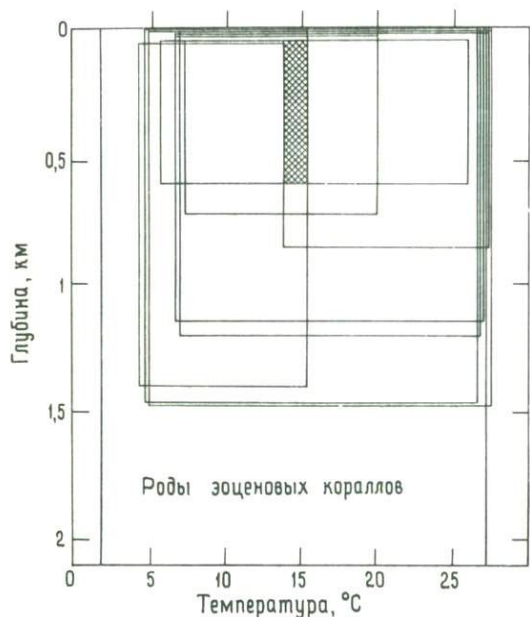


Рис. 2-13.

Каждый прямоугольник представляет собой область глубины и температуры только для одного рода агерматинных кораллов (средний эоцен, побережье Мексиканского залива, США). Вероятный диапазон глубины и температуры для всех родов показан заштрихованной областью, которой соответствуют температура около 15 °С и глубина от 50 до 600 м. При таком узком температурном диапазоне глубину можно оценить более точно, если знать типичные глубины воды с температурой 15 °С для тропической кривой глубина — температура [903].

здесь. Для цефалопод способность противостоять давлению связана с прочностью их раковины, и эта способность является функцией отношения толщины стенки раковины к радиусу ее кривизны. Чем больше толщина стенки и/или меньше радиус кривизны, тем больше прочность раковины. По этим признакам глубина обитания большинства цефалопод составляет, вероятно, менее 300 м, хотя раковины некоторых видов могут не расплющиваться на глубине, превышающей 1000 м [905]. Лабораторные эксперименты показали, что *Nautilus*, по-видимому, не может обитать на глубине свыше 700 м [713], и живые *Nautilus*, помещенные в садки, раздавливались на глубинах 750–900 м [Уард, личное сообщение, 1979].

3. Для ископаемых видов или родов с живущими ныне поколениями можно часто определить интервал глубин обитания ископаемого сообщества. На рис. 2-13 показан этот способ применительно к осадкам эоцена для девяти родов одиночных кораллов. Хотя отдельные роды могут распространяться до глубины 2000 м и существовать

в интервале температур от 0 до 27 °С, данные для всех родов указывают на возможный диапазон глубины от 50 до 500 м и на температуру, равную приблизительно 15 °С. Для разных видов фораминифер на глубинах от 0 до 2000 м было выделено 13 палеобатиметрических зон «при оценке современного распределения по глубине

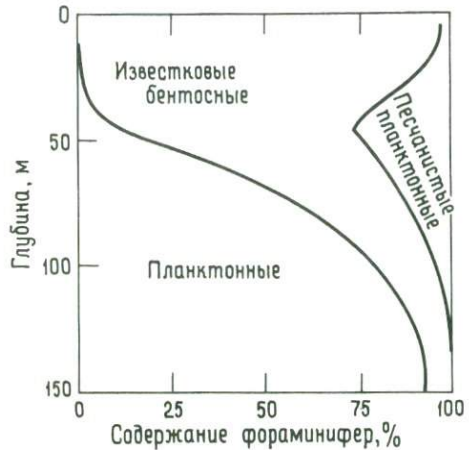


Рис. 2-14. Процентное содержание современных песчаных бентосных, известковых бентосных и планктонных фораминифер как функция глубины; материалы даны по профилю, перпендикулярному к берегу и протягивающемуся от него до глубины 150 м [794].

Обращает на себя внимание, что с каждым интервалом глубины связаны примечательные ассоциации.

миоценовых видов и сравнении современного и ископаемого гомеоморфизма» [36]. Примеры этого общего метода оценки батиметрии многочисленны.

В некоторых случаях сходство между современным организмом и его ископаемым двойником является морфологическим исключительно в общем смысле. Для фораминифер на глубинах от 0 до 150 м относительные количества песчаных бентосных форм известковых бентосных и планктонных видов изменяются таким образом, что соотношения между ними различны для каждой глубины (рис. 2-14). Обнаружено, что количественное отношение планктонных видов к бентосным систематически увеличивается от 10% вблизи берега до 50–60% на перегибе шельфа [794]. Исследования, проведенные десять лет назад [596], подтвердили общий характер распределения организмов по глубине на шельфе. Однако на больших глубинах планктонные виды могут заметно растворяться, растворимость известковых бентосных видов несколько меньше, а песчаные бентосные формы вообще не растворяются. Следовательно, количественное отношение между различными типами фораминифер в глубоководных осадках должно быть тщательно оценено, для того чтобы определить влияние процессов диагенеза [51]. Глубоководные осадки, содержащие только агглютированные раковины, свидетельствуют о том, что глубина осадконакопления превышала региональный уровень компенсации карбоната кальция [663].

Даже при наличии так называемых ископаемых отпечатков (все ископаемые являются только отпечатками жизнедеятельности) характерные их типы встречаются в различных по глубине зонах (многочисленные примеры приводятся в работах Краймса и Харпера [172, 173] и Фрея [303]). На мелководье животные выкапывают вертикальные норы, в которых они прячутся при отливах. На больших глубинах более обычны горизонтальные норы, что связано с жизнедеятельностью, обусловленной добыванием пищи; на различных глубинах наблюдаются разные виды и типы нор.

4. Стратиграфическая и латеральная последовательность древних «сообществ» фауны и флоры может быть установлена из полевых данных. При реконструкциях можно закартировать разнообразие конкретных групп. Установлено, что для верхнего ордовика и нижнего силура количество разновидностей брахиопод увеличивается с удалением от берега [14]; параллельно с этим происходит увеличение глубины в направлении к краю шельфа. Подобная тенденция отмечается для бентосной фауны многих геологических возрастов [550]. Для современных фораминифер также характерно увеличение разновидностей при перемещении по шельфу в сторону моря. Максимальное количество разновидностей встречается в том случае, когда условия среды обитания стабильны, что наблюдается на глубинах около 15 м у Джорджии [755] и на окончании шельфа в Бискайском заливе [728]. Разнообразие фораминифер в общем увеличивается с удалением от берега [323].

Несмотря на то что многие представления о батиметрии вытекают из наблюдений над современными видами, палеобатиметрия региона должна, несомненно, определяться по распределению танатоценозов. Такой анализ был выполнен для отмерших организмов, обнаруженных в осадках, которые были подняты на 60 станциях, расположенных вдоль континентального шельфа и верхней части континентального склона у Новой Англии [912]. Полученные результаты (рис. 2-15) указывают на существование зональности по глубине в выделенных группах, а именно: на мелководье сконцентрированы морские утки и обыкновенные морские ежи («песчаный доллар»), в областях средней части шельфа и его окончания — гастроподы, пелелиподы и фрагменты ракообразных, а к самому внешнему окончанию шельфа и к верхней части континентального склона приурочены обыкновенные морские ежи, пелелиподы, скафоподы и кубковые кораллы. В более глубоких водах в осадке среди его твердых частей особенно характерными были отолиты рыб и клювы цефалопод.

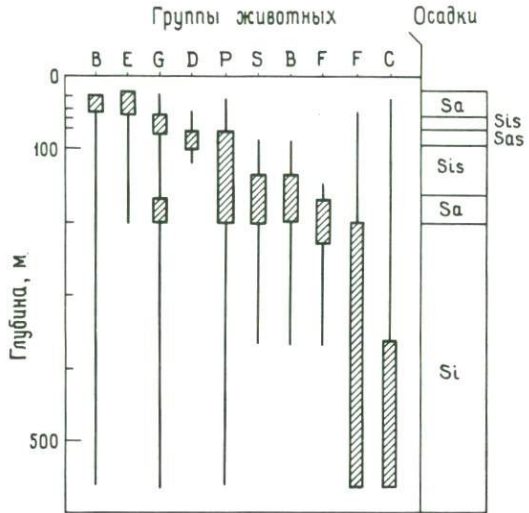
Превосходные исследования Хертвека [386], посвященные изучению мелководных шельфовых осадков и фауны Средиземноморья, убедительно подтвердили тот факт, что интервалы глубины для биоценозов более ограничены, чем интервалы с отмершими раковинами. Причина более широкой распространенности раковин обусловлена влиянием экстремальных погодных условий. Моллюски солоноватых и пресных вод чрезвычайно распространены на расстоянии 400–500 м мористее

берега. При палеонтологической интерпретации осадки с их остатками будут отнесены к лагуне или к области солоноватых вод, тогда как истинная причина их распространенности состоит в другом.

Зональность по глубине, наблюдаемая для обломков раковин на протяжении всего шельфа вдоль атлантической окраины США, точно так же не идентична положению ныне живущих популяций [576].

Рис. 2-15. Распределение твердых частиц в донных отложениях у Новой Англии по отношению к глубине и типу осадка [912].

Слева направо располагаются следующие группы животных: В (морские утки), Е (*Echinarachnius*, «песчаный доллар»), G (гастроподы), D (декаподы), P (пелециподы), S (скафоподы), В (*Bristaster*, иглокожие), F (*Flabellum*, кубковые кораллы), F (рыбы) и С (шефалоподы); для осадков приняты следующие сокращения: Sa — песок, Sis — алевритистый песок, Sas — песчанистый алеврит, Si — алеврит. Глубины, на которых распространены эти группы животных, могут не соответствовать глубине наибольшей распространенности современных популяций.



В общем случае обломки моллюсков распространены более широко, чем любой другой тип обломков раковин, и вследствие этого они перекрывают все другие источники. Следовательно, другие типы обломков органического материала (морских уток, мшанок, морских ежей, фораминифер, водорослей и т. д.) заметны только там, где обломки моллюсков редки, главным образом на глубоководье, несмотря на то что основные глубины обитания ныне живущих популяций могут быть намного меньше.

Итак, если каждый из сотен тысяч живущих в настоящее время морских видов имеет определенную глубину распространения, то можно предпологать, что такая же картина наблюдалась и в прошлом. Поэтому использование аргументов по аналогии, основанных на распределении современных форм, может дать превосходные результаты, особенно если оно базируется на нескольких таксонах данного сообщества. Использование водорослей, несомненно, дает уверенность в том, что осадки образовались на глубинах менее 100 м, а более вероятно, менее 20 м. Однако, как и в случае других методов, этот метод позволяет значительно чаще, чем это возможно в действительности, отличать 5 м от, например, 25 или 50 м от 250.

## Общие модели батиметрии

Выводы, вытекающие из обсуждения батиметрии для отдельных стратиграфических разрезов, непосредственно приводят к региональным моделям осадконакопления. Здесь будут рассмотрены два контрастных типа моделей осадконакопления на континентальных шельфах: 1) модель *эпиконтинентального моря* и 2) модель *краевого моря*.

1. Шоу [764] и Ирвин [414] предложили модель осадконакопления в эпиконтинентальном море, для которой очень мелководная прибрежная зона с «низким энергетическим уровнем» охватывает полосу

Модель седиментации в эпиконтинентальном море (по Шоу и Ирвину)

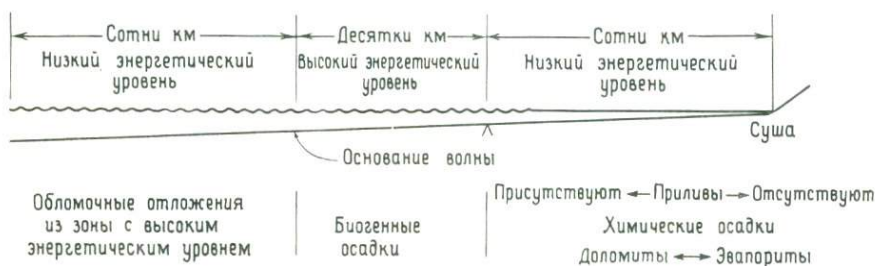


Рис. 2-16. Схема распределения предполагаемых энергетических зон в эпиконтинентальных морях, как она используется многими авторами [414]. Обратите внимание на масштаб.

шириной в «сотню миль»; мористее за ней следует пояс с «высоким энергетическим уровнем» шириной в «десятки миль», переходящий далее в зону с «низким энергетическим уровнем» шириной в «сотни миль» (рис. 2-16). Предполагается, что такое эпиконтинентальное море могло иметь ширину от 600 до 1000 км и протягивалось параллельно континентальной окраине по меньшей мере на такое же расстояние. Современными аналогами, наиболее близкими по размерам к предполагаемым древним эпиконтинентальным морям, являются Гудзонов залив (1000 км в радиусе), Персидский залив (850 × 300 км) и районы Южно-Китайского, Яванского, Тиморского и Арафурского морей (если бы уровень моря в результате таяния ледников поднялся на 60 м, то появилось бы еще два региона, первый — к востоку от Малайзии, а второй — к северу от Австралии; площадь каждого из них была бы равна 1000 × 1000 км). Считается, что в древних эпиконтинентальных морях соленость постепенно увеличивалась от окраины к центру, и вследствие мелководности вода в них была изогалинной (т. е. характеризовалась постоянной соленостью) от поверхности до дна. В современных морях такая ситуация наблюдается

в Акульем заливе, Австралия (где значения солености в прибрежной зоне в конечном счете достигают 65‰/00), и к западу от острова Андрос, Багамские острова (где соленость равна примерно 45‰). Однако в этих современных примерах расстояние, в пределах которого сохраняется такой градиент солености, составляет в каждом случае всего около 80 км, а не сотни километров, как предполагается для эпиконтинентальных морей Шоу и Ирвином.

В Северной Америке наиболее обширные мелководные моря (скорее всего эпиконтинентальные) существовали в раннем палеозое. Предполагается, что при максимальной трансгрессии в позднекембрийское время зоны *Saukia* («водорослевые отмели») занимали область шириной 800 км и протягивались по простиранию осадконакопления на 1000 км [507], причем береговая линия оттягивалась от зоны отмелей в сторону суши дополнительно на 100–500 км. Вся эта область ( $\approx 1300 \times 1000$  км) находилась, вероятно, в эйфотической зоне, и такое позднекембрийское море соответствует масштабам, постулируемым Шоу и Ирвином.

Для позднекембрийских и раннеордовикских карбонатов модель эпиконтинентального моря используется в несколько ином смысле, связанном с предположением о том, что в соответствующих климатических зонах над обширной площадью происходило испарение. Эти раннепалеозойские известняки залегают вблизи континентальной окраины вместе с синхронными им сублиторальными доломитами, которые протягивались в сторону суши (рис. 2-17). Существует представление о том, что в результате испарения над центральной частью эпиконтинентального моря соленость в нем повышалась, в частности повышалось содержание магния в интерстициальных флюидах, что привело к образованию доломитов. В этой интерпретации в качестве литоральных рассматривались также многие строматолитовые горизонты. Процесс доломитизации затронул несколько тысяч квадратных километров карбонатов мощностью до 1000 м. Для этой модели требуется, по видимому, весьма ограниченный набор климатических условий, которые существовали в течение миллионов лет над колоссальными по протяженности районами.

Во многих регионах модель эпиконтинентальных морей используется исследователями для объяснения происхождения пород верхнего протерозоя и практически для каждого периода фанерозоя. При этом несущественно, насколько эвристической может быть модель эпиконтинентальных морей, однако некоторые ее аспекты являются спорными.

а. Из-за наличия ветров и штормов крайняя точка зрения относительно внутреннего пояса «шириной в сотни миль», который характеризуется «низким энергетическим уровнем», представляется маловероятной.

б. Предполагаемый уклон поверхности суши требует наличия почти горизонтальной плоскости на протяжении сотен километров. Несмотря на то что современные континентальные шельфы имеют очень пологий уклон, глубина их все же достигает 150 м на расстоянии примерно 100 км от современного побережья, а в некоторых местах она зна

чительно больше. Почти плоские поверхности, имеющие протяженность, предсказываемую для эпиконтинентальных морей, образуются не в результате эрозии, а только при седиментации в осадочных бассейнах. Поэтому существование моря, глубина которого почти повсеместно менее 30–50 м на расстоянии от 500 до 1000 км, представляется физически нереальным.

Раннепалеозойское эпиконтинентальное море

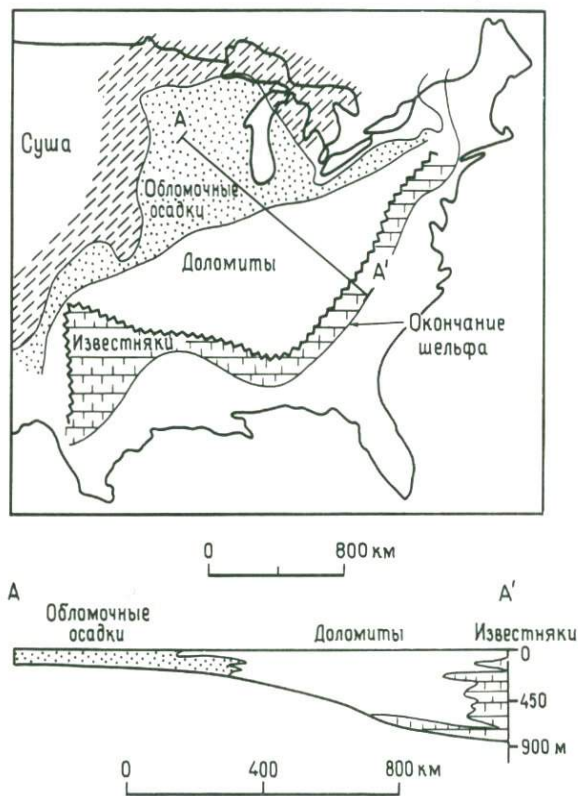


Рис. 2-17. Обобщенная палеогеографическая карта позднекембрийского и раннеордовикского времени, на которой показано региональное распределение фаций группы Нокс и эквивалентных ей пород древнего эпиконтинентального моря [364].

Уклон дна равен примерно 1 м/км.

в. Альтернативное объяснение природы отложений нижнего палеозоя, уже предложенное Шинном, Ллойдом и Гинзбургом [773], состоит в том, что «такое широкое распространение пород приливо-отливной отмели говорит о серии, состоящей из многих трансгрессивных и регрессивных пакетов приливо-отливных отложений, захватывающей с течением времени все большую площадь и накапливающейся при постепенном опускании». Вторым альтернативным объяснением широкого распространения нижнепалеозойских карбонатов является то, что

они представляют собой отложения наиболее широких литоральных зон, похожих по положению, занимаемому приливом, на область Сундарбан, но отличающихся от нее по региональному климату (см. стр. 92). Там, по существу, плоская поверхность протягивается в глубь суши приблизительно на 300 км и вдоль берега на 100 км.

г. Из-за неточности палеогеографических реконструкций для раннего палеозоя (и многих других времен) предполагаемый размер этих мелководных морей и расстояние от них до океана могут оказаться неверными.

2. Модель *краевых* морей представить значительно легче (рис. 2-18), чем модель эпиконтинентальных морей, поскольку существуют их многочисленные современные аналоги. Средняя ширина современного внутреннего континентального шельфа (глубина от 0 до 65 м) составляет 16 км, а ширина 68 % всех континентальных шельфов колеблется от 3 до 80 км [369]. Внешний шельф, глубина которого составляет от 65 до 130 м, имеет в среднем ширину 50 км. Вследствие этого общее среднее расстояние от побережья до перегиба шельфа равно в настоящее время приблизительно 70 км. Между шельфом и сушей, конечно, существует литоральная область, но она не может иметь большую протяженность. Шинн, Ллойд и Гинзбург [773] обобщили свои представления о литоральных условиях, написав, что «при тех течениях и приливах, которые существуют, по-видимому, маловероятно, чтобы ширина единичной приливно-отливной отмели в любое данное время превышала 10 миль». В связи с этим ширина современных краевых морей вместе со смежными литоральными областями обычно не превышает 100 км<sup>1</sup>.

Многие геологические обстановки, по-видимому, представлены отложениями менее обширных морей, чем предусматривается в моделях эпиконтинентальных морей, и без заметного перегиба шельфа, который всегда присутствует на внешней границе краевых морей. В своей статье, написанной в 1937 г., Элиас дал образец палеобатиметрического анализа, который приобрел значение четверть века спустя (рис. 2-19). Изучая последовательные изменения в литологии, фауне и флоре и тщательно фиксируя их современные аналоги, Элиас установил характер зональности по глубине в пермских морях внутренних частей Северной Америки. Экологическое значение некоторых его данных было впоследствии пересмотрено [241], но сам метод анализа, пионером которого являлся Элиас, в настоящее время стал широко использоваться.

В целях изучения региональной батиметрии ведутся многочисленные исследования. Особенно примечательной по комбинации седиментологических, биологических и геохимических критериев является рекон-

<sup>1</sup> Имеется в виду ширина мелководной области краевых морей. — *Прим. перев.*

струкция батиметрии юрских шельфовых осадков Англии, выполненная Селлвудом [754]. В прекрасной работе Хоканссона, Бромли и Перч-Нильсена [355] показано, что песчий мел северо-западной Европы накапливался на внешнем шельфе при глубине ~100–250 м. Ряд палеобатиметрических анализов был выполнен по рифовым фациям ввиду их потенциальной нефтеносности. Например, палеобатиметрия мелководных карбонатных рифов Англии была представлена в работе



Рис. 2-18. Обобщенная диаграмма идеализированной континентальной окраины и характера осадков в каждом из ее структурных элементов [244].

Пунктирными линиями показаны переслаивающиеся турбидиты.

Бродхарста и Симпсона [94]. Наконец, следует отметить общие исследования батиметрии, выполненные Гибсоном [324, 325] и Лейтцем [496]; авторы критически оценивают данные по фауне, а их дискуссия относительно глубины миоценового шельфа у юго-восточного побережья США весьма поучительна.

Наряду с интерпретацией палеобатиметрии для данного момента в геологическом прошлом представляют также интерес изменения батиметрии во времени. Исследования Йоханнеса Вальтера (1860–1937), изложенные в учебниках по стратиграфии, показали, что последовательность обстановок осадконакопления, наблюдаемая по вертикали, должна также существовать и по латерали [572]. Поэтому если можно определить батиметрию для последовательных временных уровней, то можно закартировать суммарные опускания или воздымания [35]. Это в свою очередь ведет к составлению тектонической карты, которая дает представление о факторах, контролирующих характер осадконакопления. Быстрое изменение в фаунистических показателях батиметрии также дает основание предполагать, что отложения промежуточных средних глубин были удалены при разломообразовании, эрозии или других внезапных изменениях обстановки осадконакопления.

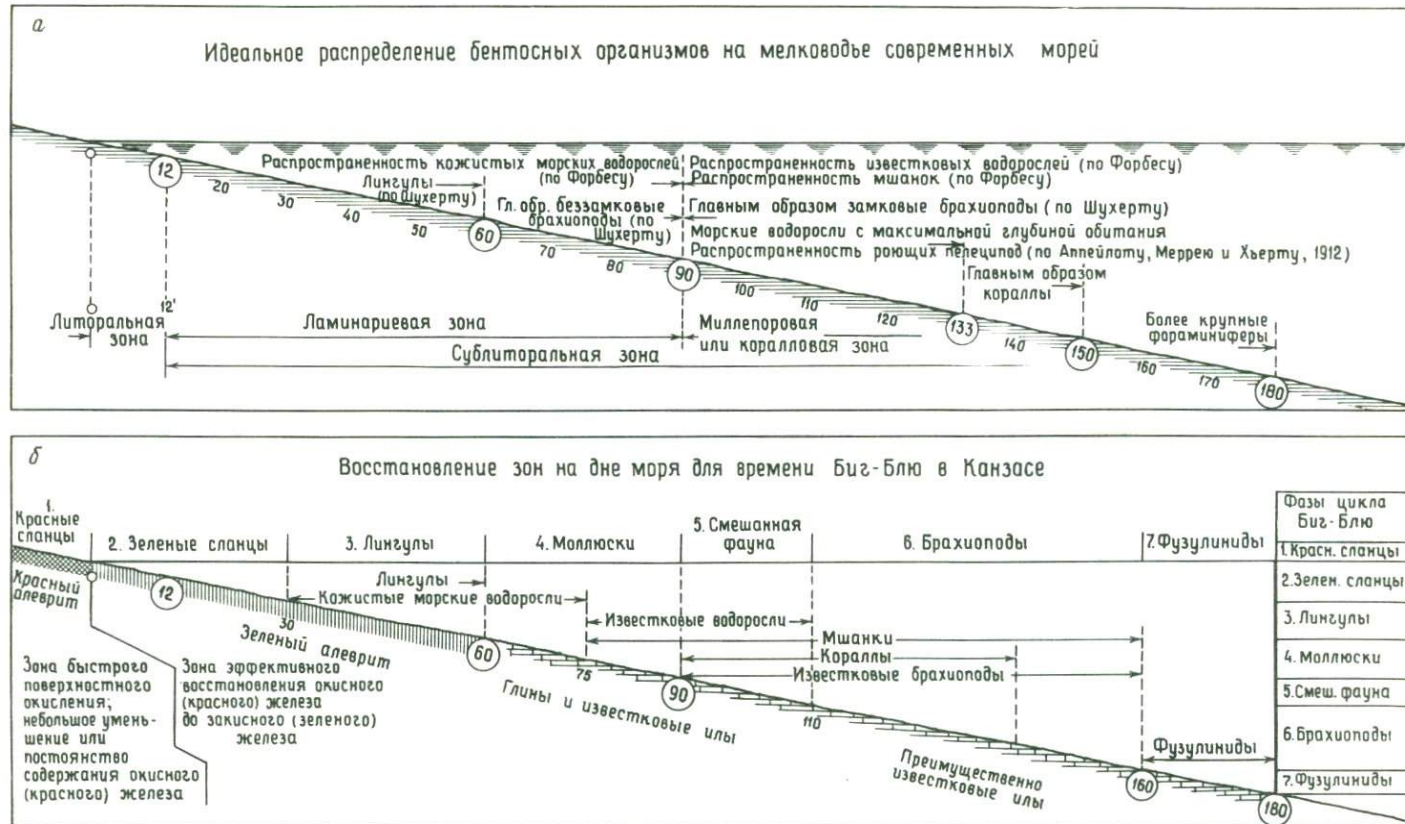


Рис. 2-19. Бентосные зоны в современном океане (а) по сравнению с зонами пермских морей Биг-Блю в Канзасе (б) [240].

Воспроизводится с разрешения Американского геологического общества.

## Краткое содержание

В этой главе обобщены седиментологические, геохимические и минералогические критерии, служащие для обоснования батиметрии. Единственные палеобатиметрические заключения, которые обычно можно сделать, относятся к установлению 1) побережья, 2) эйфотической зоны (0—30 м) и 3) глубины срединно-океанического хребта ( $\approx 2600$  м). В осадочных разрезах значительно легче определить относительную (но не абсолютную) глубину, а осадочные толщи часто могут быть соотнесены с береговой линией, эйфотической зоной или с гребнем хребта. Вследствие строгого взаимоотношения между возрастом океанической коры и ее глубиной мы имеем замечательный вывод, совершенно непредвиденный несколько лет назад, о том, что батиметрия глубоководных частей океана от юры до настоящего времени определяется более легко и просто (скажем с точностью  $\pm 10\%$ ), чем батиметрия мелководья. Этот подход и общее понимание в настоящее время полезности гипсометрической кривой в качестве метода оценки колебаний уровня океана объединяются для того, чтобы палеобатиметрия имела прочную основу для своих построений.

Два типа континентальных шельфов, которые наиболее интересны для осадочной геологии, относятся к краевым и эпиконтинентальным морям. Эти две обстановки предусматривают весьма различные модели батиметрических зависимостей. В настоящее время хорошо представлены только краевые моря; что же касается эпиконтинентальных морей, то они, по-видимому, не существовали в масштабах, предполагаемых Шоу и Ирвином. Многие моря в геологическом прошлом были, по-видимому, значительно меньших масштабов, чем эпиконтинентальные моря. Когда океаническая плита перемещается по латерали в более глубокие части океана и погружается ниже лизоклина, литологическая последовательность в глубоководных осадках меняется от офиолитов на гребне хребта к арагониту и кальциту, далее только к кальциту и, наконец, к кварцу и глинам.

Океанология является очень молодой наукой, поэтому она не может пока ответить на вопрос, находятся ли водные массы Мирового океана в полном равновесии с существующими климатическими условиями или же их приспособление друг к другу все еще продолжается.

*Л. В. Уэртингтон, 1968*

В этой главе сведены три довольно несовместимые темы — приливы, течения и циркуляция, которые объединены только их общей связью с движением воды. Для каждого из этих явлений рассматривается, во-первых, их современное распределение или причины, во-вторых, обсуждается, как они могут или могли быть узнаны в геологической летописи, и, наконец, рассматривается их геологическая летопись.

## Приливы

При характеристике приливов будут рассмотрены их 1) происхождение, 2) проявление на континентальных шельфах, 3) геологические индикаторы и 4) проявление в геологическом времени.

1. Океанские приливы, как показано на рис. 3-1, *a*, зависят главным образом от взаимодействия Земли и Луны. В *центре* Земли (*E*) каждый килограмм притягивается к Луне гравитационной силой (которая достигает 3,38 мг). Для Земли в целом этому притяжению противодействует центробежная сила, равная по величине (3,38 мг), но противоположная по направлению. Такая система находится в равновесии, когда сумма всех сил равна нулю. На поверхность стороны Земли, обращенную к Луне, воздействует система сил, отличающаяся по величине от системы сил, приуроченных к точке в центре Земли (которая находится в истинном равновесии) или к точке на противоположной стороне Земли. В точке *Z* (рис. 3-1, *a*), которая находится на ближайшей к Луне стороне Земли, гравитационное притяжение превышает нормальное (равно 3,49 мг). Если центробежную силу Земли (3,38 мг) вычесть из гравитационного притяжения, то останется чистая абсолютная разница (0,11 мг), которая объясняет приливное вздутие по направлению к Луне.

На противоположной стороне Земли в точке *N* гравитационное притяжение меньше нормального (равно 3,27 мг). В точке *N*, так же как и в точке *Z*, между гравитационным притяжением и центробежной силой (3,38 мг) существует чистая абсолютная разница (0,11 мг). Вследствие этого любая масса воды в точке *N* будет находиться

несколько дальше от поверхности Земли, чем в точках, более близких к Луне, и поэтому вода будет «убегать» от земной поверхности, образуя приливное вздутие на стороне Земли, противоположной Луне.

В соответствии с гравитационным законом Ньютона тела притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорциональной произведению их масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Для Земли, Луны и Солнца значительно меньшее расстояние между Землей и Луной компенсирует намного большую массу Солнца, которое находится значительно дальше. Приливообразующая сила Солнца составляет примерно половину ее значения для Луны, и, следовательно, когда Солнце и Луна находятся на одной линии с Землей, сочетание их сил приводит в результате к приливам, высота которых в полтора

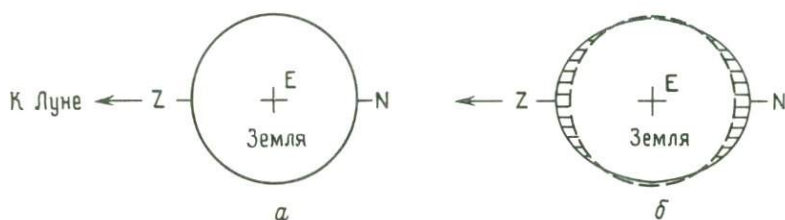


Рис. 3-1. Схема образования приливных сил [186].

Буквы *Z*, *E* и *N* объясняются в тексте; *a* – равновесие между общей силой притяжения Луны и общей центробежной силой Земли; *b* – деформация непрерывной оболочки океана, обусловленная приливообразующими силами.

раза больше по сравнению с высотой нормальных приливов. Аналогичным образом, если угол между линиями, соединяющими Землю с Луной и Солнцем, составляет  $90^\circ$ , значение приливообразующей силы уменьшается, что приводит в результате к приливам, высота которых составляет примерно половину нормальной высоты. Наибольшие приливы носят название сизигийных, а наименьшие – квадратурных. Сизигийные и квадратурные приливы за сутки обегают земной шар вследствие изменения положения Луны (и Солнца) относительно Земли (рис. 3-1, б).

Предсказание высоты приливов зависит от знания результирующих сил, генерируемых Солнцем и Луной при их движении по эллиптической орбите со склонением и расстоянием, меняющимися по отношению к Земле. Наиболее важные составляющие приливов перечислены в табл. 3-1. Главные из них – лунная ( $M_2$ ) и солнечная ( $S_2$ ) – составляют более 80% приливообразующей силы.

Приведенный обзор поведения приливов требует дополнительной информации еще до того, как могут быть предсказаны величины береговых приливов. Когда приливная волна проходит над глубоководными частями океана и накатывается на более мелководный континентальный шельф, ее скорость резко уменьшается. От точки к точке

глубина и ширина шельфа имеют разные значения, и вследствие этого участки береговой линии протяженностью несколько сотен километров могут отличаться друг от друга по времени прихода полной воды на несколько часов, как, например, вдоль восточного побережья США [25]. С точки зрения палеоприливов это различие во времени

*Таблица 3-1*

Наиболее важные составляющие приливообразующих сил [186]. Условные обозначения: М — Луна; S — Солнце; O — колебания, связанные со склонением Луны; P — колебания, связанные со склонением Солнца; K — взаимодействие Солнца с Луной в зависимости от их склонения; N — вариации расстояния до Луны; индексы (1), (2) и (f) указывают соответственно на суточный, полусуточный и двухнедельный приливы

Прилив	Обозначение	Период (в солнечных часах)	Амплитуда, $M_2=100$	Описание
Полусуточный	$M_2$	12,42	100,00	Главная лунная (полусуточная) составляющая
	$S_2$	12,00	46,6	Главная солнечная (полусуточная) составляющая
	$N_2$	12,66	19,1	Лунная составляющая, обусловленная ежемесячными вариациями в расстоянии до Луны
	$K_2$	11,97	12,7	Солнечно-лунная составляющая, обусловленная изменениями в склонении Солнца и Луны на всем протяжении их орбитального цикла
Суточный	$K_1$	23,93	58,4	Солнечно-лунная составляющая
	$O_1$	25,82	41,5	Главная лунная (суточная) составляющая
	$P_1$	24,07	19,3	Главная солнечная (суточная) составляющая
Длиннопериодный	$M_f$	327,86	17,2	Лунная двухнедельная составляющая

полной воды затрудняло бы составление котидальных карт, на которых показаны вершинные линии полной воды. Для многих геологических ситуаций, однако, относительное время полной воды не является настолько важным, как распознавание ее относительной высоты.

2. Приливы на континентальном шельфе более высокие, чем в открытом океане. Над большей частью приливные колебания океана на расстоянии тысяч километров имеют высоту, равную приблизительно 0,8 м. Однако при подходе к берегу приливная волна видоизменяется в результате соколебаний водных масс на континентальном шельфе [676]. Начальная стоячая волна, вызываемая приливом в открытом океане, надстраивается при уменьшении глубины от 3,5 км до 0,2 км на

небольшом расстоянии в пределах континентального подножия и склона. При дальнейшем движении к берегу прилив усиливается любыми особенностями рельефа.

Для атлантической окраины восточной части США, как показано на рис. 3-2, существует тесная положительная зависимость между шириной континентального шельфа и высотой прилива на побережье. На основании глобальных данных была получена определенная линейная зависимость между высотой прилива и шириной шельфа для



Рис. 3-2. Средняя высота прилива и расстояние до изобаты 1000 м вдоль восточного побережья США [676].

Заметьте, что высота прилива увеличивается с увеличением ширины шельфа.

восьми регионов шириной до 300 км и для одного региона шириной до 500 км [170]. Абсолютные значения высоты приливов, однако, представляют собой скорее функцию рельефа побережья. Так, на шельфе шириной 250 км амплитуда прилива составляла от 1 до 5 м при среднем значении около 2 м.

Главный вывод, заключающийся в том, что чрезвычайно высокие приливы с полусуточным периодом встречаются в областях наиболее широкого континентального шельфа, имеет фундаментальное значение для палеоокеанологии. Из рис. 3-3 видно, что прибрежные области с амплитудами приливов, большими 3 м, ассоциируются с широкими шельфами. Эти регионы также характеризуются песчаными хребтами и высокими скоростями течений. Редфилд [676] подсчитал, что для восточного побережья США (рис. 3-2) «наибольшие амплитуды прилива  $M_2$ , встречающиеся при любой ширине шельфа, будут возрастать на один фут при увеличении ширины шельфа на каждые 20 миль».

Можно спросить, насколько изменилось бы влияние главной лунной составляющей в зависимости от того, был континентальный

шельф узким или широким. Собственный период свободных колебаний приливов ( $T$ ) будет являться функцией средней глубины ( $h$ ) и расстояния до берега ( $l$ ) в соответствии с уравнением

$$T = 4l\sqrt{gh}, \quad (3.1)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести. Заметьте, что период  $T$  прямо пропорционален расстоянию  $l$  и обратно пропорционален корню квадратному из глубины  $h$ . В уравнении (3.1) если  $T = 12$  ч

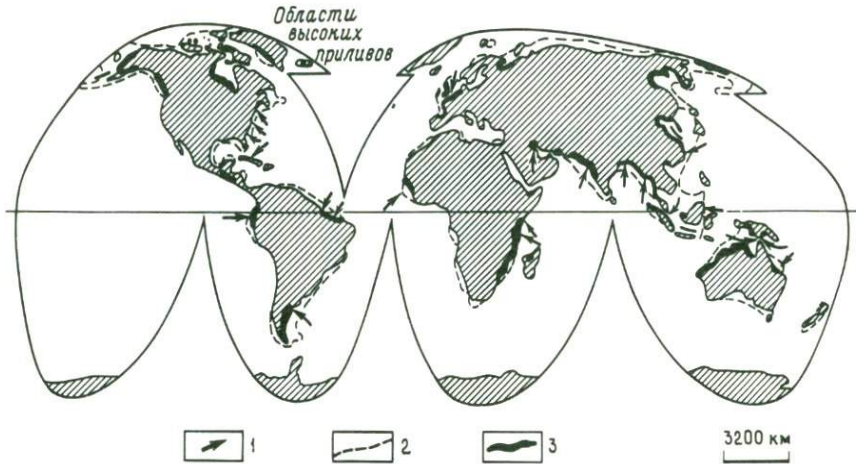


Рис. 3-3. Области высоких приливов на континентальных шельфах мира [618].

1 — места гребней приливо-отливных течений; 2 — изобата 200 м; 3 — амплитуда прилива  $> 3$  м.

(= 43 200 с) и мы примем, что средняя глубина шельфа равна 40 м, то при  $g = 10$  м/с<sup>2</sup>  $l$  будет равно 216 км. На рис. 3-4 показано расстояние от перегиба шельфа до области с наибольшей амплитудой лунной составляющей прилива для различных средних глубин шельфа. Для глубин от 50 до 100 м наибольшее воздействие лунного прилива отмечается на расстоянии 200–300 км от перегиба шельфа. Это означает, что влияние главной составляющей прилива (лунной) будет наблюдаться на большом расстоянии от перегиба шельфа (если предположить, что глубина шельфа равна 50–100 м и он неразрывен с открытым океаном). Эта зависимость мало говорит об абсолютной высоте прилива на берегу, которая обусловлена главным образом рельефом побережья; наиболее высокие приливы отмечаются в воронкообразных заливах.

При предсказании высоты приливов в древних морях в первую очередь необходимо обращать внимание на их палеогеографическое положение. Мелководные моря, отделенные от открытого океана, характеризуются очень низкими приливами, поскольку не связаны

с океанским резонансом. Озеро Чим в Баварии имеет ширину около 13 км и является самым маленьким озером, в пределах которого наблюдается прилив (1 мм). Озера с максимальными размерами от 400 до 1000 км могут характеризоваться приливами высотой приблизительно от 6 до 8 см; для Средиземного моря, у которого восточная и западная котловины почти отделены друг от друга и имеют длину около 2000 км, высота приливов может колебаться

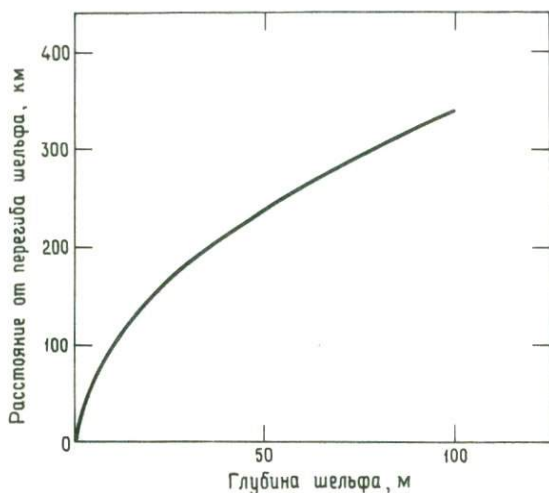


Рис. 3-4. График расстояния от перегиба шельфа до области с наибольшей амплитудой лунного ( $M_2$ ) прилива для различных средних глубин шельфа.

Для шельфа со средней глубиной от 50 до 100 м наибольшая амплитуда лунного прилива соответствует шельфу шириной от 200 до 300 км.

от 10 до 15 см (табл. 4 в работе Дефанта [186]). Броше и Зюндерманн [103] попытались в первом приближении определить высоту прилива для открытого океана пермского возраста, используя метод цифрового моделирования. Работы такого типа необходимо выполнять в большом количестве, причем особое внимание следует уделять континентальным окраинам.

3. Геологические индикаторы высоты прилива запечатлены как в обломочных, так и в карбонатных осадках.

А. Среди обломочных отложений выделяются *тайдалиты* [461]; это осадки, формирующиеся в литоральной зоне и включающие в себя вертикальную последовательность грубых песков зоны прибой (твердый сток волочения), среднезернистых песков приливно-отливной отмели (зона наката) и тонких глин приливно-отливной отмели (суспензионный твердый сток). Осадочные текстуры, которые образуются под воздействием обратного потока при наиболее низких приливах, указывают на средний уровень малой воды. Отложения приливов, как показано на рис. 3-5, представлены последовательностью «утоняющихся вверх» осадков. Примеры отложений приливов с докембрия до плейстоцена приводятся Гинзбургом [326] и Клейном [464].

Наиболее важными критериями, позволяющими выделять древние отложения приливов, являются данные о периодических изменениях в направлении и скорости течения — подъем воды и завихрения ее при приливах. Эти данные могут иметь много форм, в том числе: 1) переслаивание осадков и их эрозию (так называемые реактивационные поверхности); 2) переслаивание грубых отложений твердого стока у ложа и тонких осадков суспензионного твердого стока



Рис. 3-5. Колонка утоняющихся вверх отложений приливной зоны с изменениями по вертикали модалого размера зерен, осадочных текстур и обстановок осадконакопления [462].

Для размера зерен приняты следующие сокращения (слева направо): G — гранула и галечник; C — крупнозернистый песок; M — среднезернистый песок; F — тонкозернистый песок; S — алевит; M — ил. Приливо-отливная слоистость проявляется четкими слоями песка и ила; пачка В-С характеризует чередование обстановок низких приливо-отливных отмелей или песчаных баров (В) с изменениями в текстуре течения на последней стадии поднятия (С); прочие термины объясняются в тексте.

(которые задерживаются впадинами в песчаной ряби при стоячей воде и дают в результате структуры переслаивания глин с песком, известные в качестве *флазерной* слоистости (если мало глины), волнистой слоистости ( $\approx 25\%$  глины) и ленточной слоистости ( $\approx 50\%$  глины) [682]; 3) переслаивание косослоистых горизонтов с наклоном слойков в противоположные стороны («перистый» рисунок), обусловленным подъемом и опусканием воды во время приливов, и 4) переслаивание отложений, заливаемых и не заливаемых водой во время приливов (с трещинами усыхания и т. д.). Дополнительные характерные особенности, свидетельствующие о наличии береговой линии, были представлены в гл. 2.

Для того чтобы отложения приливов были предсказаны и выделены в стратиграфической летописи, необходимо сочетание двух крите-

риев: 1) наличия «умеренных — высоких скоростей» продвижения береговой линии в сторону моря и 2) разнообразия осадочных структур и текстур [462]. Если эти два критерия существуют, то утоняющиеся вверх отложения приливов могут быть легко выделены из других типов таких же осадков, а именно отложений меандрирующих аллювиальных русел и турбидитных осадков. В целом осадки аллювиальных русел отличаются от интертайдалитов отсутствием осадочных текстур, типичных для чередующихся процессов суспензии и твердого стока у ложа (таких, например, как флазерной слоистости), и тем, что они подстилаются остаточным гравием руслового дна. Для турбидитов характерны отчетливая градационная слоистость, линейные структуры и значительное разнообразие по вертикали как размера зерен, так и минералогии тяжелых фракций. В глубоководных осадках, сформированных придонными течениями, отсутствует градационная слоистость, и они довольно однообразны как по размеру зерен, так и по минеральному составу тяжелых фракций. На основании этого выделяются литоральные утоняющиеся вверх разрезы.

Многие песчаные отложения геологического прошлого были описаны как образовавшиеся в литоральных условиях (Клейн [460] перечислил 46 таких объектов исследования), несмотря на то что ранее Вишер [869] указывал на редкую возможность сохранности пляжевых песков в качестве древних песчаных отложений. Совсем недавно были получены точные критерии, служащие для выделения литоральных осадков, и проведены конкретные сравнения между современными и древними отложениями литорали [340, 464, 326]. В настоящее время считается, что кварцевые песчаники почти всегда имеют литоральное происхождение [464, 465].

О максимальном значении амплитуды прилива может свидетельствовать мощность непрерывного осадочного разреза между отложениями, приуроченными к верхней (т. е. корневые зоны и трещины усыхания на кровле) и нижней (т. е. морская фауна на подошве) частям литорали. Местами эта мощность для девонской «дельты Катскилл» равна 2 м или менее, и она поэтому предполагается в качестве максимальной амплитуды прилива [883]. Некоторые авторы утверждают, что мощность грубых осадочных единиц (т. е. гравия) указывает на амплитуду прилива, но в наступающем море (или погружающейся котловине) мощные прибрежные отложения могли аккумулироваться ниже уровня приливов. Протягивающиеся по латерали покровные пески геологического прошлого могут быть не более чем древними прибрежными отложениями (или областями песчаных волн), т. е. такими, которые формируются в настоящее время (гл. 2). Обзор по амплитудам приливов для различных геологических периодов приводится ниже.

Б. В карбонатных осадках отложения литорали характеризуются, как показано на рис. 3-6, специфическими мелкомасштабными особен-

ностями. На острове Андрос, Багамские острова, средняя амплитуда квадратного и сизигийного приливов составляет соответственно 0,17 и 0,4 м при максимальных значениях до 1 м в случае очень сильных ветров. Распространенность строматолитов сине-зеленых водорослей регулируется пространством, которое заливается приливом.

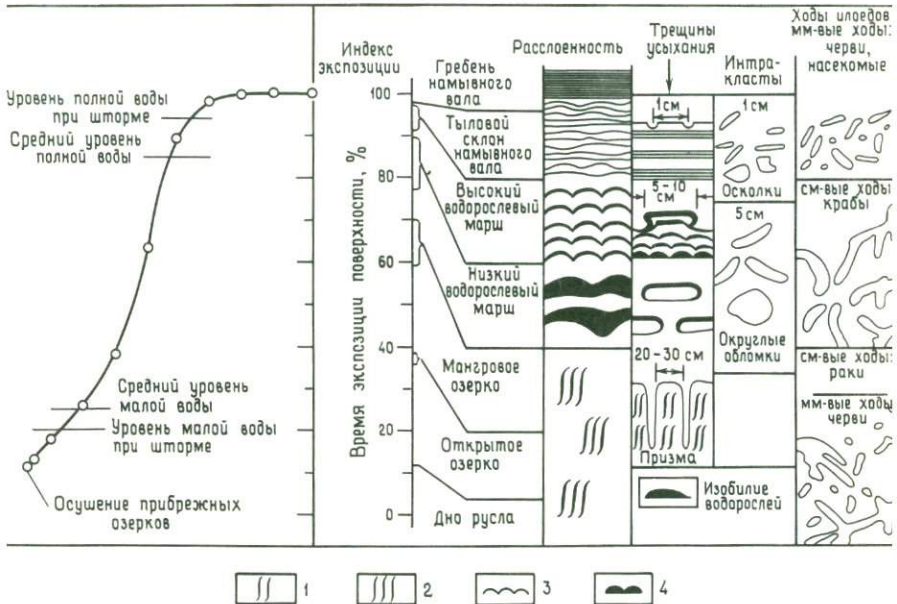


Рис. 3-6. Схематическое изображение характерных особенностей индекса экспозиции, основанное на наблюдениях в приливно-отливных отмелях острова Андрос, Багамы [327].

1 — умеренно биотурбированные осадки; 2 — сильно биотурбированные осадки; 3 — шишковатые водорослевые строматолиты; 4 — водорослевые строматолиты.

Их морфологические особенности наряду с развитием разных типов трещин усыхания при различных степенях экспозиции и тип инфауны в зависимости от экспозиции дают в результате характерные рисунки биотурбации и осадочных текстур (рис. 3-6), наличие которых определяет «индекс экспозиции» [327].

В дополнение к багамскому типу литоральных карбонатных осадков Гинзбург [326] в качестве второго типа выделил широко распространенные тонкослоистые строматолитовые известняки верхнего кембрия и нижнего ордовика. В этих осадках отсутствуют повторяющиеся, мелкомасштабные вертикальные последовательности литофаций и текстур, которые типичны для багамских литоральных карбонатов.

Этот нижнепалеозойский тип карбонатных осадков свидетельствует о режиме осадконакопления, который был широко распространен в течение непродолжительного времени, и образование его происходило, по-видимому, следующим образом. До силура в отсутствие наземных растений области побережий не имели столь хорошо выраженных, как в настоящее время, речных русел (см. стр. 221). Следовательно, сток воды в море мог захватывать обширные области, которые были абсолютно плоскими на протяжении десятков и сотен километров; в настоящее время таким примером является область Сундарбан, расположенная в устье Инда вдоль северо-западного побережья Индии. В Большом Сундарбане (который протягивается в глубь суши на 300 км и вдоль берега на 100 км) и в Малом Сундарбане приблизительно 30 000 км<sup>2</sup> затопливается сезонно при юго-западных муссонах [332]. В этих непосредственно надлиторальных условиях в настоящее время аккумулируется слой гипса. При отсутствии муссонной гидрографии регион данного типа мог бы на большой площади аккумулировать тонкослоистые строматолитовые известняки.

Амплитуда прилива для карбонатов, как и для обломочных отложений, может быть оценена по вертикальному расстоянию между незаливаемыми участками суши и участками, характеризующимися морскими условиями. Наивысшая точка, в которой встречаются отдельные синусоидальные прослойки строматолитов, находится там, где поверхность суши увлажняется при полной воде, а самая низкая точка приурочена к участкам, слегка заливаемым при малой воде; таким образом можно оценить амплитуду прилива [146]. Такая же картина наблюдается для некоторых строматолитов в Акульем заливе, Австралия. Было, однако, показано, что куполовидные строматолиты (которые используются для определения амплитуды прилива) встречаются в рифовых фациях девона до сублиторальных глубин, равных 45–100 м ниже уровня девонского моря [650]. Вследствие этого оценки прилива по строматолитам неопределенны.

4. Высота приливов в геологическом прошлом давно представляет интерес как для астрономов, так и для геологов. Поскольку наиболее крупной составляющей современных приливов является лунная составляющая ( $M_2$ ) и поскольку Луна медленно удаляется от Земли, то приливы геологического прошлого по сравнению с современными характеризовались, по-видимому, большей величиной. Приливное трение и аккреция ядра также замедляют скорость вращения Земли и уменьшают фрикционный эффект зональных ветров, понижая тем самым высоту приливов. Оценки скорости удаления Земли от Луны основаны на астрономических данных и на измерениях увеличивающейся продолжительности дня, производимых по кольцам роста ископаемых раковин (см. обзоры в работах Паннеллы [630] и Розенберга и Ранкорна [697]).

Предполагается, что Луна была захвачена Землей 2 млрд. лет назад или, вероятно, лишь 700 млн. лет назад, и к настоящему времени расстояние между ними увеличилось от нескольких до 60 земных радиусов (Олсон [620] и более ранняя работа; [568]). Однако захват Луны не мог произойти так поздно, поскольку строматолиты «с развитыми приливными полосками» свидетельствуют о том, что Луна связана с Землей на протяжении по крайней мере 3 млрд. лет [631].

С одной стороны, для доказательства более высоких приливов в докембрии ссылаются на три группы данных.

А. Докембрийские покровные пески могли преобразовываться в крупные песчаные волны подобно волнам, существующим сегодня в регионах с высокой скоростью приливных течений (обзор дан в гл. 2, см. также работу Мерифилда и Ламара [567]). Однако для двух конкретных отложений покровных песков докембрия «нельзя сделать вывод о том, что расстояние между Землей и Луной в период формирования этих пород было значительно меньше, так как в обоих случаях их присутствие может быть объяснено местными условиями, например, такими, которые преобладают в настоящее время в Ирландском море и проливе Ла-Манш» [568]. Золотоносные конгломераты Витватерсранда, возраст которых оценивается в 2,5 млрд. лет, также интерпретируются в качестве показателя высоких скоростей приливных течений, что дает основание предполагать о более близком расстоянии между Землей и Луной в то время [362]. Вос [875], однако, при тщательном анализе отнес эти осадки к «разветвленной аллювиальной равнине и озерной обстановке», а не к обстановке прилива.

Б. Амплитуда строматолитовых прослоев (6–15 м) может указывать на высокие докембрийские приливы (см. работы Клауда [146] и Уолтера [885], но эти авторы не согласны, в частности, с тем, что эти отложения сформировались в результате исключительно высоких приливов в позднем докембрии).

В. Осадки, соответствующие амплитуде прилива от 12 до 25 м, присутствуют в надгруппе Понгола (Южная Африка) с возрастом 3 млрд. лет [538]. Данные, полученные для отдельного географического региона, не отражают, однако, общей картины.

С другой стороны, большинство данных свидетельствует о том, что высота приливов, по крайней мере за последний миллиард лет, не была намного больше, чем в настоящее время.

А. Клейн [464] применил метод, основанный на утонении вверх отложений, для определения осадков приливов в 428 случаях и обнаружил следующие амплитуды палеоприливов: поздний докембрий 0,3–13 м; кембрий 1,1–7,9 м; ордовик 0,3–1,4 м; силур 3,3–6,1 м; девон 2,0–8,9 м; юра 0,8–4,1 м; мел 0,5–8 м и наблюдаемая в настоящее время амплитуда 0–17 м.

Б. Число дней в синодическом (лунном) месяце уменьшилось примерно от 31 в ордовике до приблизительно 29 в настоящее время

[630]. В соответствии с этим система Земля – Луна была, по существу, стабильной на протяжении около 500 млн. лет. Строматолиты с полосчатостью, типичной для строматолитов, образовавшихся в литоральной зоне сегодня, встречаются в осадках Ганфлинта, возраст которых около 2 млрд. лет [630]. Однако строматолиты Ганфлинта характеризуются меньшим числом слоев, образующихся в месяц (<40) или в год (<445) (рис. 3-7), хотя в соответствии с теорией их должно быть 520. Это расхождение, вероятно, вызвано тем, что

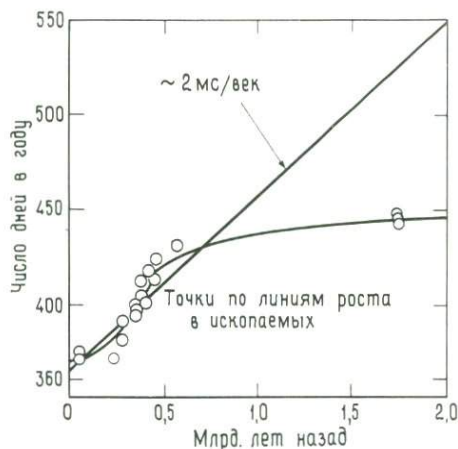


Рис. 3-7. Вариации в продолжительности года со времени Ганфлинта ( $\approx 2$  млрд. лет) [630].

Прямая линия соответствует предсказанному характеру вариаций для Земли, свидетельствующему об уменьшении продолжительности года на 2 мс/век. Кривая линия соответствует экспериментальным данным. Заметна большая разница между теоретическими и экспериментальными данными.

литоральные строматолиты всегда эродируются, и поэтому слоев остается несколько меньше, чем дней в году. С другой стороны, некоторые экспериментальные данные соответствуют результатам по Ганфлинту. Этот спор необходимо еще разрешить.

В. Строматолиты с небольшой амплитудой «приливных» слоев встречаются в породах с возрастом 2 млрд. лет. Строматолиты с максимальными амплитудами (6–15 м) имеют возраст от верхов докембрия до кембрия [885] и отсутствуют в более древних породах, где их следовало бы ожидать, если приливы были еще выше в более поздние времена.

Подведем итог рассмотрению приливов. Лунная составляющая земных приливов в два раза превышает влияние солнечной составляющей; этими факторами обусловлено более 80 % силы нормальных океанических приливов. На континентальных шельфах высота прилива в зависимости от глубины шельфа достигает максимальных значений, когда ширина шельфа от его перегиба увеличивается примерно до 300 км. Наиболее важным фактором при оценке наличия приливов в геологическом прошлом является палеогеография. Регионы с высокими приливами должны иметь широкую связь с открытым океаном.

Осадки, связанные с литоральной зоной, присутствуют в обломочных и карбонатных отложениях. Для выделения «тайдалитов»

в геологической летописи существуют многочисленные критерии. За последние 2 млрд. лет высота приливов, как и в настоящее время, по-видимому, менялась от места к месту; доказательства систематического увеличения (или уменьшения) высоты приливов, когда мы обращаемся к геологическому прошлому, отсутствуют.

## Течения

Течения обусловлены приливами или ветрами, причем на континентальном шельфе наибольшее значение имеют первые. Тем не менее донные течения до глубины 60 м связываются с поверхностными ветрами [487]. За последние несколько лет большое внимание было уделено палеотечениям, два аспекта которых представляют специальный интерес для палеоокеанологии: 1) величина течений и 2) их направление. Некоторые характеристики, полученные в результате их оценки, свидетельствуют об океанской циркуляции и рассматриваются в следующем разделе.

1. Скорость современных океанских течений может быть низкой ( $< 20$  см/с), умеренной (20–100 см/с) и высокой ( $> 100$  см/с). Скорости 20 и 100 см/с равны соответственно 0,4 и 2 узлам. Низкие скорости течений типичны для континентального шельфа и подножия, умеренные — для континентального шельфа и высокие скорости характерны для приливных течений и штормовых условий в ограниченных областях.

Предполагаемая граница между медленными и умеренными течениями (20 см/с) соответствует средней скорости, при которой на расстоянии 15 см от дна могут переноситься частицы размером менее 62,5 мкм [657] — граница размерности между песком и алевритом. Предполагаемая граница между умеренными и быстрыми течениями (100 см/с) соответствует скорости, которая необходима для эрозии осадочного материала диаметром 2 мм. Несмотря на то что абсолютные числа скорости течений являются иногда произвольными, выбор их все же имеет физическое значение и желание иметь стандарт для обычно используемых качественных терминов (медленная, умеренная и быстрая) достаточно велико, чтобы оправдать это приближение.

Геострофические течения, которые следуют за очертаниями континентального склона и подножия, характеризуются как «постоянные течения с низкой скоростью (2–20 см/с)» [381]. В более глубоких водах для семи случаев из восьми (2500–4600 м) прямые измерения скорости течений, выполненные на расстоянии 0–600 м от дна, дали значения от 6 до 12 см/с [380]. Такие же значения ( $< 20$  см/с) типичны для многих более поздних измерений силы течения в глубоких частях океана. Течения на континентальном шельфе, напротив, являются более сильными и скорость их в зависимости от фазы прилива составляет около 25–100 см/с. Следовательно, в соответ-

ствии с условием, принимаемым здесь, течения на глубине более 200 м являются, как правило, медленными, тогда как течения континентального шельфа обычно умеренные. Эти обобщения недействительны в случае, например, воздействия на водные массы западных пограничных течений (например, Гольфстрима) вплоть до глубины 1–2 км (например, плато Блейк [661]).

Быстрые течения ( $>100$  см/с) связаны с пограничными течениями (где огромные массы воды геострофически нагромождаются и должны

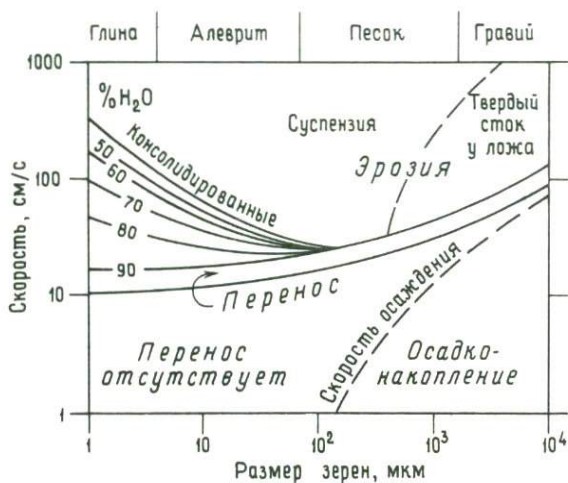


Рис. 3-8. Диаграмма Юльстрема, показывающая скорости течений, необходимые для эрозии, переноса и осаждения, измеренные на расстоянии 15 см от дна для зерен различной размерности и для различных содержаний воды в глине и песке [657, 9, 10, 322].

Заметно, что кривая эрозии имеет «U-образную» форму, причем для эрозии глины с низким содержанием воды требуются очень высокие скорости течения.

течь через узкие проходы) или с приливами на мелководье (где значительные массы воды обрушиваются на мелководную область).

Широко применяются зависимости между силой течения, размером частиц и процессом размыва и осаждения (например, Ледбеттер и Джонсон [488]). Частица любого размера имеет характерную скорость осаждения. Совершенно ясно, что осаждение будет происходить в том случае, когда скорость осаждения частицы в среде больше скорости перемещения самой среды.

Скорость течения, необходимая для начала эрозии, уменьшается с уменьшением размерности осадка, но только до определенной точки. На диаграмме Юльстрема [389], как показано на рис. 3-8, эта точка имеет минимум для частиц диаметром 0,3–0,6 мм (тонкозернистый песок). Частицы размером менее 0,3 мм имеют тенденцию прилипать друг к другу под действием поверхностных сил, и для их размыва требуются значительно большие скорости, чем для их транспортировки. Этим объясняется «U-образная» форма диаграммы.

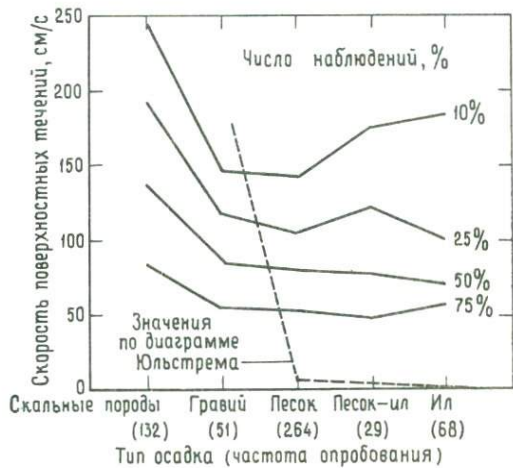
Содержание воды в тонких осадках является решающим фактором при определении скорости, необходимой для их размыва (рис. 3-8). Например, для того чтобы размывать глину, содержащую 90% воды,

скорость течения должна быть равна 20 см/с, а для размыва глины с содержанием только 50 % воды требуется скорость течения, равная 200 см/с.

Ситуация в любом данном месте на шельфе всегда меняется и зависит от стадии прилива и времени года, так что один и тот же осадок может отлагаться, транспортироваться или размываться [544]. Наблюдаемая летопись в горных породах, которая может быть определена, исходя из размерности осадка, отражает

Рис. 3-9. Средние скорости поверхностных течений на континентальных шельфах восточной окраины Азии над различными типами дна [769].

Например, над глинистым дном 10% замеренных скоростей составляют > 175 см/с, 25% — > 100 см/с, 50% — > 60 см/с и 75% — > 55 см/с. Заметно, что наблюдаемые скорости течений намного превышают значения, необходимые для переноса песка, песка — глины и глины (в соответствии с диаграммой Юльстрема; см. рис. 3-8).



лишь самое последнее событие, т. е. отложение осадка. Однажды осажденный материал гораздо труднее размывать, чем транспортировать.

Скорости течений, устанавливаемые по размерности осадка, представляют собой *минимальные* значения. Так, например, если бы осадки континентальных шельфов Азии стали породами, большая часть региона состояла бы из глинистых сланцев, алевролитов и тонкозернистых песчаников (рис. 3-9). Средние скорости приливных течений на этих шельфах в течение 50 % времени достигают, однако, скоростей, равных 70 см/с. Такая скорость вполне достаточна для *переноса* тонкого материала в другие места. Этого, по-видимому, не происходит, так как материал до сих пор остается на месте и, вероятно, непригоден для переноса. Очевидно, что раз уж тонкий осадок отложился (при исторически различных гидрографических условиях?), он стал совсем не связанным с находящейся выше транспортирующей средой.

Несмотря на трудности в определении силы течений, устанавливаемой по размерности осадка, использование диаграммы Юльстрема для оценки палеотечений является весьма обычным делом. Новый пример, полученный во время работы в антарктических водах,

основан на отсутствии осадков с возрастом от 0 до 3 млн. лет в пределах области  $3 \times 10^6$  км<sup>2</sup> между Австралией — Новой Зеландией и Антарктидой. Предполагается, что в этом регионе скорости придонных течений за период <3,5 млн. лет увеличились от <10 до >10 см/с [892]; вследствие этого течения или размывали осадок, или препятствовали его осаждению в этот период времени.

Марганцевые и фосфоритовые конкреции образуются очень медленно: в среднем со скоростью 1—10 мм в миллион лет; в противоположность этому скорости глубоководного осадконакопления составляют от миллиметров до сантиметров в тысячу лет [478]. Следовательно, конкреции могли образовываться только в том случае, если осадок не отлагался в таких количествах, которые засыпали бы конкреционные образования. В глубоководных частях Тихого океана течения со скоростями <10 см/с дают возможность осаждаться известковому материалу. Течения со скоростью >10—15 см/с препятствуют такому осадконакоплению и вследствие этого позволяют образовываться марганцевым конкрециям [450].

Таблица 3-2

Расстояние от берега, необходимое для диссипации энергии волн данной высоты, при котором волны достигают побережья, имея близкую к нулю высоту и поэтому не образуя прибоя [451]. Примечательно, что даже для маленьких волн требуется очень большое расстояние

Высота волны, м	Расстояние от берега, км
4,0	40,0
3,0	24,0
2,0	12,0
1,0	3,5
0,5	1,0
0,2	0,21
0,1	0,06

Будет ли вода насыщаться кислородом или останется бескислородной зависит от силы течений. В то же время при отсутствии течений вода застаивается, поэтому недостаток циркуляции является одной из причин, в результате которой котловины становятся бескислородными. В бескислородных условиях бактерии в присутствии органического вещества преобразовывают сульфат в сульфид железа. Пирит аккумулировался в Японском море в периоды оледенения [469] в результате образования порога, препятствующего циркуляции с открытым океаном.

В море, где уклон дна является *очень пологим*, энергия теоретически способна диссипироваться таким образом, что волны никогда не будут иметь прибоя. Вследствие этого одиночная волна высотой 2 м диссипировала бы свою общую энергию на постепенно мелеющем отрезке дна длиной 12 км (табл. 3-2). При таких условиях волны не могли оказывать заметного воздействия на береговые осадки. Проявление деятельности волн имеет большое значение, так как свидетельствует о том, насколько экстремальными должны быть условия до того момента, когда энергия волны станет незначительным фактором при сортировке осадка. Такие условия, вероятно, никогда не были распространены в геологическом прошлом.

Течения в мелководных морях могут быть особенно чувствительны к барометрическим условиям, таким, например, которые существуют вдоль западного берега озера Мичиган и побережья Техасского залива. Фокс и Дэвис ([299] и более ранние работы) сообщили, что при приближении к берегу области низкого давления барометрическое давление падает и происходит увеличение скорости ветра, высоты прибоя и скорости вдольберегового течения. Когда область низкого давления покидает побережье, барометрическое давление поднимается и направления ветра и вдольбереговых течений меняются на обратные. В соответствии с этим происходит перемещение во взаимно противоположных направлениях песчаных баров на берегу. Если учесть этот пример и непрерывно меняющуюся погоду, то кажется вполне вероятным, что ветровые течения, реагирующие на барометрическое давление, были, по-видимому, важным процессом, *изо дня в день* перемещавшим осадки в древних морях.

2. Свидетельства направления течений достаточно многочисленны, и по ним можно установить характер придонных течений во всей котловине или на континентальной окраине [659]. Для этого используются критерии как биогенного (любое удлиненное ископаемое соответствует некоторым условиям течения), так и осадочного происхождения (главным образом косая слоистость, знаки ряби, турбидитовые текстуры и строение осадка).

В мелководных областях на палеотечения могут влиять сток с суши, ветер, приливы и океанские течения. Таким образом, нет необходимости выявлять зависимость между направлением придонных течений и палеосклоном. Только при анализе данных по крупному региону может быть расшифрована значимость показателей течений.

Раковины, ориентировка которых определяется волнами, можно отличить от раковин, ориентируемых течениями (рис. 3-10). Поток в одном направлении типичен для *течений* и приводит в результате к одинаковой ориентировке раковин и других показателей течения (т. е. они направлены по течению). В противоположность предметам, ориентированным течениями, ориентированные *волнением* раковины и т. п. обнаруживают два максимума, каждый из которых расположен под углом  $180^\circ$  к другому и перпендикулярно к каждому

из направлений перемещения волн. Такой характер ориентировок, образовавшихся при течении и волнении, подтверждается полевыми и лабораторными экспериментами и установлен также при изучении стратиграфии [599]. Как и ожидалось, материал, ориентированный волнами, типичен для отложений мелководья, но не для глубоководных отложений [427].

Подводя итог, скажем, что течения медленные ( $< 20$  см/с), умеренные (20–100 см/с) и быстрые ( $> 100$  см/с) характеризуют соответственно 1) континентальный склон и более глубокие регионы,

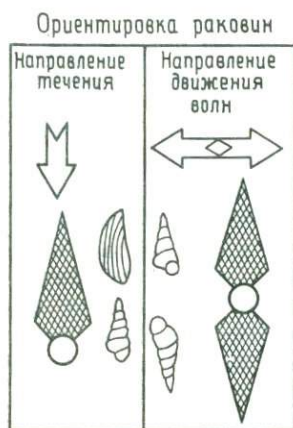


Рис. 3-10. Обобщенная форма ориентации раковин течениями и волнами [599].

В характере ориентации в действительности может наблюдаться некоторая асимметрия. Заметно, что раковины, ориентированные течением, имеют один максимум, а раковины, ориентированные волнами, — два максимума, повернутые относительно друг друга примерно на  $180^\circ$ .

2) континентальный шельф и 3) крупные океанские течения, штормы и приливные течения. Оценки скорости течения можно получить из диаграммы Юльстрема — графика зависимости размерности осадка от скорости, необходимой для размыва, осаждения и переноса. Ветры и изменения в барометрическом давлении вызывают достаточные перемещения в мелководных морях, и это дает уверенность в том, что на все части мелководных морей геологического прошлого иногда сильно влияли течения.

## Циркуляция

Циркуляция рассматривается здесь в соответствии со следующими темами: 1) основные причины и закономерности циркуляции и современная циркуляция и 2) циркуляция в геологическом прошлом.

1. Знание принципов современной океанской циркуляции является наиболее важной составляющей в предсказании распределения биогенных осадков, фаунистических провинций и глобального теплового баланса. Остается, как мы увидим, и много неизвестного. Даже опытные океанологи, изучающие физику моря, все еще обсуждают,

когда и где (и в течение какого времени) вода поступает в глубины океана.

Отдавая себе отчет в том, что любые географические очертания являются «точными» только для короткого интервала геологического времени, мы можем восстанавливать палеоокеанологическую циркуляцию, опираясь главным образом на общие основные принципы, обуславливающие такую циркуляцию, а не на конкретные современные условия. Ниже рассмотрено пять основных принципов океанской циркуляции: а) зональное распределение ветрового напряжения — главный фактор, позволяющий предсказывать поверхностные течения (в верхнем километровом слое Мирового океана); б) преобладание в данном бассейне испарения или притока; в) плотностное распределение в пределах океана — главный фактор, определяющий течения на глубине > 1 км; г) апвеллинг; д) слой кислородного минимума.

Таблица 3-3

## Характерные особенности атмосферы для широтных зон [284]

Полушарие		Пояс атмосферного давления	Системы ветров	Верхняя граница
южное	северное			
90°	90°	Полярный, область высокого давления	Полярные восточные ветры	2—3 км
65°	65—75°			
25—30°	30—40°	Субтропический, область высокого давления	Нетропические западные ветры	Лето: 18—22 км Зима: 80 км
	0—10°			

А. При зональном (т. е. широтном) распределении ветров воздух в экваториальных областях нагревается и поэтому поднимается вверх. Поднимающийся воздух заменяется приповерхностным воздухом, который, как показано на рис. 3-11 и в табл. 3-3, переносится к экватору из низких широт. Воздушные массы и океаны находятся на вращающейся сфере, т. е. это геострофическое течение, и относительное движение среды сообщается воздуху и воде. Такое относительное движение известно в качестве сил Кориолиса, которые распознаются благодаря тому факту, что как воздушные, так и водные течения отклоняются вправо от наблюдателя, смотрящего вниз по течению в северном полушарии (и влево от наблюдателя в южном полушарии). Благодаря силам Кориолиса приповерхностный ветер в экваториальных широтах отклоняется таким образом, что для

наблюдателя, стоящего на экваторе, главные ветры идут с северо-востока и юго-востока.

Схемы зональных ветров изменяются в результате исключительно сильного нагрева поверхности суши вблизи экватора. Например, в Индии в конце лета суша нагревается значительно сильнее, чем смежная с ней поверхность воды, так что движущая сила воздушной (и водной) циркуляции заставляет воздух подниматься над сушей; в дальнейшем он вовлекается в воздушные массы у смежного океана. При смене времен года и перемещении Солнца в южное

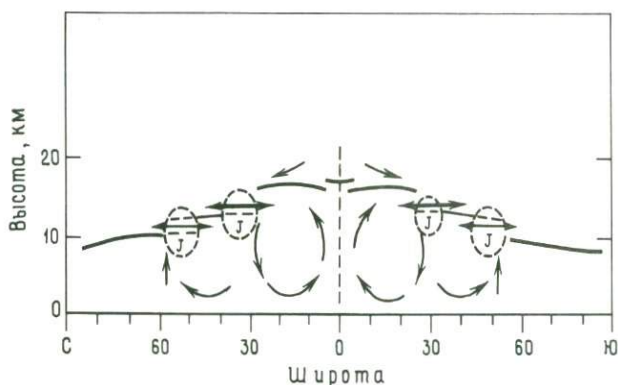


Рис. 3-11. Схематический разрез атмосферной циркуляции [284].

Характерно направленное вверх движение воздуха в тропиках, опускание его на широте  $30^\circ$ , подъем на широте  $60^\circ$  и снова опускание на полюсах. Поперечная циркуляция и горизонтальный обмен показаны двойными стрелками в области тропопаузы и струевых потоков (J).

полушарие воздушная циркуляция меняется на обратную с сопровождающим ее изменением в океанских ветрах и течениях. Это обуславливает, как показано на рис. 3-12, область муссонов Индийского океана между Индией и Африкой. Точная палеогеография, несомненно, является предпосылкой для понимания муссонного типа циркуляции.

Воздух, который поднимается в экваториальных областях, распространяется на более высокие широты, как показано на рис. 3-11, 3-12 и в табл. 3-3, где он охлаждается и опускается, что приводит к появлению зоны высокого давления примерно на  $30^\circ$  с. ш. и  $30^\circ$  ю. ш. По достижении земной поверхности воздух направляется или к экватору (в соответствии с вышеизложенным), или к полюсу. Если воздух движется к полюсу, то он к тому же отклоняется вправо и вследствие этого образуются западные ветры умеренных широт. Этот воздух в дальнейшем нагревается у поверхности и поднимается вверх приблизительно до  $60^\circ$  с. ш. (рис. 3-11, 3-12),

образуя область низкого давления. В областях подъема воздух, распространяясь к экватору, опускается до  $30^{\circ}$  с. ш., а при распространении к полюсу он идет вниз, образуя полярную область высокого давления и область правосторонней циркуляции Северного Ледовитого океана.

Поверхностная циркуляция океана, как показано на рис. 3-13, довольно хорошо соответствует только что рассмотренному распределению приповерхностных ветров. Кроме того, течения в западных частях океанических котловин являются более интенсивными и узкими — Гольфстрим, Куроиси (Японское течение) и их эквиваленты в других океанах. Эти теплые течения расходятся, когда оставляют границы континентов и пересекают смежные океанические котловины (рис. 3-13). Вследствие этого области суши умеренных широт на восточных сторонах океанов имеют более теплый климат по сравнению с их западными сторонами, находящимися на той же широте; например, в Лендс-Энде, юго-западная Англия, растут пальмовые деревья, а Ньюфаундленд, также расположенный на  $50^{\circ}$  с. ш., покрыт льдами.

Экваториальные противотечения (рис. 3-13), как и западные пограничные течения, также не могут быть четко выделены из наблюдаемых систем ветров. Эти противотечения бегут с запада на восток в узких высокоскоростных «струях». Они образуются (частично) в результате потери равновесия, обусловленного тем, что экваториальные ветры способствуют нагромождению водных масс на западной стороне океана. Комбинация экваториальных течений и противотечений дает возможность личинкам тропических видов мигрировать туда и обратно через океан.

Некоторые из описанных выше схем океанской циркуляции исследовались при физическом или имитационном моделировании. При физическом моделировании проводятся эксперименты с моделями типа вращающихся «дисков» [872] или сферы по отношению к сфере [26]. В эксперименте с вращающимися дисками полушарие видно как будто с большой высоты, причем полюс находится в центре, а экватор расположен на окружности. На диске, как на полушарии, могут быть нанесены очертания континентов и океанов. Этот метод пригоден главным образом для оценки потока поверхностных течений. Поток *между* полушариями, однако, отсутствует, и, следовательно, некоторые наблюдаемые схемы могут быть ошибочными. С использованием вращающегося диска были промоделированы моря середины мелового периода [518]. В экспериментах «сфера по отношению к сфере» поток между полушариями существует, но при этом не рассматривается вопрос, затрагивающий влияние географии масс суши.

Дополнительный метод картирования океанской циркуляции обязан своим происхождением тому факту, что океанские течения являются основным средством расселения организмов (см. гл. 7). Течения сами

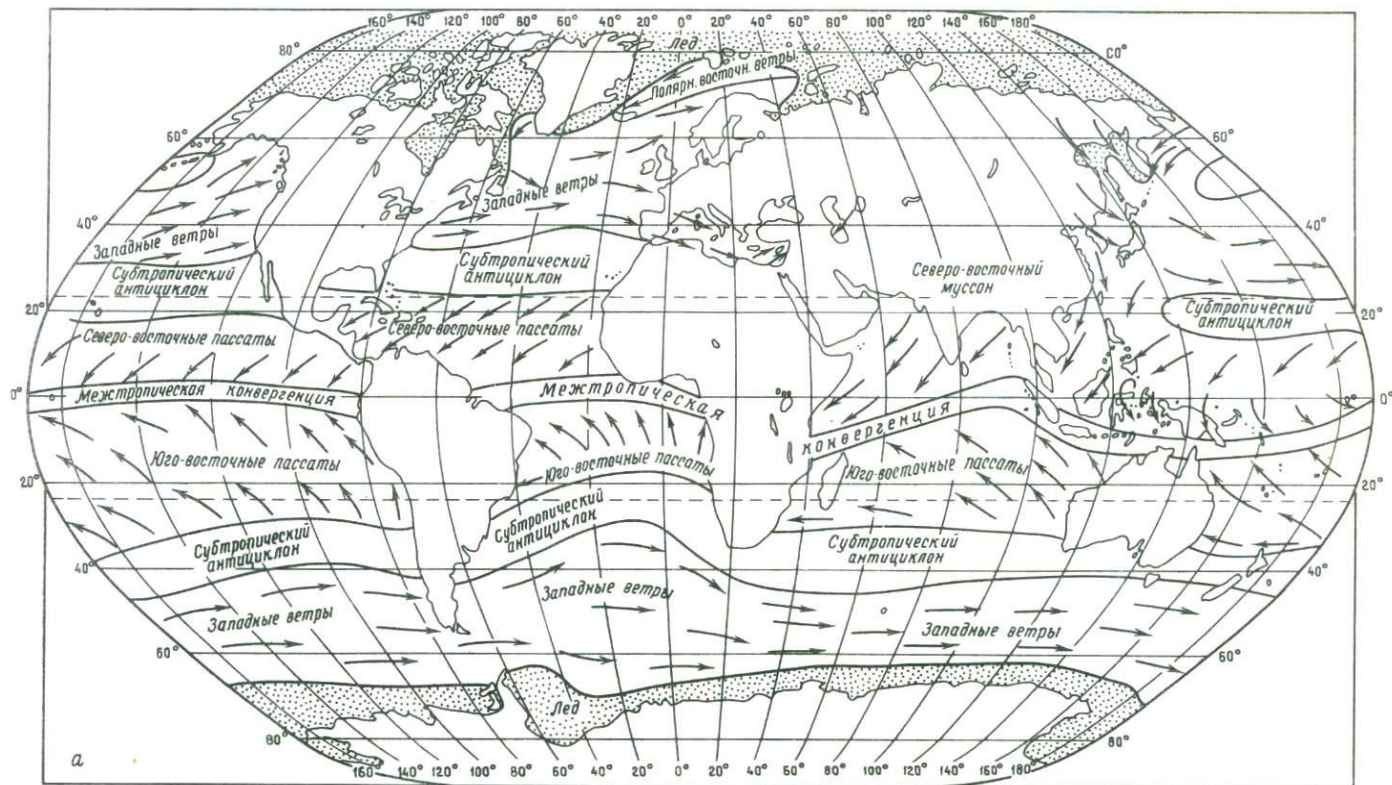




Рис. 3-12. Генерализованная схема поверхностных ветров над океаном в феврале (а) и августе (б) [352].

Воспроизводится с разрешения объединения Прентис-Холл, Энглвуд-Клиффе, Нью-Джерси.

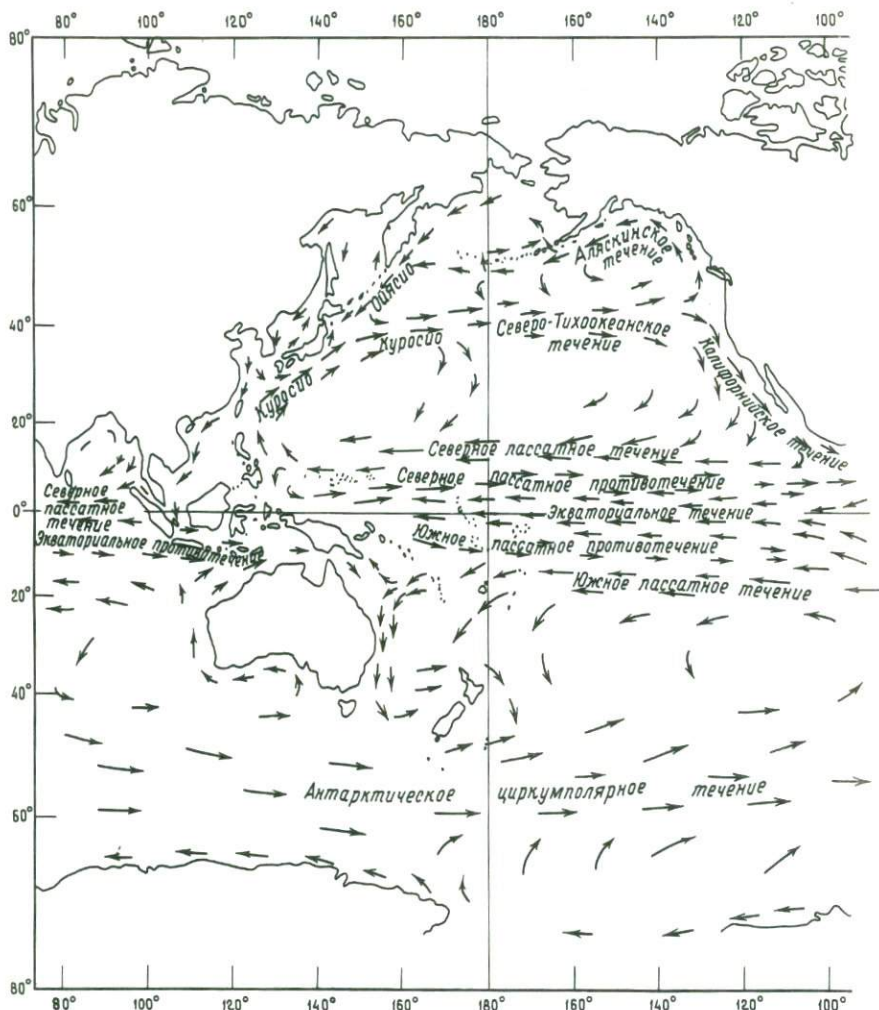
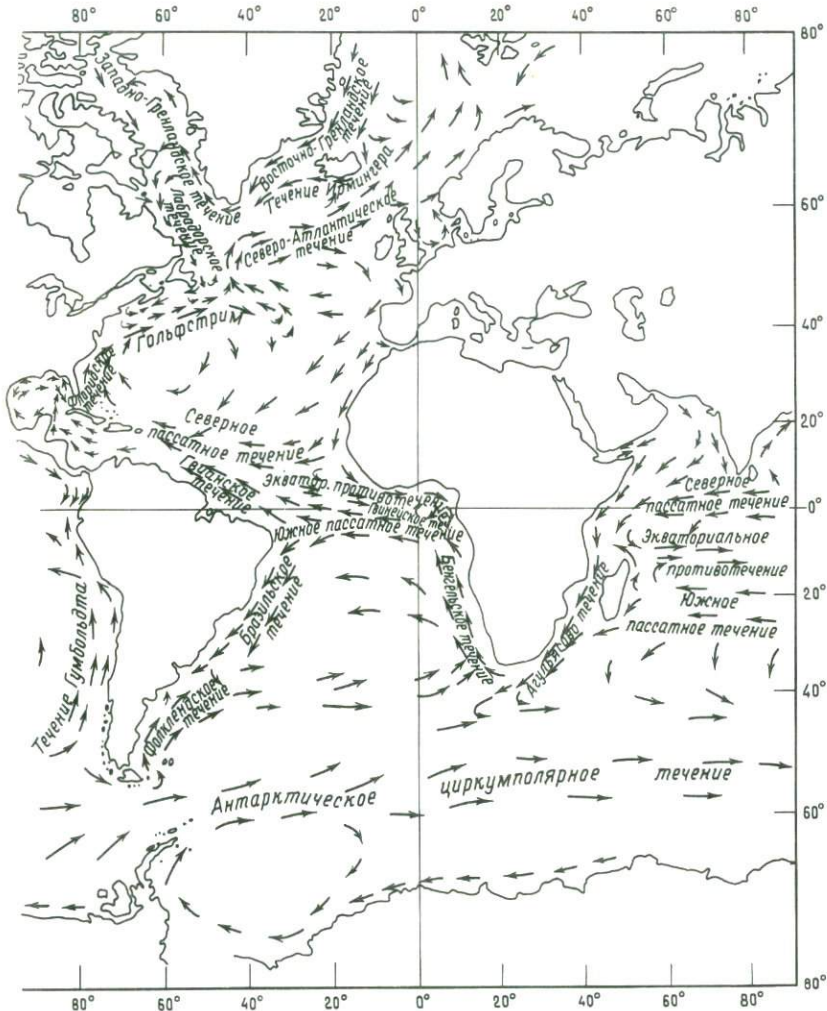


Рис. 3-13. Главные особенности поверхностной циркуляции океанов [553].

Воспроизводится с разрешения Пергамон-Пресс и Мак-Леллана.

по себе могут служить барьерами для расселения организмов; Сифелли и Смит [139], например, писали, что «важность Гольфстрима как крупной биогеографической границы для планктона уже полностью оценена». На континентальных шельфах биогеографические провинции, по-видимому, образуются при сочетании конкретного течения с характерными особенностями местной географии, что и приводит



к эволюции местной флоры и фауны. Это также справедливо для глубоководных частей океана в том, что «современные бентосные сообщества фораминифер из более глубоких частей Северной Атлантики, по-видимому, в большей степени контролируются распределением типов придонных вод, чем батиметрией» [806]. Современные и плейстоценовые течения открытого океана отчетливо разли-

чаются при оценке распределений фауны и ее разнообразия (например, работы Руддимиана [702] и Бэ и Дюплесси [44]). Многие авторы обнаружили, что «планктонные фораминиферы являются важными индикаторами водных масс» ([36], см. также работу Брэдшоу [86]).

Поверхностная циркуляция в 39 из 40 озер, морей, эстуариев и лагун в северном полушарии направлена против часовой стрелки вследствие ветрового напряжения [248]. Если можно было бы определить схему циркуляции в древних морях и крупных прибрежных массах воды (например, по направлению песчаных кос), то это явилось бы указанием на полушарие, занятое массой древней воды.

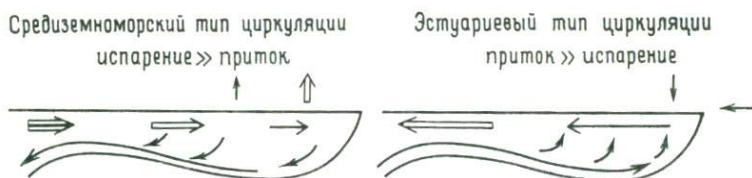


Рис. 3-14. Средиземноморский и эстуариевый типы циркуляции, характеризующиеся противоположными по направлению перемещениями поверхностных и глубинных вод.

Б. Второй важный фактор океанской циркуляции заключается в том, что преобладает для поверхностных вод — испарение или чистый приток [49]. Как показано на рис. 3-14, существует контраст между аридным средиземноморским и гумидным эстуариевым типами циркуляции. В средиземноморском типе циркуляции, так же как и в самом Средиземном море, воды из открытого океана втекают в залив, растекаются по поверхности, частично испаряются и опускаются вниз, перемещаясь к вершине залива; воды вытекают из залива в виде глубокого потока, расположенного под втекающим поверхностным течением. В эстуариевом типе циркуляции (названном Бергером лагунным) пресная вода втекает в залив из его вершины и растекается по поверхности; глубоководный поток втекает в залив через устье и, перемещиваясь, поднимается вверх. В средиземноморском типе циркуляции приток с суши слабый и бедный питательными веществами (P, N, Si), вследствие чего воды бассейна имеют высокие содержания кислорода; осадки бассейна богаты  $\text{CaCO}_3$ , но бедны органическим углеродом. Эстуариевый тип циркуляции имеет противоположные характерные особенности, при этом приток с суши богат питательными веществами, и вода бассейна характеризуется низким содержанием кислорода (расходующегося на окисление органического вещества); осадки бедны  $\text{CaCO}_3$  (растворяющимся) и уносящимся) и богаты органическим углеродом.

Северная Атлантика является океаном средиземноморского типа и стала им после позднего эоцена [667]. Плотные воды на ее северной границе опускаются вниз, что было убедительно показано при изучении переноса продуктов распада, образующихся при ядерных взрывах, которые только на протяжении 10 лет опустились до глубины 5 км с холодными водами высоких широт [626]. Далее на глубине эти воды текут к югу (и называются североатлантическими глубинными водами: САГВ).

Таблица 3-4

**Сравнение характерных особенностей воды в северной части Тихого океана и в Северной Атлантике ( $\approx 50^\circ$  с. ш., глубина  $\approx 3000$  м) [49]**

Характерная особенность	Северная часть Тихого океана	Северная Атлантика
Температура ( $^\circ\text{C}$ )	1,5	2,25
Соленость ( $^\circ/\text{oo}$ )	34,65	34,95
Кислород (мл/л)	2,8	6,3
Фосфаты-P (мкг·атом/л)	2,9	0,9
Нитраты-N (мкг·атом/л)	34	13

В противоположность средиземноморскому типу циркуляции Северной Атлантики Тихий океан имеет эстуариевый тип циркуляции, который установился здесь также после позднего эоцена. Плотные придонные воды не образуются в северной части Тихого океана,

Таблица 3-5

**Сопоставление осадков Тихого и Атлантического океанов: процентное соотношение площадей, занятых главными типами пелагических отложений [49]**

Осадки	Тихий океан	Атлантический океан
Известковые илы	36,2	67,5
Кремнистые илы	14,7	6,7
Красные глины (марганецсодержащие, %)	49,1(87)	25,3(43)

и своим происхождением они обязаны водам, которые пришли из Антарктиды. В табл. 3-4 сопоставлены содержания солей, кислорода, фосфатов и питательного вещества в Северной Атлантике и северной части Тихого океана, а в табл. 3-5 показаны суммарные различия в процентном отношении площади, занятой известковыми илами, кремнистыми илами и красными глинами. Условия Тихого океана, характеризующиеся низким содержанием кислорода, избытком пита-

тельного вещества и низким содержанием карбоната, противоположны условиям Атлантического океана с его высоким содержанием кислорода, малым количеством питательного вещества и высоким содержанием карбоната. Те же самые отличия обнаруживаются при сравнении значительно меньших масс воды, например, таких, как норвежские фьорды (эстуариевый тип) и Персидский залив (средиземноморский тип). Сопоставление такого типа, вероятно, может быть выполнено для прошлого между осадочными бассейнами с черными сланцами и известковыми илами.

Основное значение крупномасштабных эвапоритовых отложений в контексте данной главы (см. стр. 203) заключается в том, что водообмен с открытым океаном был несколько ограничен [456] и циркуляция относится к средиземноморскому типу. Наличие большого количества соленосных отложений [473] свидетельствует о важности средиземноморского типа циркуляции. Это положение справедливо независимо от того, принимается ли модель общего испарения бассейна [514], которое происходило на большей части Средиземного моря на протяжении миоцена [403], или модель осаждения эвапоритов из расслоенного моря [725, 784, 809], или модель прибрежной *сабхи* (арабское слово, обозначающее соляные отмели).

В. Третьим фактором, контролирующим океанскую циркуляцию, является плотность морской воды. Увеличение плотности морской воды является функцией как увеличения солёности, так и уменьшения температуры. При нормальных океанских солёностях изменение температуры на  $7^{\circ}\text{C}$  влияет на плотность почти так же, как изменение солёности на  $1\text{‰}$ ; в настоящее время глобальные изменения температуры по широте колеблются примерно от  $28$  до  $0^{\circ}\text{C}$ , а изменения солёности составляют всего  $2\text{--}3\text{‰}$ . Следовательно, процесс образования плотной воды является главным образом функцией низких температур в высоких широтах данного современного климата. (Температура и солёность также по-разному влияют на тонкую регулировку плотности. При  $0^{\circ}\text{C}$  и  $34\text{‰}$  повышение температуры на  $1^{\circ}\text{C}$  эквивалентно по своему воздействию на плотность воды понижению солёности только на  $0,035\text{‰}$ ; при  $20^{\circ}\text{C}$  аналогичное повышение температуры соответствовало бы более сильному понижению солёности — на  $0,39\text{‰}$  [907].) В течение мела (и, вероятно, также других отрезков времени, см. гл. 4), когда широтный температурный градиент составлял примерно от  $28$  до  $14^{\circ}\text{C}$ , температура в умеренных широтах могла быть около  $21^{\circ}\text{C}$ . В умеренных широтах происходило интенсивное испарение (и солёность здесь была выше по сравнению с экваториальными водами примерно на  $2\text{‰}$ ). Если существовал такой климатический режим, то воды с наиболее высокой плотностью скорее всего соответствовали этому максимуму солёности, а не температурному минимуму в более высоких широтах. Поэтому для тех периодов времени, когда воды в высоких широтах были намного теплее, чем в настоящее время, значение температуры при

определении распределения плотности воды в океане будет уменьшаться, а значение солёности — увеличиваться.

Различия в плотности воды, поступившей из разных источников, сказываются на свойствах водных масс глубоких частей океана, как показано на рис. 3-15. Плотные воды в настоящее время образуются как из относительно высокосолёных вод — например, средиземноморские воды (СВ) солёностью  $\geq 36\text{‰}$ , вытекающие в Северную Атлантику, и воды Норвежского моря солёностью  $\geq 34,9\text{‰}$ , вытекающие в Северную Атлантику и образующие североатлантические

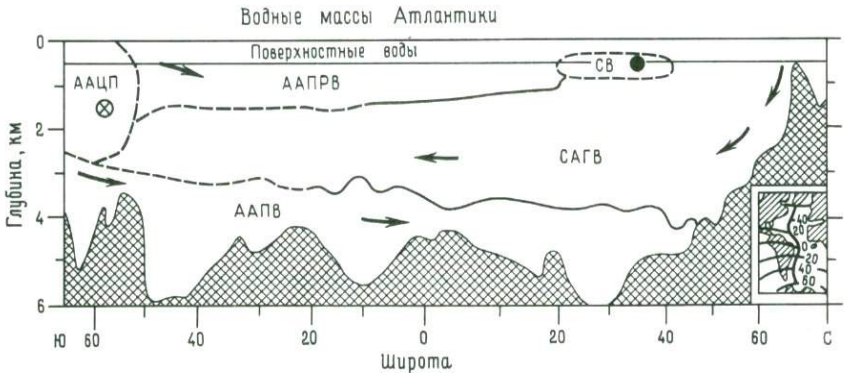


Рис. 3-15. Схема взаимоотношений между водными массами Атлантического океана [553, 49, 101].

Солёные североатлантические глубинные воды (САГВ) текут к югу над более холодными антарктическими придонными водами (ААПВ) и ниже более пресных антарктических промежуточных вод (ААПРВ). Известны два меридиональных потока: антарктическое циркулярное течение (ААЦП), идущее на рисунке от наблюдателя (с запада на восток), и средиземноморские воды (СВ), текущие на рисунке к наблюдателю (с востока на запад).

глубинные воды (САГВ), так и из очень холодных вод — например, антарктические придонные воды (ААПВ) с потенциальной температурой  $\leq 2^\circ\text{C}$ . Выше САГВ в Южной Атлантике находятся антарктические промежуточные воды (ААПМВ). При солёности  $\leq 34,8\text{‰}$  ААПМВ являются такими же солёными, как и ААПВ, но более теплыми (потенциальная температура равна  $5^\circ\text{C}$ ) и поэтому более легкими, чем ААПВ.

Широко дискутируется вопрос о том, формируются или нет в настоящее время значительные количества антарктических придонных вод в областях, смежных с морем Уэдделла [930], хотя присутствие трития на глубине 2 км указывает на то, что «в последние 10–20 лет некоторая часть глубинных вод, вероятно, поступала с поверхности» [571]. Подсчитано, что время, необходимое для того, чтобы порции воды покинули поверхность океана, опустились и вернулись обратно, составляет приблизительно 500–1500 лет и может исчисляться тыся-

чами лет при более коротких отрезках времени для Атлантики и более длинных для Тихого океана.

Г. Четвертым аспектом циркуляции, выделяемым здесь, является апвеллинг. Апвеллингом называется процесс подъема приповерхностных вод (обычно с глубины менее 200 м) к поверхности. Он происходит главным образом в субтропических широтах примерно в 100 км от берега, там, где местные ветры дуют с севера вдоль западной окраины континентов северного полушария, или с юга вдоль западной окраины континентов южного полушария. В каждом случае давление ветра приводит в результате к перемещению воды к западу (всегда от берега) по спирали Экмана (см. гл. 12 в работе Мак-Леллана [553]). В соответствии с этим апвеллинг характерен для западных окраин континентов, хотя и известны случаи его проявления вдоль восточных окраин континентов [812]. Местами апвеллинг может также происходить в процессе перемешивания, обусловленного испарением, как, например, у берегов Ганы [654]. Прибрежный апвеллинг играет очень важную роль, так как к поверхности постоянно приносится большое количество питательного вещества, являющегося основой для крупнейших в мире мест рыбного лова (около Перу) и источником фосфора, необходимого для образования фосфоритов.

Фосфориты являются главным геологическим индикатором прибрежного апвеллинга: фосфат в них представлен той или иной разновидностью апатита  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ . Во многих работах ([432] и последующие, а также работы, на которые ссылаются Гулбрандсен [353] и Тумс, Саммерхейс и Кронен [835]) подчеркивается значение апвеллинга как источника, пополняющего запасы фосфатов; при этом предполагается их прямое химическое осаждение из морской воды. Однако источником фосфата, вне всякого сомнения, является органическое вещество (фитопланктон и зоопланктон), в котором его содержание составляет приблизительно 0,1%. Чем рассматривать осаждение апатита непосредственно из морской воды (что является редким явлением, если оно вообще имеет место), целесообразнее обратить внимание на процессы, происходящие в интерстициальных флюидах. При окислении органического вещества во время восстановления сульфата в интерстициальный флюид выделяется фосфат [112]. При растворении фораминифер, главным образом в богатых органикой осадках, выделяется также кальций. При pH от 7,0 до 7,8 фосфат взаимодействует в интерстициальной жидкости со значительно большим количеством кальция с образованием фосфата кальция [102].

Манхейм, Роу и Джипа [533] писали, что для образования осадочных фосфатов требуются: 1) непрерывное поступление органического вещества в областях апвеллинга вдоль внешнего континентального шельфа; 2) низкие скорости (как в аридных регионах) поступления обломочного материала, так как высокие скорости препятствовали бы интерстициальному флюиду достичь высоких концентраций фос-

фата; 3) наличие зоны кислородного минимума, соприкасающейся с дном моря и препятствующей немедленному окислению органического вещества; 4) достаточное, но не избыточное поступление карбонатов. Излишняя динитрификация, приводящая к уменьшению отношения N:P в морской воде ниже его современного значения, равного 16:1, также будет давать излишек P и вследствие этого способствовать осаждению фосфатов [649]. Фосфориты в настоящее время образуются в богатых органикой осадках ниже областей апвеллинга у берегов Юго-Западной Африки [811] и Перу [112].

Неапвеллинговая область, в которой происходит образование фосфатовых стяжений, находится на плато Блейк у юго-восточной окраины США [251]. Источником фосфатов здесь являются более древние залежи фосфоритовых конкреций, обнаженные в настоящее время. Сильные течения препятствуют разбавлению их осадками (см. стр. 98), и фосфатовые конкреции цементируются в виде фосфатовых корок. Сходные фосфориты образуются при сильных течениях на банке Агульяс у Южной Африки, вдали от берега, где единственными обитателями являются илоеды: «В некоторых районах присутствовали фактически только мшанки, которые должны расти на морском дне подобно лесу» [632]. В общем наличие фосфатовых конкреций указывает на: 1) источник фосфатов (чаще всего апвеллинг), 2) механизм концентрации и 3) отсутствие разбавления осадками (часто вследствие значительных придонных течений).

Широтные зоны дивергенции течений открытого океана также маркируются апвеллингами, когда вода с глубины переносится к поверхности (как в арктической, антарктической и тропической зонах дивергенции). Высокие содержания питательного вещества и кремнезема в этих зонах приводят к активному росту диатомей и радиолярий, кремнистые панцири которых падают в свою очередь на дно и фиксируют такие зоны дивергенции в виде широтных полос богатых кремнеземом осадков ([502] и более ранние работы). Продуктивность океана находит также свое отражение в большей распространенности диатомей в восточной части Тихого океана по сравнению с западной его частью [574].

Раковины диатомей и радиолярий состоят из опала-А (аморфный гидратированный кремнезем), который быстро растворяется в интерстициальных водах. SiO<sub>2</sub> осаждается главным образом в виде опала-СТ (низкотемпературный кристобалит-тридимит, терминология по Джонсу и Сегниту [424]), и породы, состоящие из почти одного опала-СТ, носят соответственно название порцелланитов. Опал-СТ часто встречается в виде сферических микрокристаллических агрегатов пластинчатых кристаллов (леписферы по Уайзу и Келтсу [921]), которые объясняются взаимными прорастаниями кристаллов согласно тридимитовому закону двойникования [286]. Опал-СТ редко присутствует в породах, возраст которых менее 10 млн. лет; в породах юры он полностью перекристаллизовался в кварц [118, 688]. Скорость превра-

щения опала-СТ в кварц является функцией главным образом возраста, но она видоизменяется в связи с фациями сопутствующих осадков. Лабораторные эксперименты свидетельствуют о том, что превращение происходит быстрее в карбонатных осадках, чем в глинах [431], но в связи с какими причинами, пока не ясно; это, по-видимому, не отражается на его характере [688]. Породы, состоящие в основном из кварца, называются кремнями, и все кремнистые осадочные породы древнее мела являются в настоящее время кремнями. Вероятно, почти все кремни фанерозоя, некогда относимые к образованиям вулканогенного происхождения, являются той или иной разновидностью желваковых или полосчатых кремней, которые формируются сегодня из биогенного кремнезема.

Зоны дивергенции открытого океана, часто связанные с апвеллингами, маркируются осадками, богатыми кремнеземом. Друри, Рамсей и Смит [221] нанесли на карту палеошироты океанических кремней и обнаружили, что в 66 случаях из 69 они располагались между  $30^\circ$  с. ш. и  $30^\circ$  ю. ш. По тем же причинам *отсутствие* глубоководных кремней на некоторых станциях глубоководного бурения может быть объяснено тем, что их осадки отлагались не в «высокопродуктивной экваториальной зоне» [434].

Океанические зоны конвергенции являются также областями высокой первичной продуктивности организмов, секретирующих кальцит. Они встречаются вдоль более теплых сторон антарктической и арктической зон конвергенции и в системе экваториальных течений. Когда зоны конвергенции высокоширотных течений смещаются вместе со смещением климатических зон к северу или югу, располагающиеся под ними полосы карбонатного обломочного материала должны также перемещаться в широтном направлении. Отложения карбонатного обломочного материала, состоящие из раковин кокколитофорид, будут, как показано на рис. 3-16, диахронными, так же как и разнесенный льдом обломочный материал (см. стр. 207). Эти изменения в концентрации карбонатного обломочного материала могут также соответствовать смещениям в биогеографии чувствительных к температуре видов. Предполагается, что система экваториальных течений более продуктивна в отношении карбоната кальция (из фораминифер и кокколитов) во время холодноводных условий из-за предполагаемого усиления циркуляции в атмосфере и океане ([17] и более ранние работы).

Д. Другим важным фактором в океанской циркуляции является слой кислородного минимума – океанский «слой» воды мощностью от 200 до 500 м, содержание кислорода в котором понижено по сравнению с водными толщами выше и ниже его. В большей части океана кислородный минимум отмечается на глубине в несколько сотен метров (от  $\sim 0,5$  до 2 км). Действительно, низкие значения кислорода в колонне воды ( $< 20$  мкг·атом/л «или даже ниже пределов чувствительности» [194]) встречаются только в ряде мест в океане,

каждое из которых связано с апвеллингом или зоной высокой продуктивности органического вещества. Эти районы расположены у западного побережья Америки от Перу до Калифорнийского залива, в Аравийском море между Саудовской Аравией и Индией, а также приурочены к небольшим областям на восточной окраине Индии и у Антарктиды. Слой кислородного минимума в восточной части Тихого океана имеет колоссальную протяженность по латерали и продолжается на запад двумя потоками (центры которых находятся

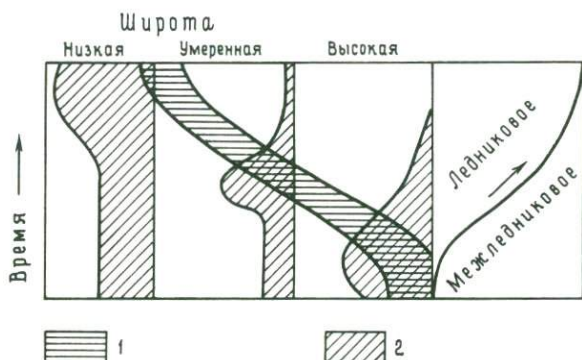


Рис. 3-16. Предполагаемая миграция зоны высокой продуктивности кокколитофоридовых водорослей на протяжении межледникового — ледникового климатического цикла [547].

Это отражается, по-видимому, в карбонатных осадках размером менее 74 мкм из колонок, отобранных в различных широтах, которые перекрывают зону миграции. Заметно, что зона высокой продуктивности пересекает широты при изменении климата. 1 — зона высокой продуктивности, 2 — карбонаты из кокколитофорид.

примерно на  $15^\circ$  с. ш. и  $6^\circ$  ю. ш.). Северный поток протягивается к западу на 1500 км, и за пределами континентальной окраины его ширина достигает примерно 360 км. Южный поток водных масс с минимальным содержанием кислорода по сравнению с северным протягивается в море только на половину этого расстояния, вероятно, из-за того, что поверхностные воды южной части Тихого океана имеют более высокие содержания кислорода и более энергично перемешиваются [677]. (В морских котловинах с ограниченной циркуляцией кислород, естественно, может отсутствовать, как, например, в Черном море; характерные особенности 33 известных, главным образом небольших бескислородных морских котловин приводятся Дейзером [194].)

Слой кислородного минимума обязан своим происхождением исключительно высокой продуктивности питательного вещества в области апвеллинга вблизи побережья и является результатом погружения органического вещества в осадки и его окисления с последующим

перемещением в сторону моря этой обедненной кислородом воды [566, 810]. Там, где происходит этот процесс, осадки служат ловушками для питательного вещества и обогащаются органикой (см. также стр. 112–113). В настоящее время кажется маловероятным, чтобы богатые органическим веществом зоны арктической и антарктической конвергенции являлись главными источниками слоя кислородного минимума, как это представлялось ранее [674]. Эти водные массы распространяются по направлению к экватору на глубине 800–1000 м, и содержание в них кислорода при движении уменьшается за счет окисления органического вещества. Однако количество углерода, образующегося при конвергенции, явно недостаточно для того, чтобы объяснить истощение кислородом, и, следовательно, источник воды с минимальным содержанием кислорода должен быть в другом месте [566]. В геологическом отношении как слой кислородного минимума, так и наличие фосфоритов свидетельствуют о прибрежном апвеллинге.

Общие принципы циркуляции поверхностных вод открытого океана представлены на рис. 3-17. В тропиках преобладают западные ветровые течения, а в умеренных широтах – восточные. Они регулируются западными пограничными течениями, экваториальными противотечениями, прибрежными апвеллингами вдоль восточных краев океана и апвеллингами открытого океана в зонах океанской конвергенции. Фосфаты могут накапливаться под зонами прибрежного апвеллинга, а кремнистые осадки – под зонами океанской дивергенции. На полюсе образуются исключительно холодные воды, которые, погружаясь, заполняют глубокие части океана.

При определении палеоокеанологических течений прежде всего необходимо определить палеогеографическую обстановку. Если известна палеогеография, то используется, как правило, метод сравнения океанской циркуляции в прошлом и настоящем; в некоторых случаях необходимо моделирование. Данные о характере циркуляции запечатлены в ряде типов геологических осадков, таких, как фосфориты, кремнистые образования, эвапориты, богатые органикой отложения и карбонатные осадки.

2. Знанию океанской циркуляции в пределах геологического времени значительно препятствует отсутствие информации о палеогеографии. Вероятно, лучшее, что может быть сделано в настоящее время, заключается в обобщении предполагаемых изменений в циркуляции в зависимости от фактов, которые лучше всего изучены.

Если воды верхнего километра не становятся достаточно плотными, чтобы замещать более глубокие воды, то, следовательно, глубоководные части океана не будут перемешиваться выше постоянного термоклина (глубина от 500 до 1000 м). В частности, если океан был холодным (как в настоящее время), а земля нагревалась, то вода в высоких широтах становилась более теплой и менее плотной и глубоководные части океана не обновлялись достаточно быст-

ро. Вместо этого причиной, вызывающей плотностную нестабильность, являлся нагрев глубинных вод снизу потоком тепла, идущим из земной коры; подобный процесс, по-видимому, происходил в плейстоцене [928].

Резкие перепады в температуре и солености встречаются и иногда сохраняются между современными водными массами. Различия в плотностях сохраняется вплоть до  $0,0001 \text{ г/см}^3$  [928], и водные массы далеко не так просто становятся однородной смесью [101]. Трудно перейти от этой точки зрения, поддерживающей, по-видимому, идею

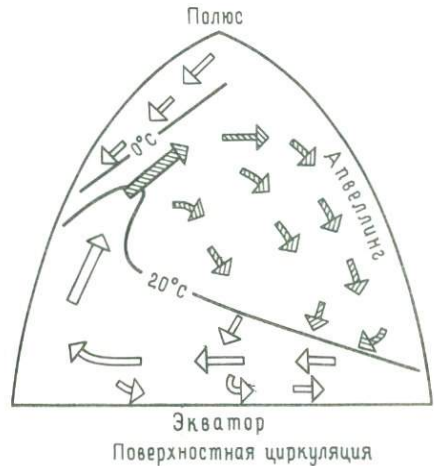


Рис. 3-17. Идеализированная и упрощенная схема течений и температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) океана [246].

Незаштрихованными стрелками обозначены теплые воды, заштрихованными – холодные. Заметна асимметрия по разные стороны океана.

о стационарных условиях, к представлению о том, что исторические климатические условия могли быть в действительности главной причиной того, почему водные массы с присущими им характерными особенностями находятся там, где они есть. Тем не менее это вполне возможно. При последующем обсуждении следует помнить, что объяснение данных возможно с позиций как стационарных, так и меняющихся условий (хотя и не всегда стоит упоминать о них).

Клауд [149, 150] предположил, что глубокий океан был застойным в течение периода, предшествовавшего изменению климата, которое было обусловлено позднекембрийским оледенением, и что похолодание привело к образованию плотных вод и к быстрому обороту водной массы в океане. Длительные периоды зстоя в океане предполагаются также частично для ордовика, силура и девона вследствие широкого распространения в эти отрезки времени черных сланцев. Хэллем [356] отмечал, что в юре почти во всем океане наблюдались застойные тенденции; такая же точка зрения высказывается для объяснения протяженных и богатых органикой горизонтов, возраст которых соответствует различным интервалам мела в Атлантике [357].

От мела до настоящего времени, т. е. за 100 млн. лет, температура океана изменилась на  $10^{\circ}\text{C}$ , и это является единственным примером, для которого существуют доказательства обширного похолодания глубоких частей океана (см. гл. 5). При охлаждении вод в высоких широтах образуются плотные воды, что способствует глубоководной океанской циркуляции и насыщению кислородом. В противоположность этому, как только океан охлаждается, скорость перемещения глубинных вод в нем замедляется, особенно если климат на поверхности сам по себе становится более теплым. Если это так, то в геологической летописи следует ожидать находок глубоководных осадков, характерных для насыщенных кислородом вод, за несколько десятков миллионов лет до крупных периодов оледенения. Глубинные насыщенные кислородом воды будут характерны для позднего докембрия, ордовика, карбона и для времени от позднего мела до современности. Временные интервалы между этими периодами характеризовались наличием глубокого океана, в котором кислород спорадически восстанавливался, и условиями, способствующими широкой аккумуляции органики. Эти интервалы времени включают в себя кембрий, силур, девон, а также середина перми — середина мела. Эту идею можно будет проверить, когда появятся точные палеогеографические карты. Для бескислородных событий юры и мела вопрос может заключаться не в том, почему здесь обнаруживаются бескислородные осадки, а скорее в том, почему в течение этих отрезков времени можно найти глубоководные осадки с высоким содержанием кислорода.

Предварительные карты, изображающие поверхностные течения, были составлены для главных областей Мирового океана по каждому геологическому периоду (на эту тему известно около 25 статей). Эти карты получены на основе начальных принципов, позволяющих определить, где должны появляться океанские течения (принципы обсуждались выше в этой главе и обсуждаются в палеогеографическом контексте гл. 7). Точность карт является, по существу, функцией представительности данных, полученных при изучении адекватной палеогеографии. Их главная ценность заключается в том, что они являются эвристическим способом для рассмотрения распределения ископаемых и климата (особенно успешно это было сделано для ордовика [699], силура [937], мезозоя и третичного времени [62] и третичного времени [667]). Ключом для составления надежных карт является палеогеография. К сожалению, даже для последних 100 млн. лет оценки батиметрии для Атлантического океана «не являются настолько точными, чтобы их можно было непосредственно использовать при изучении циркуляции водных масс в прошлом» [751]; считается, что то же самое справедливо и для Индийского океана [750].

Апвеллинги часто определяются на основании геологических данных. Пермская фосфоритовая формация в западной части США

является наиболее известным месторождением, происхождение которого связывается с апвеллингом [767]. Количество фосфатов, аккумулярованных в осадках, более чем в шесть раз превышает количество их для всего современного океана [649]. Апвеллинги даже используются для объяснения разобщенных распределений организмов. Проникновение северных видов в субтропические воды связывается с апвеллингом, например, для современных фораминифер [138] и меловых аммонитов [237].

В настоящее время, когда палеогеография закартирована для Южной Атлантики, установлено, что глубина образования богатых органикой слоев составляла от 500 до 2500 м. Эти осадки по глубине соответствовали современным отложениям, образующимся в обедненных кислородом водах, по существу в слое кислородного минимума [826]. Кроме того, в глубоководных осадках изменения содержания  $\delta^{13}\text{C}$  от низких к высоким и обратно интерпретируются в качестве показателя расширения, а затем сокращения площади слоя кислородного минимума в позднем мелу, происшедших параллельно с изменениями в продуктивности фитопланктона (см. [730] и обсуждение  $\delta^{13}\text{C}$  на стр. 237). В более древних отложениях прибрежный богатый органикой пояс мелководных окисленных осадков картируется для кембрия. Форти [297] объяснил это тем, что слой кислородного минимума падает на континентальный шельф, хотя этот вывод следует рассматривать, учитывая географическую широту и сторону океана.

В общем плотностная стратификация океана имеет фундаментальные следствия для геологических событий [319, 827]. На временной шкале от нескольких тысяч до нескольких миллионов лет менее соленые воды, поступающие в больших количествах в открытый океан из изолированного бассейна (как предполагается для Северного Ледовитого океана в конце мела), будут служить в качестве пресноводной крышки; вероятно, это могло в значительной степени оказывать влияние на планктон (и связанные с ним виды) эйфотической зоны. Кроме того, очень плотная вода, поступающая в открытый океан, влияла на стабилизацию его глубинных горизонтов, приводя к кислородному истощению и образованию осадков, типичных для бескислородных условий (имевших место на протяжении юры и мела, палеогеография которых известна, и, вероятно, в течение девона и других отрезков времени, палеогеография которых пока еще точно не установлена). Взаимодействие небольших и крупных океанских котловин различной солености, определенное для точной палеогеографии, должно привести к более отчетливому пониманию геологической истории в течение следующего ряда лет. Оценка объема воды и скоростей обмена *должна быть*, несомненно, количественной, чтобы проверка гипотезы была выполнена достаточно обоснованно.

Наибольший интерес при определении океанской циркуляции для

какого бы то ни было геологического интервала представляют третичное время [667] и плейстоцен. Это связано с тем, что установлены существование региональных перерывов в глубоководном осадконакоплении и изменение УКК почти по всему океану, тем не менее общая история океанской циркуляции еще не понята (стр. 118). В южном полушарии при движении Австралии к северу от Антарктиды океанская циркуляция на юге в течение третичного времени реагировала на изменяющийся характер географии [445]. Циркумантарктическое течение возникло только после среднего — позднего олигоцена, когда произошло полное разделение Австралии и Антарктиды. Вероятно, обширная эрозия или неотложение осадков в Южной Атлантике с позднего эоцена до среднего миоцена (обычно 50–70% перерывов в опробованных разрезах) связаны с началом течения антарктических придонных вод [667]. В течение этого же интервала времени в Северной Атлантике отмечается все меньше и меньше перерывов, как если бы сила течения воды стала уменьшаться. Характер перерывов в Индийском океане аналогичен перерывам в Северной Атлантике, тогда как характер перерывов восточной, центральной и юго-западной частей Тихого океана в зависимости от течений для того же самого времени не проявляется (30–50% перерывов для любого данного интервала опробования ([667], рис. 31–32).

Одно из представлений о циркуляции в плейстоцене для Северной Атлантики приведено на рис. 3-18. При картировании современных и древних ассоциаций фауны Шниткер [729] обнаружил, что придонные воды образовались в субарктических, а не в арктических или антарктических условиях. Он связал это с предположением Уэйла [907, 908] о том, что по сравнению с настоящим временем большие объемы поверхностных вод с низкой соленостью (менее плотные), вытекающие в Северную Атлантику, благоприятствовали образованию морского льда. Наличие более пресных вод в самых северных частях Атлантики означало бы больший градиент солености и поэтому более стабильные условия для образования морского льда. Если эти условия существовали в плейстоцене, то граница морского льда, по-видимому, протягивалась дальше к экватору, чем в настоящее время, и типичные современные источники североатлантических глубинных вод, такие, как Норвежское море, должны быть покрыты в то время льдами. Это могло привести к формированию глубинных вод на субполярных окружностях с широтами 50–60°, но не на более высоких широтах, как происходит в настоящее время. Данные по изотопному составу кислорода в планктонных фораминиферах (см. гл. 4) еще раз подтверждают теорию Уэйла. Обнаружено, что на дне Норвежского моря в плейстоцене были более высокие температуры, чем в настоящее время [226]. Следовательно, имея более теплые и легкие воды, Норвежское море не могло быть источником глубинных вод.

Уэртингтон [928] подсчитал, что во время наибольшего распространения висконсинского оледенения средняя соленость была, по-видимому, равна 35,7‰, или на один промилле больше, чем в настоящее время (см. гл. 5). Эта очень плотная вода должна была бы заполнить глубоководные котловины океана. Уэртингтон также вычислил, что тепловой поток через дно океана на протяжении 15 000 лет был

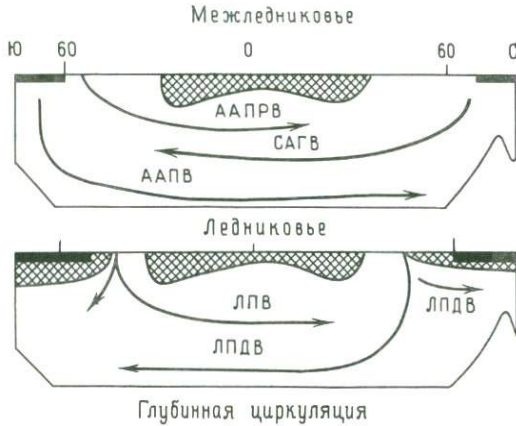


Рис. 3-18. Схематический меридиональный разрез термогалинной циркуляции для межледниковых и ледниковых условий на западе Атлантического океана [907, 729].

Заштрихованы поверхностные воды с низкой плотностью; черным цветом показан морской лед. Заметно, что область образования глубинных вод находится дальше от экватора в ледниковое время вследствие перемещения морского льда. ААПВ – антарктические промежуточные воды; САГВ – североатлантические глубинные воды; ААПВ – антарктические придонные воды; ЛПВ – ледниковые промежуточные воды; ЛПДВ – ледниковые придонные воды.

достаточен для подъема температуры колонны воды высотой 1 км на 7°C, что обеспечило уменьшение ее плотности до современных значений. Уэртингтон поэтому связал современные глубинные массы воды в Тихом и Индийском океанах с более плотными и солеными водами, опустившимися на дно в течение плейстоцена. Глубинные воды Атлантического океана, однако, более молодые по сравнению с водами других океанов, и Уэртингтон поэтому предположил, что «большая их часть образовалась в течение периода времени 1600–1800 лет до н. э., когда климат на севере был более суровый, чем в любое другое время после висконсинской стадии оледенения», – в течение «малого ледникового периода».

Точки зрения Уэртингтона и Шниткера о важности исторических событий привели к пониманию основного вопроса о том, насколько ясно может быть понята океанская циркуляция для любого данного времени при использовании стационарного состояния, а не при

историческом толковании. Например, какое влияние оказывает десятилетие очень холодных зим на возникновение вод необычной плотности и чему равен объем этих вод по сравнению с объемом бассейна, в который они втекают? В водных толщах верхнего километра могут быть отчетливо заметны последствия даже единственной очень холодной зимы. Во время суровой зимы 1976/77 г. температура очень большого объема воды по сравнению с тем, что считалось бы «нормальным», опустилась до 18 °С на южном окончании Гольфстрима. Эта вода, опускаясь, протекала мимо Бермудских островов на юг, в Саргассово море, и известна как вода с температурой 18 °С [927]. В течение этой зимы мощность слоя воды с температурой 18 °С увеличилась на 100–150 м, что свидетельствует об увеличении ее объема в области питания [491].

В общем точка зрения Уэртингтона подчеркивает важность различных событий для понимания того, что измеряется в любой данный момент, в противоположность стационарным моделям, которые являются «традиционной основой океанского моделирования» [101] и которые относят исторические события за счет местных возмущений. Тот же самый контраст очевиден при моделировании происхождения осадков, разнообразия биологических видов, а также во всех других областях, связанных с естественной историей.

## Краткое содержание

При благоприятных условиях высота прилива на современном шельфе возрастает на расстоянии 400 км от перегиба шельфа в сторону суши. Хотя многие геологические образования и являются по своему положению литоральными, некоторые из них, вне всякого сомнения, могут быть отнесены за счет приливов как таковых. С той степенью достоверности, которую можно сейчас определить, очевидно, что высота приливов не изменялась заметно по крайней мере за последние 2 млрд. лет. Лучшим, но не очень надежным способом, служащим для определения скоростей течений в прошлом, являются использование диаграммы Юльстрема. Циркуляция как поверхностных, так и глубинных вод в древних океанах представляет большой интерес, и ее выяснение основано на понимании того, почему современные океаны характеризуются присущими им в настоящее время особенностями.

Океанская циркуляция стала сегодня такой темой, в которую геологи могут активно вносить свой вклад. Когда палеобатиметрия от юры до настоящего времени будет определена достаточно точно, станет возможным построение схем циркуляции, выявление области распространения осадочных формаций, что в свою очередь даст ключи к разгадке геологической истории при прослеживании ее вплоть до юры. Вряд ли существует какая-либо другая область палеоокеанологии, которая имеет такие перспективы в будущем, как область определения циркуляции океанов в геологическом прошлом.

## Глава 4

# ТЕМПЕРАТУРА ОКЕАНА

---

Вопрос, почему мы считаем, что Солнце должно обладать одним из этих признаков (т. е. быть совершенным, или если не совершенным, то постоянным, или если не постоянным, то закономерным), а другие звезды нет, является в большей мере философским, чем физическим.

Дж. А. Эдди, 1976

В этой главе сначала развивается идея о том, что верхний предел температуры поверхностных вод открытого океана составляет около  $33^{\circ}\text{C}$  из-за действия механизмов отрицательной обратной связи. Затем описываются различные методы по определению палеотемператур. Они включают изотопные и другие химические методы, таксономические и морфологические методы и наблюдения за изменением фауны и флоры по видовому разнообразию, возрасту и комплексам. Если использовать какой-либо *один* из перечисленных выше методов, то получим результат, отличающийся всего на  $2-3^{\circ}\text{C}$  от истинной температуры. За разделом, посвященным аналитическим методам, следует раздел, где обсуждаются вероятные изменения тех закономерностей в поведении атмосферы и Солнца, которые обуславливают распределение температур по поверхности Земли. Это ведет к обсуждению вопроса об изменении температуры в геологическом прошлом. Для интервала времени от 3,2 до 0,7 млрд. лет назад диапазон температур определяется существованием воды в жидком состоянии ( $T = 0-100^{\circ}\text{C}$ ), а для интервала от 0,7 млрд. лет назад до современности — максимальным расцветом многоклеточных, в принципе таких же, как сейчас (температура главным образом от 2 до  $30^{\circ}\text{C}$ ).

## Принципы

Из рис. 4-1 видно, что отражение (альbedo) от поверхности Земли зависит от широты. Одно и то же количество поступающей солнечной энергии в высоких широтах распределяется по большей площади из-за кривизны поверхности Земли. На поверхности планеты тепло распределяется ветрами и океанскими течениями по поясам, вытянутым вдоль широт (рис. 4-2). Некоторый избыток тепла тропиков переносится к полюсам либо в виде ощущаемого тепла (*непосредственно* теплыми воздушными и водными массами), либо в виде скрытого тепла (*косвенным образом* в форме водяного пара, который испаряется и затем высвобождает тепло при конденсации). В потоке тепла, идущем к полюсам от  $30^{\circ}$  с. ш. и  $30^{\circ}$  ю. ш., доля скрытого и ощущаемого тепла в атмосфере составляет по  $25-33\%$ , остальные  $33-50\%$  приходятся на ощущаемое тепло в океанах [438].

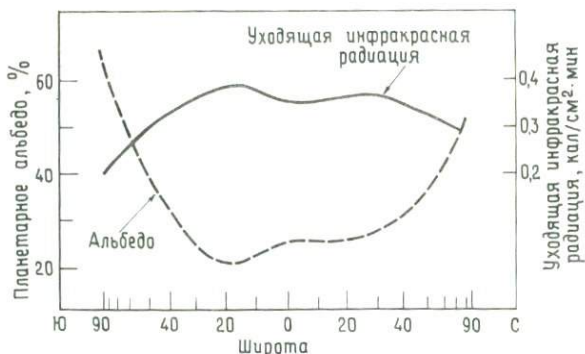


Рис. 4-1. Средние меридиональные профили уходящей инфракрасной радиации и планетарного альbedo ([874], стр. 667).

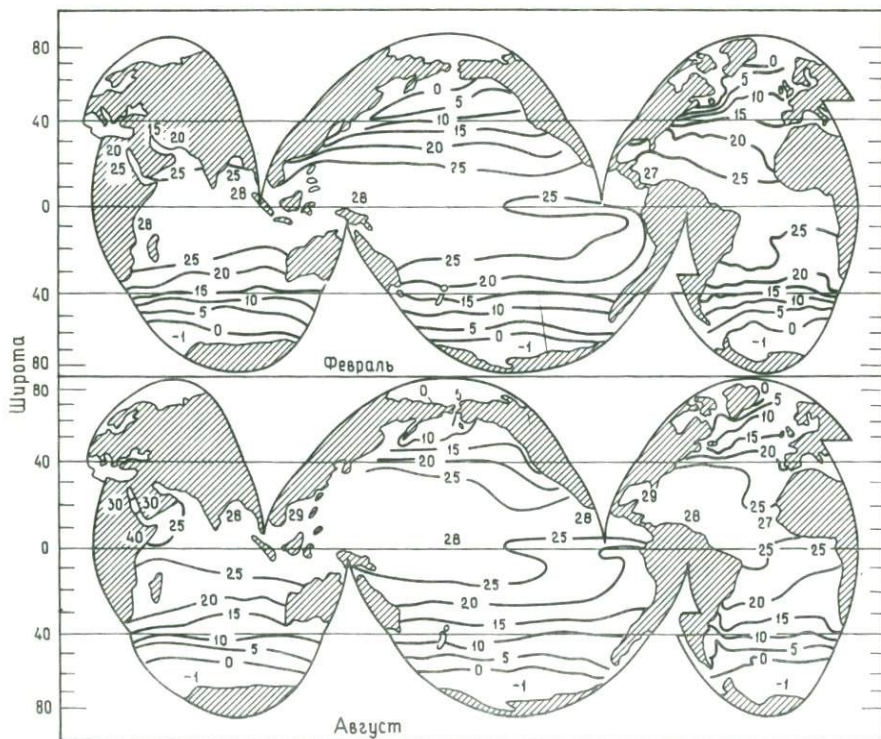


Рис. 4-2. Температура поверхности океана (°C) в феврале и августе ([814], с упрощениями).

Диапазон температур в Мировом океане составляет примерно от  $60^{\circ}\text{C}$  в некоторых изолированных заливах в тропиках до  $-2^{\circ}\text{C}$  в высоких широтах, однако эти экстремальные значения не соответствуют обычному распределению температуры. Нормальный диапазон составляет от  $2$  до  $30^{\circ}\text{C}$ , и в среднем океанская вода довольно прохладная. Большая часть водной массы океана расположена на глубине более  $2$  км и обладает температурой ниже  $4^{\circ}\text{C}$ , так как формируется на поверхности в высоких широтах. Если бы воды в высоких широтах не были бы так сильно охлаждены, глубинные воды соответственно были бы теплее.

Что касается верхнего предела диапазона температур, то поверхностные воды, по-видимому, не нагреваются свыше  $33^{\circ}\text{C}$  по следующей причине. Баланс тепла между большой водной массой и атмосферой можно выразить уравнением [662]

$$R = H + LE + G, \quad (4.1)$$

где  $R$  – результирующее излучение тепла с водной поверхности,  $H$  – вертикальный тепловой поток в воздух,  $L$  – количество скрытого тепла испарения,  $E$  – скорость потока скрытого тепла испарения и  $G$  – тепловой поток в воду. При постоянной солнечной радиации  $G$ , видимо, постоянен. Следовательно, изменение поверхностной температуры является функцией  $H$  и  $LE$ .

Пристли [662] показал, что на длительно влажной поверхности эффект охлаждения, вызванный испарением воды ( $LE$ ), возрастает быстрее, чем эффект потепления, вызванный вертикальным потоком тепла в единицу времени ( $H$ ). Это приводит к температуре равновесия, которая теоретически составляет  $32 - 34^{\circ}\text{C}$ , а фактически – примерно  $33^{\circ}\text{C}$ , что совпадает с данными по температуре тропических вод открытого океана.

Этот принцип применим к любой влажной поверхности: «Покрытая растительностью поверхность обычно холоднее, чем обнаженный грунт, так как большая часть поглощаемой солнечной энергии расходуется на испарение воды» [128]. Действительно, Линакр [501] писал, что температура листы стремится к температуре равновесия ( $33^{\circ}\text{C}$ ) посредством тех же процессов при условии, что растение обладает высоким содержанием воды и подвержено воздействию яркого солнечного света. Если система отрицательной обратной связи ограничивает температуру поверхностных вод океана приблизительно до  $33^{\circ}\text{C}$ , то это приводит к очень важному выводу относительно истории температуры поверхности Земли. Из-за простого физического свойства воды, а именно ее удельной теплоемкости, и из-за неизменности величины инсоляции температура  $33^{\circ}\text{C}$  была, по-видимому, максимальной для воды открытого океана. Пристли в личном сообщении от 8 мая 1974 г. отмечал: «Конечно, могли быть и исключения в тех случаях, когда горизонтальные адвективные эффекты осложняли местный баланс тепла, например, в узких или очень мелких морях по соседству с пустынями или

в районах, где приливы регулярно приводили воду в контакт с очень теплыми горными породами, или где имелись другие особенности локальной циркуляции. Однако в открытом океане подобный температурный предел в целом, вероятно, сохранялся».

Если существует естественный верхний предел океанских температур, то нет ничего удивительного в том, что тропические морские виды организмов обладают весьма узким (34–37 °С) интервалом летальных температур [470]. Однако для аналогичных форм на суше этот интервал не является летальным. Например, остракоды (тип членистоногих) живут и размножаются в горячих источниках при температуре 50 °С

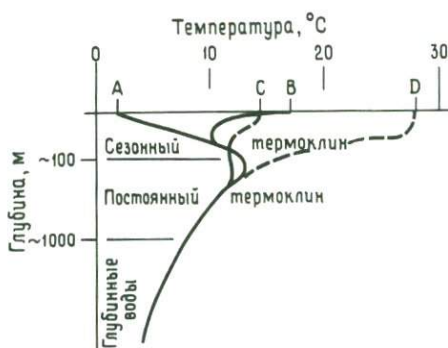


Рис. 4-3. Температурная структура океана в умеренных широтах ([553], стр. 29).

Показаны сезонный термоклин, постоянный термоклин и глубинные воды. Переход от A к D представляет собой развитие сезонного термоклина: A — максимальное зимнее похолодание; B — после весеннего потепления с легкими ветрами; C — ситуация B после сильного ветрового волнения; D — максимальные летние условия.

[910]. Таким образом, существует эволюционный потенциал для видов, живущих при высоких температурах воды, хотя он не может быть реализован океанскими организмами по причинам, указанным выше. Эволюционный смысл этого «лимита» будет рассмотрен в гл. 7.

Существует и другой механизм отрицательной обратной связи, поддерживающий низкую температуру океанской воды. Адам [4] сопоставил тот факт, что ураганы могут формироваться только там, где температура поверхности океана превышает 26 °С, с наблюдением, согласно которому эти бури выделяют огромное количество энергии. Результирующим эффектом (через перемешивание и т. п.) является уменьшение температуры поверхности океана. Адам поэтому заключает, что этот механизм отрицательной обратной связи может влиять на поддержание тропических температур на уровне, «не намного превышающем 26 °С, в течение длительных периодов времени».

Если устанавливается верхний предел для тропических температур, то естественно спросить, существуют ли такие же ограничения для температур в высоких широтах? Средний глобальный баланс тепла в основном базируется на широтных вариациях в поступающей радиации. В настоящее время на широтах, расположенных ниже 35°, наблюдается избыток поступающей радиации, а в более высоких широтах — дефицит. Поскольку установлены и экваториальные темпе-

ратуры, и широтное распределение тепла, то представляется, что существенные потепления в высоких широтах могут быть вызваны только внешними воздействиями на систему, например изменением солнечной постоянной (что будет рассмотрено ниже).

Существует также закономерное изменение температуры океанской воды с глубиной (рис. 4-3). Сезонное потепление и похолодание ограничены примерно верхними 100 м (сезонный термоклин), однако годовые эффекты иногда сказываются на охлаждении воды зимой до глубины порядка 600 м [652]. Ниже сезонного термоклина, примерно до 2000 м, температура воды постепенно уменьшается. Этот интервал глубин известен в качестве постоянного термоклина. Уэртингтон [929] выделил в Западной Атлантике пять температурных глубинных зон. Первая из них (свыше 17 °С) является нижним пределом водной массы Гольфстрима; следующие три зоны слагают постоянный термоклин: 12–17 °С – верхний, 7–12 °С – средний и 4–7 °С – нижний термоклин; последняя зона – глубинная водная масса с температурой ниже 4 °С.

Эти температурные зоны можно в основном использовать при изучении тех периодов, когда, как и сейчас, была хорошо развита океанская циркуляция.

## Геологические определения палеотемператур

Возможность определения палеотемпературы сильно зависит от условий формирования и геологического возраста анализируемых слоев. Наиболее точные значения палеотемпературы получают при анализе планктонных сообществ (особенно фораминифер) плейстоценового и третичного возраста. Палеотемпературы могут быть определены по сопоставлению температурных пределов обитания современных таксонов, «отнесенных» к их ископаемым представителям, или по данным изотопии кислорода. Данные по палеотемпературам для интервала времени от палеозоя до юры находятся за пределом возможностей изотопного метода для карбонатов (из-за диагенетических эффектов) и в основном базируются на широтной зональности распространения животных и растений. Известные палеотемпературы для докембрия получены в результате изотопно-кислородных анализов кремней, и, пока еще весьма спорно, действительно ли они отражают первичные температуры среды их формирования (этот вопрос будет обсуждаться позднее). В общем единственный способ, с помощью которого можно оценить данное значение палеотемпературы, заключается в использовании более чем одного метода. Таким образом, совершенно необходимо сопоставить результаты, полученные максимально возможным количеством методов. Ниже обсуждаются четыре типа методов: 1) изотопные; 2) другие химические методы; 3) таксономические и морфологические; 4) фаунистических и флористических градиентов. Сравнение изотопных и фаунистических методов показывает, что

каждый из них дает ошибку около  $2-3^{\circ}\text{C}$  для любого конкретного значения [57].

1. Изотопные методы включают использование кислорода (А), углерода (Б), дейтерия (В) и комбинации этих элементов (Г).

А. В 1947 г. Юри описал возможность использования температурного эффекта фракционирования стабильных изотопов для вычисления палеотемператур. Для реакции



$K$  – константа равновесия равна

$$K_{(t)} = \frac{[(\text{C}^{18}\text{O}_3^{2-})/(\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-})]^{1/3}}{(\text{H}_2^{18}\text{O})/(\text{H}_2^{16}\text{O})}, \quad (4.3)$$

$K_{0^{\circ}\text{C}} = 1,0176$ , а  $K_{25^{\circ}\text{C}} = 1,0138$ . Таким образом, температурный коэффициент равен  $0,016\%$   $K$  на  $1^{\circ}\text{C}$ . С увеличением температуры подвижность более легкого изотопа  $^{16}\text{O}$  возрастает, поэтому он накапливается в карбонатах.

Поскольку разница масс в количественном выражении весьма мала, то договорились все изотопные отклонения от стандарта умножать на 1000 в таком виде:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ образца} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ стандарта}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ стандарта}} \right] \times 10^3. \quad (4.4)$$

Например, выражение  $\delta^{18}\text{O} = +10$  означает, что изотопное отношение образца превышает изотопное отношение стандарта на 10 частей на 1000, или на  $10\%$ , или на  $1\%$ . Точность масс-спектрометрического метода составляет около  $\pm 0,1\%$  (что соответствует изменению температуры менее чем на  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ). Соотношение  $\delta^{18}\text{O}$  и температуры в интервале от 0 до  $30^{\circ}\text{C}$  показано на рис. 4-4. Изменение на  $1\%$  соответствует  $4,5^{\circ}\text{C}$ .

Конечное эмпирическое уравнение для шкалы изотопных температур в водно-карбонатной системе в интервале от 0 до  $30^{\circ}\text{C}$  приводится ниже в виде, предложенном Шеклтоном [759]:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38(\delta_c - \delta_w) + 0,10(\delta_c - \delta_w)^2, \quad (4.5)$$

где  $\delta$  – значения для карбоната (с) и воды (w), отнесенные к истинным величинам  $\delta$  для  $\text{CO}_2$  из этих фаз (полученным из карбоната кислотной экстракцией ( $\text{H}_3\text{PO}_4$  и т. п.) и из воды при  $25^{\circ}\text{C}$  и т. д.; в обоих случаях использовался один и тот же масс-спектрометрический стандарт).

Первоначальным стандартом  $\text{CO}_2$ , с которым производились сравнения, был  $\text{CO}_2$  из кальцита, слагающего роостр белемнита (*Belemnitella americana*, верхний мел) из формации Пиди (названной по реке Грейт-Пиди на юго-востоке США). Он был обозначен как

PDB-1 и до сих пор служит в качестве стандарта для вычисления отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в карбонатах.

В настоящее время значения  $\delta^{18}\text{O}$  для воды даются относительно стандарта SMOW (стандартная средняя океанская вода), который близок к действительно среднему значению для океанской воды. По шкале SMOW значение  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды составляет  $-0,28\text{‰}$ . Стандарт

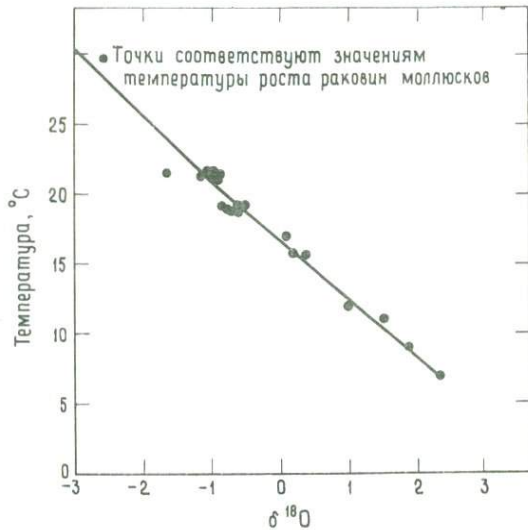


Рис. 4-4. Соотношение температуры роста раковин моллюсков и отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , выраженного в  $\delta^{18}\text{O}$ , относительно PDB ([260], рис. 9).

SMOW сопоставлен также с изотопным стандартом воды Национального бюро стандартов (NBS-1) [166]. Карбонатный стандарт PDB-1 составляет  $+30,6\text{‰}$  по шкале SMOW [167]. Необходимость в улучшении межлабораторной калибровки привела к созданию второго стандарта воды, названного SLAP (стандартные легкие антарктические осадки). Рекомендовано следующее значение  $\delta$  для SLAP относительно V-SMOW (Венская стандартная средняя океанская вода):  $\delta^{18}\text{O}(\text{SLAP}) = -55,5\text{‰}$ . V-SMOW получают «смешиванием дистиллированной океанской воды с небольшими количествами других вод для того, чтобы максимально сблизить их изотопные значения со стандартом SMOW» [337].

На практике изотопно-кислородный метод особенно широко применяется для фораминифер [253, 254, 762], но также и для карбонатных нанофоссилий [536], многих групп многоклеточных и многочисленных разновидностей осадочных, метаморфических и изверженных горных пород.

Уравнение изотопного равновесия (без последующих исправлений) основано на нескольких предположениях: а) отсутствии специфического для видов «жизненного» эффекта; б) известном изотопном составе

морской воды; в) отсутствии диагностических изменений в образце; г) изотопном равновесии между морской водой и органомогенным карбонатом кальция, осажденным из морской воды; д) отсутствии какого-либо эффекта, вызванного изменением в глубине обитания или в плотности морской воды. Бергер и Гарднер [57] и Савин и Стели [715] оценили влияние этих факторов на температуру по фораминиферам. Они пришли к выводу, что совокупный эффект влияния любого из перечисленных выше предположений составляет примерно 2–3 °C для любого данного значения. Рассмотрим первые три предположения.

а. Известны такие значения фракционирования изотопов, которые действительно свидетельствуют о видовой специфичности и отличаются от значений в местных водах. В фораминиферах они могут вызвать «отклонения» от истинных температур на 2,5–5 °C [227]. Некоторые исследователи предлагают ограничить изотопные анализы «моновидовыми образцами» [256], хотя многовидовые комплексы, вероятно, дают более приемлемые средние значения [714]. Симбиотические водоросли, сосуществующие с представителями некоторых таксонов (например, со многими кораллами и фораминиферами [43]), поставляют обогащенный  $^{16}\text{O}$  метаболический  $\text{CO}_2$  во внутренний «фонд»  $\text{CO}_2$  в раковине организма-хозяина, секретирующего карбонат. Следовательно, значения  $\delta^{18}\text{O}$  для карбонатных форм этих организмов неравновесны с окружающей температурой и дают температуры, отличающиеся повышенными на несколько градусов (до 5 °C) значениями [264].

б. Измеряемые изотопные величины зависят от изотопного состава морской воды, в которой формировалась раковина ( $\delta w$  в уравнении 4.5). Испарение морской воды удаляет преимущественно более легкий изотоп  $^{16}\text{O}$ , обогащая таким образом морскую воду изотопом  $^{18}\text{O}$  [168] (сходным путем испарение обогащает морскую воду  $^{34}\text{S}$  по сравнению с  $^{32}\text{S}$ , дейтерием и  $^{13}\text{C}$  по сравнению с  $^{12}\text{C}$ , хотя на фракционирование  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  организмы оказывают значительно большее влияние, чем испарение).

В современном открытом океане с соленостью в диапазоне 33,0–38,0‰ вариации  $\delta^{18}\text{O}$  достигают 1,5‰ ([57], рис. 6). Верхний предел увеличения  $\delta^{18}\text{O}$  в рапе, сформировавшейся за счет испарения морской воды, может составить 6‰ [505]. В пересечении от открытого океана к береговому рифу и далее к берегу возможно увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  воды, связанное, по-видимому, с испарением небольшого ее объема около берега [504]. Пресная вода обладает значительно более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , так как формируется из испарившейся морской воды.

До плио-плейстоценового этапа покровного оледенения изотопный состав океанской воды, вероятно, имел значение  $\delta^{18}\text{O} -1,0\%$  SMOW [761]. Для открытого океана во время максимального связывания пресной воды в ледниках, наоборот, это значение, как считают, составляло +1,0‰ [762], а в Средиземном море даже могло достигать +2,7‰ [344]. Если это так, то изменения значений  $\delta^{18}\text{O}$  в плейсто-

цене отражают главным образом изменения объема льда (и соответственно уровня моря), а не температуры [758]. Это было доказано для последних 120 тыс. лет, так как графики вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинах планктонных и бентосных фораминифер параллельны друг другу независимо от поверхностных и придонных температур. Ван Донк [849] считает, что в плейстоцене «по крайней мере 90% изменений изотопного состава обусловлены вариациями изотопного состава океанской воды, которые зависят от увеличения и уменьшения объема больших континентальных ледников». Таким образом, изотопно-кислородные данные по плейстоцену отражают крупные изменения климата, связанные не столько с температурой, сколько с объемом ледниковых накоплений.

Кроме региональных вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  могут быть и значительные локальные вариации. Образцы морской воды, собранные днем, обогащены  $^{18}\text{O}$  относительно воды, собранной ночью, поскольку фракционирование  $\text{CO}_2$  осуществляется планктоном только днем [897]. Поэтому при интерпретации изотопных значений для образцов из ограниченных водных масс может иметь важное значение отношение локальной биомассы к локальной водной массе.

в. Необходима коррекция полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  для скелетных образований, подвергшихся существенным преобразованиям из-за частичного растворения [57] или постседиментационного изотопного обмена [858]. Изотопный обмен более вероятен для раковин, чем для осадочного матрикса [818]. В общем случае если в каком-либо геологическом образовании присутствуют «неизменные» арагонитовые раковины, то для получения надежных изотопных значений следует использовать присутствующие здесь же более устойчивые кальцитовые раковины. Такие образования особенно часто встречаются в битуминозных или асфальтовых отложениях, хотя вместе с тем изотопно-кислородные значения нефтяных вод, вероятно, остаются неизменными с палеозоя [190]. Минерализованные воды, аналогичные находящимся в асфальтовых отложениях, обычно изолированы от влияния грунтовых вод.

Однако асфальтовые отложения довольно редки, поэтому, вероятно, почти все разновидности геологических образований содержат такой карбонатный материал, для которого прежде, чем определять изотопные температуры, следует проводить коррекцию изотопных значений.

Величину постседиментационного изотопного обмена можно определить, поскольку для карбонатных минералов морских и пресных вод хорошо известны условия равновесия и (или) «типичные» содержания Sr, Mg и других микроэлементов. Например, концентрации Mn, Fe и Mg заметно возрастают в морских карбонатах, «промытых» впоследствии пресными водами, а концентрации Sr, наоборот, систематически снижаются. Таким образом, систематические изменения концентраций этих (и других) элементов в скелетных остатках дают возможность оценить степень влияния диагенетических процессов на изотопные

значения. Это было прекрасно показано Вейзером [855], установившим, что ростры белемнитов, состоящие из низкомагнезиального кальцита, были примерно на 10% изменены постседиментационными процессами под влиянием вод из вмещающих осадков.

Хотя общий принцип осторожной интерпретации экспериментальных данных (*saveat emptor*) особенно относится к изотопным анализам, высокая степень чувствительности изотопов к условиям формирования видна даже по единичным остаткам организмов. Как показано на

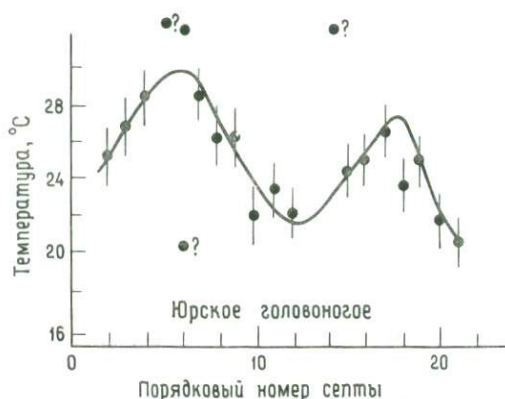


Рис. 4-5. Температуры образования септ юрского аммонита ([793], стр. 177).

Вариация с возрастом интерпретируется как сезонная. Животное родилось весной, а умерло зимой на втором году жизни.

рис. 4-5, в образцах из последовательных септ юрского аммонита запечатлены даже сезонные колебания температуры. Исходя из них, можно заключить, что аммонит родился весной, а умер зимой на втором году жизни.

В качестве палеотемпературных индикаторов наряду с широко используемыми изотопами кислорода в карбонатах оценивались и другие носители кислорода, например фосфаты, сульфаты и силикаты. Второй источник  $^{18}\text{O}$  мог бы позволить провести независимую изотопную проверку условий равновесия между морской водой и минеральными фазами. Однако в случае фосфатов изотопное фракционирование кислорода практически идентично фракционированию в карбонатах [511]. Следовательно, используя фосфатную систему, мы не в состоянии *независимо* определить температуру и изотопный состав среды. Однако, когда карбонаты отсутствуют, фосфаты можно исследовать сами по себе для определения палеотемператур.

По отношению к сульфатам условия изотопного равновесия  $^{18}\text{O}$  с поверхностными морскими водами пока не известны, вероятно, из-за очень низкой скорости изотопного обмена [510, 506]. Кроме того, сильный разброс изотопных значений, полученных для раковин как ныне живущих, так и ископаемых организмов, указывает на то, что сульфат раковин, вероятно, не участвует в метаболических процессах, так как последние обычно способствуют фракционированию с ростом

температуры. Не исключено, что постседиментационные процессы легко изменяют первичные изотопные значения в сульфатах. Что бы ни являлось причиной, сульфаты непригодны для палеотемпературного анализа.

Что касается силикатов, то фракционирование изотопов кислорода в  $\text{SiO}_2$  морских диатомей и спикул губок [482, 575] весьма сходно с фракционированием в карбонатных системах, поскольку  $t (^{\circ}\text{C}) = 5 - 4,1 \times (\delta_{\text{SiO}_2} - 40 - \delta_{\text{H}_2\text{O}})$ . Силикатное  $\delta^{18}\text{O}$  может позволить произвести независимую проверку температуры по крайней мере для плейстоцена. Для определения палеотемператур более древних геологических эпох подходящим источником кремнезема являются кремни [466]. Эти результаты будут описаны ниже. Колодный и Эпштейн [471], однако, настаивают на том, что палеотермометрия по кремням «даже в лучшем случае не может соревноваться с высокой разрешающей способностью карбонатного палеотермометра».

Б. Так же как и для изотопов кислорода, величины изотопно-углеродных значений получаются из уравнения

$$\left[ \delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \left[ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ образца} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ стандарта}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ стандарта}} \right] \times 10^3. \quad (4.6) \right.$$

Стандартом для отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  является PDB-1, упоминавшийся выше. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  контролируются теми же факторами, что и значения  $\delta^{18}\text{O}$ . К ним добавляется такое осложняющее интерпретацию обстоятельство, как различная степень фракционирования  $^{13}\text{C}$  при различных биохимических процессах в наземных растениях (соотношение растений с  $\text{C}_3$  и с  $\text{C}_4$  [495]). Был исследован широкий спектр организмов [188, 785].

При pH морской воды, равном 8,2, в диапазоне температур от 0 до  $30^{\circ}\text{C}$  в системе  $\text{CO}_2$  (газ) –  $\text{CO}_2$  (в растворе) –  $\text{HCO}_3^-$  (в растворе) фракционирование изотопов углерода между газообразным  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$  изменяется от  $-10,8\text{‰}$  до  $-7,4\text{‰}$  [582]. Это фракционирование осуществляется главным образом за счет гидратации  $\text{CO}_2$ , а не перехода  $\text{CO}_2$  из атмосферы в воду [195].

Количественно температурное фракционирование может быть меньше, если скорость утилизации углерода фитопланктоном превышает скорость установления изотопного равновесия. Предельное значение этого «дисбаланса» в океане еще не известно. В процессе фотосинтеза фракционирование изотопов углерода фитопланктоном до величины  $-19\text{‰}$  не зависит от температуры до тех пор, пока имеется избыток бикарбоната [196].

В общем виде большие отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (примерно от  $-25$  до  $-28$ ) совпадают с низкими температурами и большим избытком растворенного  $\text{CO}_2$ . Напротив, относительно меньшие значения (примерно от  $-9$  до  $-15$ , по одним подсчетам, и до  $-21$ , по другим) указывают на более теплые воды, содержащие меньше растворенного  $\text{CO}_2$ . Например, известны значения  $-28\text{‰}$  для планкто-

на холодных вод Южной Атлантики и  $-13\text{‰}$  для планктона теплого Гольфстрима [196, 704]. В течение плейстоцена значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического углерода осадков колеблются от  $-22$  до  $-26\text{‰}$ , что коррелируется с чередованием теплых и холодных (межледниковых и ледниковых) периодов [691]. Альтернативно существует и специфическое таксонное фракционирование, и эта «проблема» не дает возможности перейти к простой причинной связи с температурой, хотя отдельные таксоны (и значения  $\delta^{13}\text{C}$ , присущие им) действительно маркируют водные массы [294].

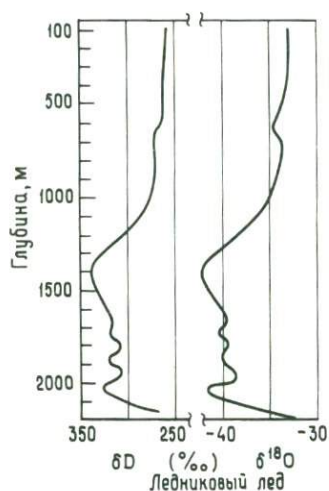


Рис. 4.6. Изотопные отношения кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  и водорода  $\delta\text{D}$  для льда из керна скважины, пробуренной в леднике на станции Берд, Антарктида ([262] стр. 1571).

Обращает на себя внимание полная идентичность графиков.

Если избытка бикарбоната не наблюдается, то величина фракционирования фитопланктона составляет менее  $-19\text{‰}$ .  $\text{CO}_2$  с более высоким значением отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  (т. е. с более тяжелым углеродом) входит в состав органического вещества. Этот процесс может продолжаться до тех пор, пока количество  $\text{CO}_2$  не будет достаточным, чтобы поддерживать развитие фитопланктона, т. е. примерно до значений  $-6\text{‰}$  относительно  $\text{CO}_2$  источника [196]. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  известняков отражают колебания  $\delta^{13}\text{C}$  океанского бассейна, на которые влияет фракционирование изотопов фитопланктоном (см. стр. 238).

В. Содержание дейтерия (D) в атмосферных осадках уменьшается с уменьшением температуры [181] примерно в той же степени, что и  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 4-6). Для выражения отношений D/H в воде и других веществах используется стандарт SMOW. Сравнение с новыми стандартами [337, см. выше] происходит по формулам:  $\delta^{18}\text{O}(\text{V-SMOW}) = -0,2\text{‰}$  SMOW и  $\delta\text{D}(\text{SLAP}) = -42,8\text{‰}$  V-SMOW. Таким образом  $\delta\text{D}$  (в промилле) подходит для использования в качестве палеотемпературного индикатора, что было подробно рассмотрено в работе Крейга и Гордона [168]. Известно применение этого метода для

торфа [722]. Считается, что его можно использовать и для целлюлозы [263].

Г. На величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  оказывает влияние соленость (см. гл. 5), но в различной степени. Следовательно, если имеется серия изотопных значений для раковин, обитавших в воде с одинаковой температурой, но с изменявшейся соленостью, то появляется уникальная возможность определить температуру их формирования [581]. Карбонат раковин находится в изотопном равновесии с водным бикарбонатом; следовательно, если на диаграмме отношений  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  продолжить кривую значений от раковин эстуариевых видов до пересечения со значениями океанического бикарбоната, то получим температуру роста раковин [583]. Этот метод позволяет избежать фракционирования изотопов за счет солености.

2. Для определения палеотемператур используются и другие химические критерии. В данном разделе приведены краткие описания палеотемпературных методов, основанных на рацемизации аминокислот (А), растворимости благородных газов (Б) и анализе микроэлементов (В).

А. Рацемизация аминокислот – это недавно разработанный палеотемпературный метод. Обычно в протеинах встречаются только L-аминокислоты, но после смерти организма  $\alpha$ -углерод аминокислоты изменяет свою стереохимию таким образом, что со временем появляется D-аминокислота в количестве, пропорциональном концентрации L-аминокислоты [744]. Эта реакция является функцией времени, температуры и других факторов. Для этих двух стереоизомеров любой аминокислоты соотношение может быть выражено в виде

$$\ln \left\{ \frac{1 + D/L}{1 - D/L} \right\} - \text{const} = 2kt, \quad (4.7)$$

где  $t$  – время,  $D/L$  – энантиоморфное отношение аминокислот,  $k$  – константа скорости реакции 1-го порядка для внутреннего перехода L- и D-энантиомеров [22]. Константа  $k$  отражает количество первичного D-энантиомера плюс его количество, образующееся в ходе анализа.

Период полураспада для рацемизации различных аминокислот различен. Для рацемизации изолейцина при  $25^\circ\text{C}$  он составляет примерно 50 000 лет, а для аспарагиновой кислоты – только 3500 лет [22].

Для того чтобы применить методику рацемизации к ископаемому материалу, необходимо знать или возраст, или усредненную по возрасту температуру. Поэтому этот метод особенно перспективен для тех условий, в которых температура почти не менялась в течение длительных периодов времени, например для тропиков, глубоководных частей океанов или для пещер. Как и в изотопных методиках, в рассматриваемой методике таксонный фактор влияет на результаты анализа [902], причем скорость рацемизации может измениться в 2 раза [361]. Это происходит потому, что каждый вид обладает индивидуальным набором протеинов в раковине, а каждый протеин имеет соб-

ственную специфическую кинетическую кривую [475]. Существенным источником искажения первичных результатов может быть также локальное выщелачивание [453].

Б. От температуры зависит и количество благородных газов (Ar, Kr и Xe), которое может быть растворено в воде, пока не наступит насыщение воздуха. При увеличении температуры от 10 до 60 °C растворимость уменьшается в 2,0 раза для Ar, 2,3 – для Kr и 2,8 – для Xe. Если система, содержащая газы, была закрытой к моменту анализа, то можно вычислить палеотемпературы времени формирования. Мазор [540] применил этот метод к находящимся в геологических ловушках «ископаемым» подземным водам в Северной Африке.

В. Влияние температуры на минералогию раковин, сложенных карбонатом кальция, и их микроэлементный состав изучается весьма интенсивно после публикации работы Кларка и Уилера [141]. Лучше всего в этом плане исследован магний, концентрация которого закономерно возрастает с температурой [205] в кальцитовых раковинах многих групп беспозвоночных. Однако это не является простой физико-химической реакцией. Концентрация магния усредняется физиологическими факторами, которые влияют на скорость его извлечения и в свою очередь зависят от таксонной принадлежности [896].

Магнию посвящено значительно больше исследований, чем стронцию, другому важному микроэлементу карбонатных раковин. По-видимому, существует положительная корреляция между содержанием стронция и температурой в кальците и отрицательная – в арагоните [206].

3. Традиционными для палеотемпературных исследований являются таксономические и морфологические методы. Имеется несколько особенностей флоры и фауны, которые коррелируются с температурой воды, однако не всегда дают совпадающие результаты. Эти особенности включают: размер животных (А), кальцификацию скелетных элементов (Б), плотность планктонных раковин (В) и направление навигации раковин фораминифер (Г).

А. Размер животных коррелируется с температурой [497]. Высокоширотные бентосные виды размножаются в более позднем возрасте и менее часто, чем низкоширотные, и это различие может иметь генетическую основу [300]. В соответствии с этим в зрелом возрасте особи из высокоширотных популяций обычно крупнее особей из низкоширотных; данная зависимость известна как правило Бергманна. Штраух [805] использовал связь увеличения размера зрелых особей с понижением температуры для интерпретации условий образования слоев, содержащих раковины морской двустворки *Hiatella*. Считается, что *самые крупные* виды морских пелеципод в пределах рода или семейства живут в наиболее холодной воде [611].

Животные большего размера имеют меньшую площадь поверхности на единицу объема, чем более мелкие формы, и поэтому могут тратить меньше энергии на поддержание температуры тела. Это соотно-

шение (известное как правило Аллена) относится только к тем животным, которые поддерживают температуру более высокую, чем температура окружающей среды.

Размер раковин бентосных фораминифер увеличивается по мере понижения температуры воды (и возрастания глубины) [33]. Средний размер раковин планктонных фораминифер *Globigerina bulloides* увеличивается в периоды похолоданий, и даже было выведено уравнение для выражения этой зависимости: среднегодовая поверхностная температура в °C =  $-0,1184$  (средней ширины раковин *G. bulloides* в мкм) +  $45,06$  [526].

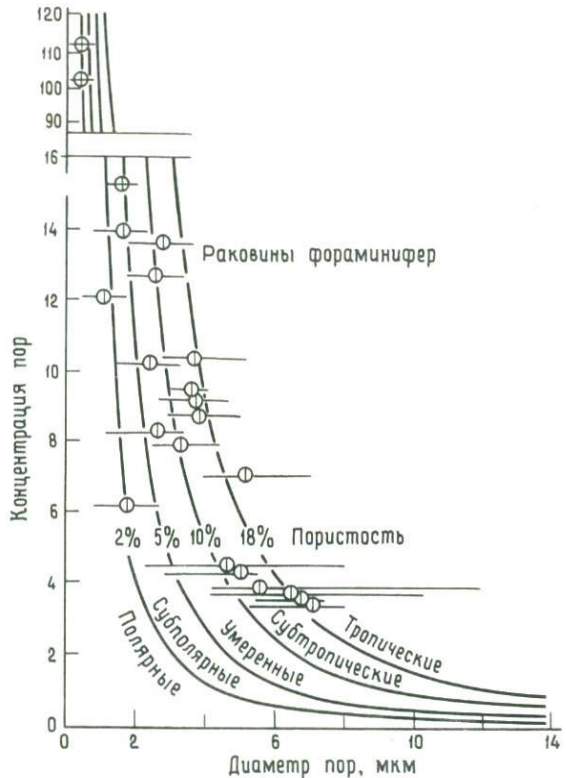


Рис. 4-7. Пористость раковин 22 видов планктонных фораминифер в сравнении с линиями 2, 5, 10 и 18%-ной пористости, отвечающими предполагаемой климатической интерпретации ([42] стр. 883).

Горизонтальные линии — наблюдаемый диапазон диаметров пор. Концентрация пор выражена в их количестве на  $25 \text{ мкм}^2$ . Заметно увеличение концентрации пор в более холодной, плотной воде.

Б. Степень кальцификации раковин, по-видимому, связана с температурой. Раковины у тропических морских животных обычно толстые и тяжелые, в то время как у холодноводных видов (по крайней мере, пелеципод) раковины обычно тонкие [611].

В. Некоторые морфологические приспособления у фитопланктона [499] и планктонных фораминифер, вероятно, обусловлены приспособленностью к плотности морской воды (а через нее — к температуре и солености) как функции широты. Как показано на рис. 4-7,

пористость скелетных элементов уменьшается с увеличением плотности воды. Пониженная пористость в более холодных (более тяжелых) водах нужна для того, чтобы поддерживать плавучесть на том же уровне, что и в более теплых (более легких) водах [302]. Возможно, по этой причине объем раковин планктонных фораминифер *Globigerinoides trilobus* уменьшается с понижением температуры [375]. Другой пример. Форма раковин *Globorotalia truncatulinoides* изменяется от сильно вытянутой конической в теплых тропических областях до относительно приплюснутой в более холодных водах, как если бы форма приспособилась к плотности воды [442].

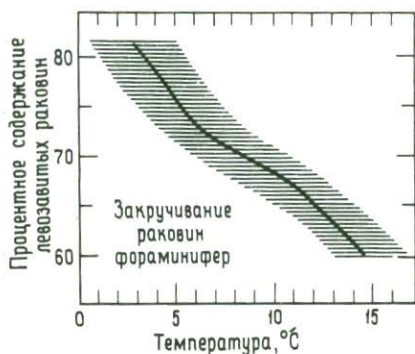


Рис. 4-8. Соотношение между лево- и правозавитыми раковинами фораминифер *Globigerina bulloides* d'Orbigny и температурой поверхностных вод (юго-западная Атлантика и пролив Дрейка) ([75], стр. 153).

Точность определения температуры по соотношению разнозавитых раковин (в %) составляет около  $\pm 2^\circ\text{C}$ .

Г. Направление навивания в некоторых видах планктонных фораминифер, по-видимому, коррелируется с летней температурой ([34] и более ранние работы), однако это утверждение оспаривается рядом исследователей (например, Чифелли [137] и Олссоном [621]). Во всяком случае, причина подобных соотношений остается неизвестной. К правозавитым относятся виды, в которых камеры навиваются по часовой стрелке, если смотреть на раковину сверху (с дорзальной стороны). Они характерны для теплых вод. Диаметально противоположные параметры свойственны левозавитым видам. Линии, соединяющие точки равных процентных содержаний одинаково завитых форм в осадках, рассматриваются в качестве изотерм. Например, современные популяции *Globigerina pachyderma*, содержащие более 90% левозавитых форм, распространены в воде с температурой менее  $6^\circ\text{C}$ . Постепенное изменение соотношения разнозавитых форм с температурой иллюстрируется данными по *G. pachyderma* [443] и *G. bulloides* (см. рис. 4-8) из юго-западной Атлантики (см. прекрасный обзор Кеннетта [444]).

4. Градиенты фауны и флоры по видовому разнообразию (А), возрасту (продолжительности существования) (Б) и комплексам (В) коррелируются с градиентами температуры.

А. В распределении многих групп морских животных и растений обнаруживается почти симметричная картина таксономического разно-

образия относительно экватора, причем к низким широтам приурочена более высокая степень разнообразия. Имеющиеся данные свидетельствуют о таком характере распределения фораминифер [59], кораллов [797], мшанок и двустворок [734], гастропод, копепод, оболочников, эпи- и инфаунистических комплексов [729]. Зоопланктон, обитающий в открытом океане, обладает значительно более высоким разнообразием в районах больших субтропических круговоротов, чем в экваториальных или полярных течениях [678]. Вероятно, те же закономерности характерны и для ископаемых групп зоопланктона, например для палеозойских и триасовых конодонтов.

Для получения представления о глобальном таксономическом разнообразии необходимо использовать данные по всему Мировому океану, так как в Тихом океане, например, разнообразие примерно вдвое выше, чем в Атлантике (судя по кораллам, двустворкам, мшанкам). Кроме того, в Восточной Атлантике разнообразие выше, чем в Западной (для двустворок и мшанок, но не для кораллов). В западной части Тихого океана, напротив, разнообразие существенно выше, чем в восточной (для двустворок, мшанок и кораллов). Широтный градиент разнообразия может просто отражать большее количество фаунистических провинций в тропических широтах, так как фаунистическое разнообразие является функцией площади, занимаемой фаунистической провинцией ([740], см. также стр. 252).

Отношение эндемичных и космополитичных семейств также изменяется в соответствии с современными широтными градиентами, причем эндемичные семейства более характерны для тропиков. Установлено, что сходный характер распределения имеют меловые фораминиферы и пермские брахиоподы [796], но не млекопитающие [851].

Б. Средний возраст (продолжительность существования) родов наиболее низок в экваториальных областях и увеличивается в 2–3 раза в высоких широтах для бентосных фораминифер [228] и герматипных кораллов [797]. Так же как и для градиентов разнообразия, эта тенденция сильно зависит от того, какой океан мы рассматриваем. Например, средний возраст родов, нормализованный по широте в Тихом океане, почти вдвое меньше, чем в Атлантике. В противоположность возрасту родов средняя продолжительность существования видов планктонных фораминифер не зависит от широты (рис. 4-9). Причины этого различия между родами и видами непонятны.

В. Создано несколько методик палеотемпературного анализа по видовым комплексам. Для видов умеренных широт максимум температуры среды обитания определяется степенью их приближения к экватору в самое теплое время года, а минимум – расположением в более высоких широтах в самое холодное время года [406]. Следовательно, если известен температурный диапазон для нескольких видов фауны, то можно получить представление о температурном диапазоне всего фаунистического комплекса. Самым простым способом является установление диапазона температур для каждого отдельного вида. При этом

зона наибольшего перекрытия, вероятно, и соответствует температуре среды обитания комплекса, как это было показано для батиметрии (см. рис. 2-13).

Приблизительные температуры можно установить и по отношению содержаний раковин холодноводных и тепловодных родов (как было сделано для плиоценовых силикофлагеллят). Прежде чем применять этот способ для геологических объектов, следует определить рассматриваемое отношение как в водной толще, так и в современных осадках [136].

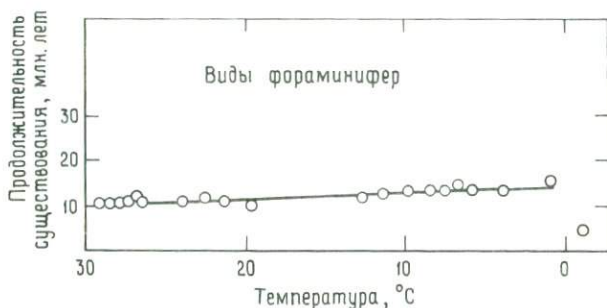


Рис. 4-9. Средний возраст (продолжительность существования) видов планктонных фораминифер относительно средней ежегодной температуры поверхностных вод ([795], стр. 125).

Заметно, что продолжительность существования видов не зависит от температуры (т. е. широты).

Размер перекрытия температур для всех видов, входящих в состав комплекса, можно оценить, применив соответствующие статистические методы [410, 374, 458]. Для определения соотношения степени соответствия температуре ископаемых и современных фораминифер Хечт [374] использовал следующую простую процедуру:

1. Определение процентного содержания видов планктонных фораминифер в серии проб поверхностного слоя современных осадков из колонки в определенной части океана.

2. Построение матрицы сходства, в которой сравнивается содержание видов в каком-то одном образце с содержанием их в каждом другом (с использованием коэффициента расстояния Паркса).

3. Нанесение на график содержания наблюдаемой температуры поверхностных вод и величины сходства для каждой станции (относительно станции с максимальной температурой поверхностных вод).

4. Проведение для всех полученных данных линии регрессии с применением метода наименьших квадратов.

5. Оценка сходства ископаемых образцов с современными с использованием коэффициента расстояния Паркса. Палеотемпературы могут быть определены на основе степени сходства двух комплексов с использованием уравнения, выведенного в пункте 4.

Результаты, полученные этим методом (или сходным, но более точным методом «функции переноса» Киппа [458]), позволяют осуществить независимую проверку изотопных данных по плейстоцену. Различные «температурные комплексы» можно сравнивать только по общим видам. Хечт [377] указал, что «уравнения палеотемператур, основанные на изменяющемся видовом разнообразии, похожи и дают палеотемпературы, отличающиеся только на  $1-2^{\circ}\text{C}$ ».

Если картина распределения на площади количества различных видов отражает температурные различия, то сходный характер должно иметь распределение морфологических вариаций в пределах отдельных видов. Однако диапазон температур, при котором ощущаются подобные отличия для отдельных видов, гораздо меньше, чем для видов внутри комплекса. Поэтому трудно получить значимые данные по температурам, используя тренды в степени морфологической вариации, хотя и существуют для некоторых планктонных фораминифер картируемые признаки, коррелирующиеся с температурой и соленостью [376, 792].

## Изменения на Солнце и в атмосфере

Температура воздуха на поверхности Земли в геологическом прошлом могла быть значительно выше или ниже вследствие колебаний одного или нескольких следующих факторов: 1) поступающей радиации; 2) состава атмосферы; 3) альбедо; 4) облачного покрова. Любое вероятное изменение температуры на поверхности Земли должно, однако, находиться в весьма узких пределах. Для периода времени от 3,8 млрд. лет (возраст наиболее древних пород, состоящих из частиц, транспортированных текущей водой) до 0,7 млрд. лет назад (когда начали широко распространяться многоклеточные растения и животные) температура поверхности Земли, вероятно, всегда находилась в интервале от 0 до  $100^{\circ}\text{C}$ . Начиная с 0,7 млрд. лет назад и до настоящего времени температура поверхности океана, по-видимому, была в диапазоне  $2-30^{\circ}\text{C}$ , типичном для современной эпохи. В рамках этих двух ограничений температура поверхности Земли, по-видимому, сильно варьировала.

1. Солнечная постоянная определяется как количество солнечной энергии во всем диапазоне длин волн, получаемое в единицу времени единицей площади поверхности верхней границы земной атмосферы на среднем расстоянии от Земли до Солнца (она выражается в системе СИ в  $\text{Вт}/\text{м}^2$ , а в более привычном виде — в  $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$ ;  $1 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин} = 698 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ). Общепринятая величина солнечной постоянной равна  $1373 \pm 20 \text{ Вт}/\text{м}^2$  [305].

В «почти всех солнечных моделях» [608] предусматривается увеличение солнечной радиации на 25% за время существования Солнца, т. е. примерно на 1% в каждые 50 млн. лет [786]. Такое изменение должно было оказать огромное влияние на историю температуры земной поверхности, так как даже очень слабые колебания солнечной

радиации приводят, как утверждается, к значительным эффектам. Будыко [109] обнаружил, что в последнее столетие отношение изменения температуры к изменению величины прямой солнечной радиации в условиях отсутствия облачности составляло  $1,1^{\circ}\text{C}$  на 1% изменения радиации. Теоретические расчеты этого автора также показали, что при изменении солнечной радиации на 1% средняя температура на поверхности Земли изменяется на  $1,2^{\circ}\text{C}$  (при облачности, равной 0,50, постоянном альбедо и постоянной относительной влажности воздуха). Затем Будыко заключает, что современный термальный режим «характеризуется высокой нестабильностью», при этом уменьшения радиации на 1,0–1,5% достаточно для того, чтобы снова вызвать продвижение ледников до умеренных широт. Кроме повышения температуры увеличение поступающей радиации может вызвать очень сильное возрастание количества выпадающих осадков и испарения [906]. Другие авторы указали на то, что увеличение солнечной постоянной на 2–5% может быть достаточным для того, чтобы растаяли ледники [752]. Действительно, переход от ледниковой эпохи к современности сопровождался повышением температуры на поверхности Земли всего на  $4–6^{\circ}\text{C}$  [106].

Все эти рассуждения об изменениях яркости солнечного света не беспочвенны, так как существуют исторические свидетельства значительных изменений солнечной постоянной. Период между 1645 и 1715 гг., когда продолжительное время отсутствовали солнечные пятна, назван минимумом Маундера [233] (по имени Е. В. Маундера — заведующего отделом Солнца Гринвичской обсерватории, который задокументировал это явление в 90-х годах прошлого столетия). Этот период также отмечен возрастанием значений  $^{14}\text{C}$  на 10% по сравнению с нормой. Время появления солнечных пятен соответствует периоду увеличения экваториальной скорости Солнца [235]. Возможно, что солнечные пятна контролируются охлаждением фотосферы Солнца [503]. На изменения в состоянии Солнца помимо солнечных пятен указывают и колебания яркости Урана и Нептуна между 1956 и 1966 гг. [508]. Было вычислено, что между 1921 и 1952 гг. солнечная постоянная увеличивалась со скоростью 0,1% в десять лет [622], хотя, как указывают некоторые ученые, точность ее измерения около 1% [508]. Если бы солнечная постоянная увеличивалась так, как предполагает Эпик [622], то ее современное значение должно было быть примерно на 1,4% выше, чем во время минимума Маундера.

Эти предполагаемые изменения в солнечной постоянной соответствуют наблюдавшемуся изменению температуры примерно на  $0,6^{\circ}\text{C}$  между 1880 и 1940 гг. и на несколько градусов с наступлением «Малого ледникового периода» в 1700 г. [886]. Эдди [234] построил график соотношения известных исторических колебаний уровня солнечной активности и наблюдавшихся климатических изменений. Он обнаружил, что «каждый раз, когда длиннопериодная солнечная активность

уменьшалась, ледники средних широт начинали продвигаться вперед и климат становился холоднее; в периоды высокой солнечной активности ледники отступали, и климат становился теплее». Далее Эдди предположил, что «колебания уровня солнечной активности и климата могут иметь общую причину — медленные изменения солнечной постоянной с амплитудой около 1%». Флуктуации солнечной постоянной такого масштаба легко могли быть вызваны вариациями случайных колебаний, сопровождающих солнечную конвекцию [184].

Распределение яркости света в звездах похоже на солнечное, однако в созвездии Пресепе оно «совпадает с 10%-ными колебаниями яркости солнечного света» [841]. Эдди [233] завершает свою работу по непостоянству солнечной постоянной утверждением, которое в виде цитаты является эпиграфом к настоящей главе. Создается впечатление, что наше знание об изменениях солнечной «постоянной» находится еще в стадии накопления фактов; при этом вариации порядка 1% в течение одной тысячи лет вполне возможны, однако климатические последствия таких колебаний (если они и происходят) точно не установлены.

Рассмотрение последних нескольких параграфов привело нас к главному вопросу: почему температура на поверхности Земли не изменялась гораздо драматичнее, чем на самом деле? Почему, с одной стороны, Земля не замерзла, а с другой — вся вода не выкипела? В какой-то степени стационарность условий объясняется действием механизмов обратной связи как в воде, так и в атмосфере, поскольку вполне очевидно, что энергия изменявшейся солнечной постоянной должна была бы фундаментально преобразовать наблюдаемую историю температуры поверхности Земли.

2. Атмосфера является фильтром, через который должна проходить поступающая радиация. Без атмосферы земная поверхность охладилась бы до температуры на 35 °С ниже современной [281]. Приближенный расчет современной солнечной радиации таков: «...из каждых 100 Вт поступающей энергии 24 отражаются облаками, 7 рассеиваются в космосе за счет атмосферы, 4 отражаются в космос от поверхности планеты (в сумме 35 Вт составляет планетарное альbedo), 22,5 Вт непосредственно достигают поверхности, 14,5 — несколько позже, за счет диффузного отражения от облаков, и 10,5 — еще позже, за счет диффузного молекулярного отражения (в сумме 47,5 Вт); из остатка (17,5 Вт) около 6 поглощается атмосферой в виде ультрафиолетовой «энергии» и 11,5 — в виде инфракрасной» [390]. Таким образом, из поступающей радиации около 35% отражается, 50% достигает земной поверхности и 15% поглощается.

В этом разделе рассматривается та часть поступающей радиации, которая поглощается. Мерризм [569] утверждает, что почти все уменьшение количества солнечной энергии (с 2,00 до 1,40 кал/см<sup>2</sup>·мин) на пути от верхней границы атмосферы до уровня моря обусловлено ее поглощением в атмосфере водой, углекислым газом и кислородом. Из этих трех компонентов вода является «наиболее важным».

При прочих равных условиях возрастание концентрации  $\text{CO}_2$  и(или)  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере ведет к большому поглощению инфракрасной радиации, излучаемой поверхностью Земли, что вызывает увеличение глобальной температуры. Амплитуда этого «парникового эффекта» оценивается по разности двух направленных вверх инфракрасных излучений: от поверхности Земли и от верхней поверхности атмосферы. В настоящее время эта разность составляет около  $0,024 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$  [106]. Парниковым эффектом обусловлен тот факт, что, хотя планетарная средняя температура радиационного равновесия оценивается примерно  $-20^\circ\text{C}$ , средняя температура на поверхности Земли равна приблизительно  $14^\circ\text{C}$  [726]. По-видимому, изменение парникового эффекта на 1% изменяет температуру поверхности на  $0,3^\circ\text{C}$ . Если относительная влажность остается постоянной, то увеличение температуры в нижней части атмосферы на  $2-3^\circ\text{C}$  примерно соответствует увеличению концентрации  $\text{CO}_2$  на 100% ([25] и многие другие, более ранние работы). Будыко [110] предположил, что даже 50%-ное увеличение современной концентрации  $\text{CO}_2$  должно поднять температуру в высоких широтах до уровня, достаточного для «полного таяния полярных льдов». И, наоборот, уменьшение современной концентрации  $\text{CO}_2$  вдвое «может привести к полному оледенению Земли».

Если бы мы хотели получить представление об экстремальных параметрах, следовало бы допустить десятикратное изменение давления  $\text{CO}_2$  по сравнению с его современным значением. Силлен [778] считал, что это приведет к увеличению средней температуры, «возможно, на  $20-30^\circ\text{C}$ ». Для докембрия в интервале времени от 4,6 до 2,6 млрд. лет назад (см. гл. 5) при отсутствии свободного кислорода высокие давления  $\text{CO}_2$  были вполне возможны. Если это было именно так, то можно предсказать, что средняя температура Земли на уровне моря составляла  $34-44^\circ\text{C}$  (при современном значении  $14^\circ\text{C}$ ). Максимальные значения должны были быть близки к  $50^\circ\text{C}$  вместо современных  $30^\circ\text{C}$ . Кроме того, присутствие значительных количеств  $\text{NH}_3$  в докембрийской атмосфере (гл. 5) увеличивало инфракрасное поглощение и поднимало температуру [707], хотя, по мнению Уонга и др. [886], удвоение современной концентрации аммиака, вероятно, изменит температуру всего на  $0,1 \text{ K}$ .

При обсуждении затронутой в последних двух параграфах темы о связи возрастания концентрации  $\text{CO}_2$  с увеличением температуры основное затруднение состоит в том, что эта связь не является линейной. Если главная полоса поглощения углекислым газом насыщена, то увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  «несущественно увеличит инфракрасную емкость атмосферы» [669]. Действительно, Разул и Шнейдер [669] полагают, что даже десятикратное возрастание концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличит температуру менее чем на  $2,5^\circ\text{C}$ .

В небольших количествах в атмосфере присутствуют и другие газы ( $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ,  $\text{CCl}_3\text{F}$ ,  $\text{CH}_3\text{Cl}$  и  $\text{CCl}_4$ ), которые поглощают тепловое излучение Земли в его характери-

ческом диапазоне волн.  $\text{H}_2\text{O}$  эффективно поглощает тепло во всем диапазоне, за исключением 750–1300 мкм; этот диапазон даже сужается за счет сильного поглощения  $\text{CO}_2$  до 600–750 мкм и слабого (при современной концентрации) до 900–1000 мкм. Поэтому существенные изменения в передаче теплового излучения могут быть вызваны любым соединением, которое поглощает  $\text{CO}_2$  между 750 и 1300 мкм. Наиболее сильно поглощают в этом диапазоне  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{NH}_3$ . При удвоении концентраций  $\text{N}_2\text{O}$  и  $\text{CH}_4$  поверхностная температура может увеличиться соответственно на 0,7 и 0,3 К [886].

Основная причина определенного недоверия к любым из постулированных выше слабых (или сильных) колебаний температуры заключается в том, что каждое изменение состава атмосферы сопровождается собственной системой отрицательной обратной связи. Например, воздействие на температуру изменения концентрации  $\text{CO}_2$  на 10% может быть сбалансировано противоположно направленным изменением содержания водяного пара примерно на 3% (он поглощает в той же полосе шириной 15 мкм, что и  $\text{CO}_2$ ) или облачности на 1% [580]. Поэтому Мёллер [580] пришел к выводу о том, что «теория воздействия вариаций содержания  $\text{CO}_2$  на климатические колебания становится очень сомнительной».

3. Третьим фактором, влияющим на изменение глобальной поверхностной температуры, является альbedo поверхности Земли (т. е. отношение радиации, отражающейся от поверхности, к радиации, падающей на нее). Удаление льда с обоих полюсов, естественно, уменьшит альbedo. Насколько драматическим мог бы реально оказаться этот эффект, видно по компьютерным моделям поверхностной температуры, по которым Селлерс [752] предсказывает «повышение температуры в Арктике на 7–10 °C, а в Антарктиде на 13–17 °C». В тропиках температура должна повыситься не более чем на 2 °C. До середины третичного времени температура глубинных вод океана составляла 14 °C (см. ниже) вместо современных 2 °C. Поскольку температуры глубинных вод отражают температуры поверхности приполярных районов, то увеличение температуры, постулированное Селлерсом [752], по-видимому, справедливо для Земли без ледников. Кроме того, палеогеография досреднетретичного времени не благоприятствовала развитию снега и льда в Арктике. Соответственно с этим Донн и Шоу [211] рассмотрели развитие ледников как естественное следствие резко увеличившегося альbedo в то время, когда стало возможным существование снега и льда в течение всего года по мере дрейфа континентальных областей к полюсам. Увеличение ледниковой шапки означает возрастание альbedo и уменьшение количества солнечной радиации, поглощаемой Землей, что приводит к более низким температурам и дальнейшему росту ледников, пока другие атмосферные условия не приведут к таянию льда (как в настоящее время).

Отражение падающей радиации происходит также и за счет частиц, взвешенных в атмосфере (пыли или аэрозолей). Эти частицы поступают

из аридных областей [664] или в ходе вулканических извержений. Так же как и для других климатических факторов, видимо, не существует простого соотношения между концентрацией пыли и температурой. Концентрация пыли в нижней части атмосферы коррелируется с повышением температуры, так как пыль уменьшает потерю теплового излучения в космос ([407] и более ранние работы). По мере возрастания количества пыли и ее высотного положения это соотношение становится противоположным, и температура уменьшается, возможно, из-за увеличивающегося отражения. Разул и Шнейдер [670] предположили, что четырехкратное возрастание концентрации пыли увеличит «альbedo Земли в районах отсутствия облачности на 10–15%, а всей Земли – на 31–33,5%». При этом глобальная температура снизится на 3,5 °C.

Поступление пыли в атмосферу на высоту свыше 60 км во время извержения вулкана Агунг на острове Бали (8° ю. ш., 115° в. д.) 17 марта 1963 г. привело к сильнейшим климатическим изменениям, когда-либо наблюдавшимся людьми [606]. Произошло уменьшение прозрачности атмосферы примерно на 1,5% [242], а средняя температура тропической тропосферы понизилась приблизительно на 0,5 °C [607]. Это изменение температуры, «вероятно, было вызвано поглощением солнечной радиации аэрозолями» [605]. Нормальная прозрачность атмосферы установилась только спустя 7 лет после извержения. Таким образом, представляется, что пыль может оказывать противоположные эффекты на атмосферу (потепление) и тропосферу (охлаждение).

В течение длительного времени обсуждается проблема: были ли в геологической истории эпохи усиления вулканизма, и если были, то как они влияли на климат? Вообще говоря, чем продолжительнее геологический период, тем большее количество вулканических пород извергается ([860], рис. 6), так что объем продуктов вулканической деятельности зависит от времени. В рамках этой общей зависимости вариации масштабов вулканизма в более короткие интервалы времени довольно высоки, при этом существуют и значительные различия. Например, в кайнозойских глубоководных осадках отмечены два сгущения горизонтов вулканических пеплов: плио-плейстоценовое (примерно от 2 млн. лет до настоящего времени) и среднемиоценовое (16–14 млн. лет назад) ([447]; Кеннетт и Тунелл [449], с которыми дискутируют Нинкович и Донн [614]). Считается также, что вулканическая активность заметно возрастала каждые 2,5 млн. лет в последние 10 млн. лет и каждые 5 млн. лет в интервале 20–10 млн. лет назад [382].

Существует определенная научная основа для объяснения главных климатических колебаний катастрофическими природными явлениями, такими, как вулканизм, если, например, учесть климатические эффекты, связанные с извержением вулкана Агунг. Первичной причиной изменения климата должно быть «радиационное воздействие вулканических аэрозолей на глобальный бюджет тепла» [653]. По утверждению Поллака и др. [653], исторические данные свидетельствуют о том, что вулкани-

ческие извержения происходят достаточно часто, чтобы обусловить глобальное похолодание примерно на  $1^{\circ}\text{C}$  «во время эпох интенсивной вулканической активности».

Идею о взаимосвязи колебаний вулканической активности с климатическими колебаниями можно проверить геологически. «Три выделяющихся горизонта вулканических пеплов присутствует в позднем плейстоцене западной части Мексиканского залива. ...Все три горизонта совпадают с эпизодами сильных похолоданий» [446]. В более обширном анализе Брэй [88] произвел сравнение данных по климату и вулканизму

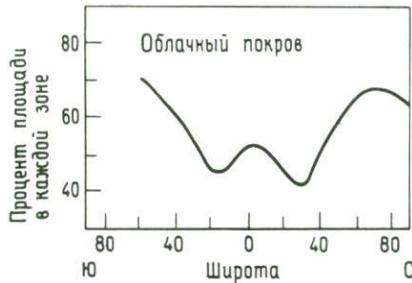


Рис. 4-10. Широтное распространение облачного покрова ([15], стр. 571).

за последние 2 млн. лет и сделал вывод о том, что сильные извержения «близко совпадали с ледниковыми стадиями и эпизодами похолодания». Основной недостаток этого и аналогичных заключений, основанных на анализе одного фактора, состоит в том, что рассматривается только один аспект климата, и нет уверенности, что другой фактор (например, солнечная постоянная) не может быть столь же важным.

4. Четвертым фактором, который следует рассмотреть в моделях, предсказывающих поверхностную температуру, является облачный покров. Он сильно зависит от широты (рис. 4-10). Облачный покров может изменяться как по занимаемой площади, так и по толщине, и его воздействие на поверхностную температуру может быть довольно различным. Если рассматривать среднюю глобальную температуру, то возрастание площади облаков увеличивает как альбедо (тем самым понижая температуру), так и количество захваченного инфракрасного излучения (тем самым повышая температуру). Однако скорость *уменьшения* температуры из-за отражения солнечной радиации превышает скорость ее возрастания за счет захваченного инфракрасного излучения [727]. Суммарный эффект увеличения площади облаков приводит к понижению поверхностной температуры при условии, что высота облачного покрова и альбедо облаков не изменяются. Напротив, увеличение толщины облаков имеет единственный эффект — уменьшение

потери инфракрасного излучения в космос, что ведет к увеличению температуры на поверхности Земли. Если одновременно происходит увеличение и площади, и толщины облачного покрова, то они взаимно уравновешивают друг друга так, что сохраняется постоянная температура.

Предсказание колебаний температуры, обусловленных изменениями облачного покрова, может быть значительно более сложным. В высоких широтах увеличение площади, занятой облаками, может не увеличить альбедо, поскольку альбедо льда и снега и так очень высокое. Поэтому здесь увеличение площади, занятой облаками, приведет к *повышению* температуры, так как будет захвачено большее количество инфракрасного излучения. Очевидно, моделирование климата — задача очень сложная, поскольку в зависимости от начальных условий одинаковые «причины» порождают противоположные следствия.

Развиваются, хотя и не созданы еще в окончательном виде модели, учитывающие все реальные циклы отрицательной обратной связи для колебаний поступающей радиации, состава атмосферы, альбедо и облачного покрова в период представляющих интерес геологических событий [527, 320]. Одним из результатов, полученных с помощью современных моделей, является установление факта существования *многочисленных* стабильных точек для солнечной постоянной,  $\text{CO}_2$ , взвешенного вещества, облачного покрова и т. д. [753]. Также вероятно, что существует причинно-следственная связь между понижением мировой температуры и увеличением интенсивности магнитного поля и(или) вариациями орбитальных параметров Земли («Кривая Миланковича»).

## Температура на протяжении геологического времени

Оценки изменений температуры океана в прошлые геологические эпохи обычно калиброваны по предполагаемым изменениям в экстремальных условиях ледниковых и неледниковых периодов. На рис. 4-11 суммирована имеющаяся информация по температуре поверхностных и глубинных вод океана за последний миллиард лет.

Общепринятая точка зрения состоит в том, что температура даже в докембрийском океане находилась в интервале от 0 до 100 °С и, возможно, ниже 30 °С, так как в докембрии сине-зеленые водоросли были, по-видимому, распространены столь же широко, как сегодня в мелководных морях. Интерпретация изотопно-кислородных данных по морским кремням свидетельствует о том, что температура океана составляла, по-видимому, 100 °С (3,8 млрд. лет назад), 70 °С (3,4) и 22 °С (2) [640, 467]. Вместе с тем изменения изотопных значений, на которых основаны эти высокие температуры, могут отражать: 1) систематические изменения в изотопно-кислородном составе океанской воды со временем; 2) изотопное смещение с пресными водами

после образования кремней (причем чем древнее кремни, тем больше возможность смещения); 3) температурный эффект. Две первые возможности обсуждаются ниже, в гл. 5 (стр. 191), а здесь представлена только температурная интерпретация.

Представление о горячем древнем океане совпадает с четырьмя другими независимыми линиями доказательств, каждая из которых, однако, небезупречна.

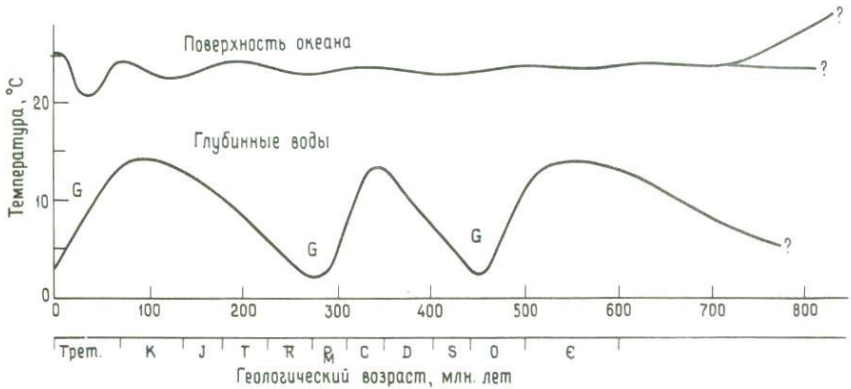


Рис. 4-11. Установленное изменение средней летней температуры поверхностных вод и температуры придонных вод для тропических широт за последние 800 млн. лет.

Заметно, что холодные глубинные воды ограничены периодами оледенения (G).

Во-первых, соображения Хойла [401] в пользу уменьшения гравитационной постоянной во времени. В соответствии с этим 3 млрд. лет назад температура могла составлять  $100^{\circ}\text{C}$ , 2 млрд. лет —  $70^{\circ}\text{C}$ , 1 млрд. лет —  $40^{\circ}\text{C}$  и в настоящее время —  $10^{\circ}\text{C}$ . Если, однако, гравитационная постоянная со временем не уменьшалась [545, 802], то значительного изменения температуры поверхности не требуется.

Во-вторых, обсуждавшееся выше и в гл. 5 представление о том, что концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{NH}_3$  в докембрийской атмосфере были, вероятно, более высокими, чем в современной. Оба этих соединения сильно поглощают тепло. Таким образом на поверхность Земли будет поступать больше радиации. В результате температура поверхности или повысится, или будет обеспечено значительно большее количество выпадающих и испаряющихся осадков. Последнему варианту благоприятствует температура поверхности открытого океана, близкая к  $30^{\circ}\text{C}$ , о чем говорилось в вводных параграфах к настоящей главе.

В-третьих, значения  $\delta D_{\text{H}_2\text{O}}$ , которые предполагаются для грунтовых вод, воздействовавших на гнейсы 3 млрд. лет назад, типичны для современных тропических атмосферных вод ([825], стр. 549). Отсюда

делается вывод, что температура раннедокембрийского океана была, вероятно, значительно выше современной.

Кроме трех рассмотренных можно привести и четвертую линию доказательств. Современный геотермический градиент до глубины 10 км составляет примерно  $15^\circ\text{C}/\text{км}$ . В докембрии (вплоть до 1,3 млрд. лет назад) он был равен  $70\text{--}100^\circ\text{C}/\text{км}$  [716]. Реконструкция P–T-условий для архейских гранулитов предполагает, что тепловой поток на поверхности Земли 3 млрд. лет назад «в два-три раза превышал современные значения» [223]. Если это так, то дно докембрийского океана было нагрето гораздо сильнее, чем сейчас, что должно было привести к усилению океанской конвекции. Вероятно, поэтому и максимальная температура в докембрийском океане была выше, чем в современном.

Основным аргументом против гипотезы горячей ранней Земли является присутствие ледниковых отложений (тиллитов с гальками, несущими царапины ледового перемещения) с возрастом около 2,3 млрд. лет в формации Гауганда Канадского щита [817, 363]. Более поздний период оледенения приходится на поздний докембрий ( $\approx 0,8$  млрд. лет назад).

Подводя итог рассмотрению температур докембрийского океана, следует отметить, что некоторые части поверхности Земли, вероятно, были холодными (на что указывают следы оледенения), а другие обладали температурой поверхности от  $50$  до  $70^\circ\text{C}$  и даже выше. К концу докембрия, судя по всем фактам, температура океана не превышала  $30^\circ\text{C}$ .

Температура поверхности океана в палеозое не поднималась выше  $30\text{--}40^\circ\text{C}$ . Одна независимая линия доказательства — кремни, температура формирования которых, усредненная по времени независимо от формы стяжения, находилась в интервале  $20\text{--}35^\circ\text{C}$  [466]. Вторая независимая линия доказательства — оледенения. Хорошо подтверждены две палеозойские эпохи континентального оледенения: поздний ордовик — ранний силур и поздний карбон — ранняя пермь [см. 931].

Начиная с мезозоя получены надежные изотопно-кислородные данные для морских карбонатов. Эмилиани [252] открыл, а Дуглас и Савин ([216] и более ранние работы) подтвердили тот факт, что, согласно значениям  $\delta^{18}\text{O}$  по глубоководным бентосным фораминиферам, температура глубинных вод в раннем и позднем мелу была около  $14^\circ\text{C}$ , а затем уменьшилась до современного значения  $\approx 2^\circ\text{C}$  (рис. 4-12). Для интервала времени от позднего мела до современности (около 70 млн. лет) эта тенденция была независимо установлена Шеклтоном и Кеннеттом [761] по бентосным фораминиферам, а Колодным и Эпштейном [471] по глубоководным кремням. Однако образцы пород от верхней юры до верхнего мела не столь многочисленны, и вопрос относительно возможности даже более высоких температур глубинных вод океана в этом интервале времени остается открытым.

Изменение температуры обширной массы океанской воды с 14 до 2 °С выглядит слишком большим. Однако простой расчет показывает, что поскольку это изменение заняло свыше 70 млн. лет, оно было едва заметным и не могло бы быть измерено, если бы происходило в настоящее время!

Для того чтобы уменьшить температуру океана на 1 °С, требуется отдать примерно  $1,4 \times 10^{24}$  кал, поскольку удельная теплоемкость морской воды около 0,9 кал/г, плотность приблизительно  $1,04 \text{ г/см}^3$ ,

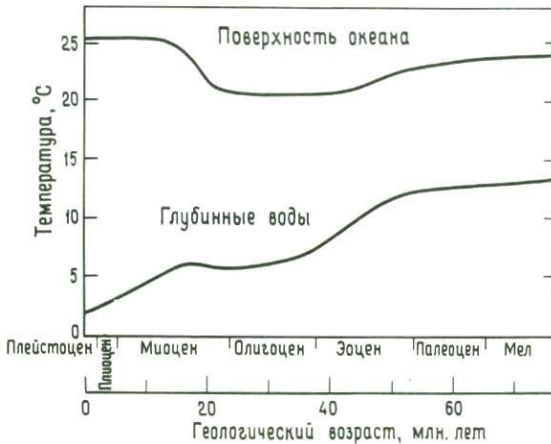


Рис. 4-12. Температуры вод тропической части Тихого океана с мела по настоящее время, основанные на определениях  $\delta^{18}\text{O}$  (по данным Дугласа и Савина [215] и Савина и др. [714]).

Заметно существование теплых (14°C) глубинных вод в поздне меловое время и начало ледникового охлаждения в среднем миоцене. Характерно также увеличение разницы температур между поверхностными и глубинными водами от ~10 до 20°C.

а объем океана  $1,4 \times 10^{24} \text{ см}^3$ . Изменение температуры на 12 °С в течение 70 млн. лет требует потери  $1,7 \times 10^{25}$  кал, или суммарного ежегодного потока тепла из океана в размере  $2,4 \times 10^{17}$  кал. Площадь океана составляет примерно  $3,6 \times 10^8 \text{ км}^2$ , однако тепло теряется только в высоких широтах, севернее и южнее 40°, т.е. на половине площади океана ( $\sim 1,8 \times 10^8 \text{ км}^2$ ). В итоге средняя теплотеря при остывании океана составляет  $1,3 \times 10^9 \text{ кал/км}^2 \cdot \text{год}$ .

Среднее количество излучения, которое теряется в современную эпоху в высоких широтах (и получается поверхностью Земли в низких широтах в условиях установившегося режима), составляет  $3 \times 10^{14} \text{ кал/км}^2 \cdot \text{год}$ . Следовательно, изменение теплотеря, вызвавшее снижение температуры Мирового океана на 12 °С с мелового времени, равно  $(1,3 \times 10^9)/(3 \times 10^{14})$ , или примерно  $4 \times 10^{-4}$  от современной величины излучения на  $\text{км}^2 \cdot \text{год}$ . Это исчезающе малая величина. Следо-

вательно, поступление или потеря излучения, необходимого для проявления геологически значительных колебаний температуры океана, по-видимому, вполне объяснимы. Это означает, что слабо выраженные случайные вариации океанской температуры легко могли происходить в течение 10–30 млн. лет.

История температуры открытого океана в третичное время известна значительно лучше, чем в более древние эпохи. Температуру глубинных вод океана можно определить либо по ископаемым остаткам из глубоководных осадков, либо по морским отложениям внешнего шельфа и континентального склона в высоких широтах, где формируются придонные воды. Имеющиеся данные, представленные на рис. 4-12, подтверждают точку зрения о существовании постоянного термоклина в тропиках как характерной постоянной Мирового океана. При этом

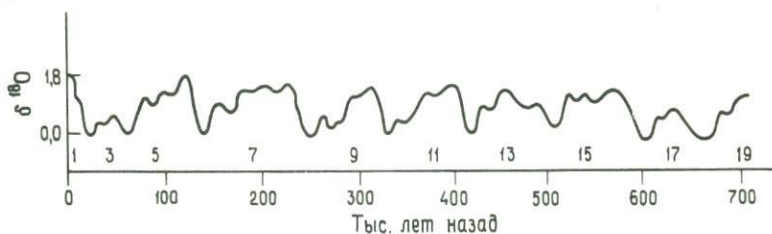


Рис. 4-13. Генерализованная температурная кривая для поверхностных вод тропиков прошлого ([257], стр. 513).

Числа вдоль горизонтальной оси соответствуют стадиям, выделяемым по колонкам глубоководных осадков.

амплитуда термоклина изменялась от 5 до 20°C. Савин, Дуглас и Стели [714] обнаружили, что в периоды наиболее сглаженного климата (как, например, в позднем мелу) величина постоянного термоклина составляла всего 5–6°C вместо современных 20°C (рис. 4-12). Пока неясно одно: как глубинные океанские воды могли становиться теплее? Теплые поверхностные воды слишком легки для того, чтобы вытеснить холодные глубинные воды, а тепловой поток от поверхности дна (или адиабатический нагрев), вероятно, не имеет особого значения для океанских глубин менее 5 км, которые присущи почти всему океану.

История температуры шельфовых морей, безусловно, отражает более локальные условия. Фораминиферы гораздо меньше пригодны для изучения шельфов, чем другие бентосные организмы. Диагенез и колебания солености также делают изучение образцов шельфовых отложений более сложным, чем изучение глубоководных образцов. Хотя осадки шельфов отбирать нетрудно, получить первую изотопную палеотемпературную кривую по северо-западной Европе для третичного времени удалось только в 1978 г. [107]. С середины палеоцена до среднего эоцена происходил подъем температуры с 14 до ~28°C.

За ним последовало значительное понижение температуры к середине олигоцена (до  $\sim 4^\circ\text{C}$ ). В дальнейшем сохранялись довольно однообразные условия ( $5-10^\circ\text{C}$ ). Эти вариации температуры свидетельствуют о различных источниках шельфовых вод, поскольку палеогеография и характер циркуляции, как и климат, подвергались изменениям.

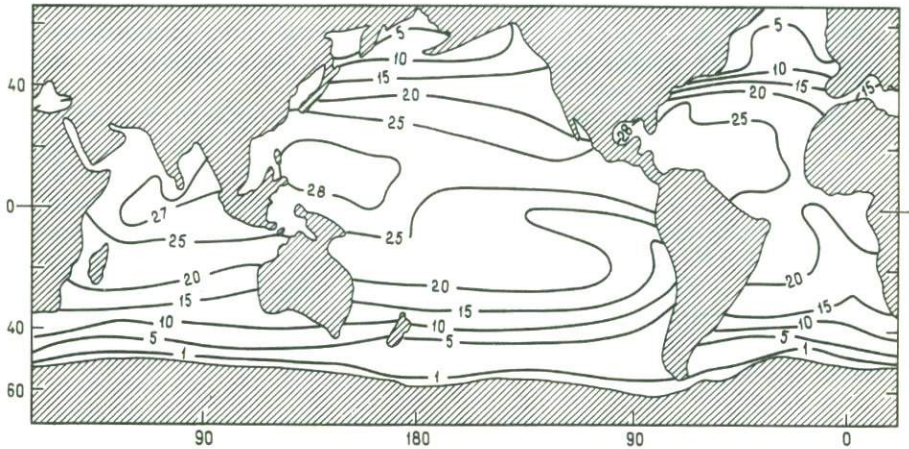


Рис. 4-14. Предполагаемые температуры ( $^\circ\text{C}$ ) поверхностных вод для лета (августа) северного полушария 18000 лет назад во время почти максимального продвижения ледников [144].

По сравнению с ледниковыми эпохами (рис. 4-2) заметно существование похожего аналогичного тропического пояса, но изотермы в высоких широтах значительно более сближены.

Поэтому конкретная история бассейна в третичное время представляется сложной.

Наиболее интенсивно, с применением *всех* методов палеотемпературного анализа, изучается плейстоцен. В течение последних 700000 лет происходили квазипериодические колебания температуры поверхностных тропических вод с периодом порядка  $10^5$  лет (рис. 4-13). Они, вероятно, были обусловлены «астрономическими движениями Земли», поскольку  $10^5$  лет – величина того же порядка, что и период подобных движений [257].

Установлено, что во время ледниковых максимумов температура тропических поверхностных вод, по данным разных авторов, была на  $2-7^\circ\text{C}$  ниже, чем в настоящее время. Эмилиани ([255] и другие работы) на основании данных по  $\delta^{18}\text{O}$  пришел к выводу, что ледниковые условия понизили температуру тропических вод Карибского моря на  $7^\circ\text{C}$  по сравнению с современной ( $28^\circ\text{C}$ ). Хечт [377], используя метод фаунистического сходства, описанный выше, нашел, что разница температур между ледниковыми и межледниковыми эпохами составляет  $4,5-5,8^\circ\text{C}$  ( $\pm 1,5^\circ$ ). Однако эти величины колебаний температуры

карибских вод почти вдвое превышают значения в  $2-3^{\circ}\text{C}$ , установленные другими авторами (Шеклтоном и Опдайком [762], использовавшими изотопно-кислородный метод, и Имбри и Киппом [410], применившими «функции переноса»). Разница температур по изотопно-кислородным данным обусловлена различными допущениями о значениях изотопного состава морской воды в ледниковые эпохи, которые варьируют от 0,5 до 1,7‰. Методом рацемизации было установлено, что температура прибрежных вод Средиземного моря понижалась на  $4^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 1^{\circ}$ ) в течение последнего оледенения [743].

Выдающимися образцами применения методики последовательного приближения с использованием «функции переноса» Имбри и Киппа [410] являются карты температур поверхности океана в течение плейстоцена, когда в высоких широтах распространялся ледниковый покров мощностью 3 км ([144] и некоторые главы в книге Клайна и Хейса [145]). На рис. 4-14 показаны летние (августовские) температуры для времени 18000 лет назад. Из сравнения с современными августовскими температурами, показанными на рис. 4-2, следует, что ширина экваториального пояса не изменилась, а зоны более высоких широт значительно сузились.

## Краткое содержание

Вероятно, механизмы отрицательной обратной связи постоянно устанавливают естественный предел ( $33^{\circ}\text{C}$ ) для температуры поверхности океана. Наиболее важным из этих механизмов является охлаждение при испарении; оно уравнивает эффект потепления при нагревании поверхности моря. Видимо, исторически не случайно, что интервал летальных температур для тропических морских организмов очень узок ( $34-37^{\circ}\text{C}$ ). То, что он не является эволюционным пределом для многоклеточных, доказывается присутствием способных к воспроизводству популяций членистоногих (остракод) в пресной воде горячих источников при температуре  $50^{\circ}\text{C}$ .

Для того чтобы получить представление о температурах прошлых геологических эпох, применяют изотопные и другие химические методы, изучают таксономию и морфологию, флористические и фаунистические градиенты. У каждого из методов есть свои ограничения, поэтому их следует применять комплексно. Любое данное значение температуры устанавливается с точностью  $2-3^{\circ}\text{C}$ . Климатическое моделирование, основанное на изменениях состава атмосферы, альbedo, облачности и яркости Солнца, способно объяснить основные изменения температуры в геологической истории, однако это еще не сделано. Считается, что 3,4 млрд. лет назад температура океана могла достигать  $70^{\circ}\text{C}$ , но в этом еще нет уверенности. По имеющимся данным, с раннего палеозоя до настоящего времени температура не превышала  $30^{\circ}\text{C}$ . В течение последних 70 млн. лет температура глубинных вод Мирового океана понизилась с 14 до  $2^{\circ}\text{C}$ .

## Глава 5

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОКЕАНА

---

Установлено, что изменения в земной биосфере, обусловленные климатом, были достаточно велики как по амплитуде, так и по скорости, чтобы создать наблюдаемые циклы растворения карбонатов... Влияние океана на климатические колебания в плейстоцене никогда не будет понято, если моделировать только неизменяющиеся условия.

*Н. Дж. Шеклтон, 1977*

В этой главе описывается химический состав современного океана и обсуждаются различные методы определения палеосолености; эти темы ведут к разделу по химии океана в период времени от 4,6 до 2,0 млрд. лет назад; заканчивается глава кратким описанием изменений химического состава океана с 2,0 млрд. лет назад по настоящее время. Как и процесс развития континентальной коры, изменения химического состава океана можно подразделить на долгопериодные ( $\approx 10^9$  лет) тенденции систематического характера и на короткопериодные ( $\approx 10^8$  лет) тенденции циклического характера. Если бы наблюдатель исследовал 2 млрд. лет назад химический состав океана, заметил бы он те явления, которые сейчас мы идентифицируем в качестве тенденции изменений химического состава океана? Были ли бесконечно малые направленные изменения в течение очень длительных периодов времени достаточными для того, чтобы превратиться в «эволюционные»? Следовательно, еще один вопрос данной главы: как была достигнута и как сохраняется устойчивость химического состава океана?

## Химический состав современного океана

Океан служит резервуаром, в котором перемешиваются различные вещества. Это одна из стадий непрерывающегося процесса превращения изверженных пород в осадки и осадочные породы. При этом перемешивании химический состав океана регулируется, с одной стороны, притоком ионов реками, а с другой — удалением ионов в осадки и в конце концов в горные породы.

«Соленость» указывает на количество растворенных веществ в фиксированном объеме морской воды. Со временем значительно изменялись методы измерения солености. Традиционное определение, сформулированное еще в начале века, таково: соленость — это вес в граммах растворенного неорганического вещества в 1 кг морской воды после того, как все бромиды и иодиды замещены эквивалентным количеством хлоридов, а все карбонаты переведены в окислы.

Это определение трудно применить для анализа большого количества проб с достаточной точностью. Однако хлорность (Cl) можно определить довольно легко (титрованием со стандартным раствором нитрата серебра). Хлор является главным компонентом морской воды. Сначала хлорность и соленость (S) были связаны выражением

$$S\text{‰} = 0,030 + 1,8050 \text{ Cl}\text{‰}, \quad (5.1)$$

которое в 1962 г. было сокращено до

$$S\text{‰} = 1,80655 \text{ Cl}\text{‰}. \quad (5.2)$$

В последние 20 лет измерения электропроводности морской воды позволяют определять соленость с точностью  $1 \times 10^{-4}$ , причем этот метод прост в использовании [917]. Его применили для измерения электропроводности 135 проб натуральной морской воды из всех океанов и четырех морей (Балтийского, Черного, Средиземного и Красного), и полученные результаты сравнили с измерениями солености традиционным методом. Современный рекомендуемый метод определения солености основан на измерениях электропроводности, стандартизованных по пробам воды, в которых соленость была определена титрованием с нитратом серебра. В измерении солености по электропроводности

$$S\text{‰} = -0,08996 + 28,29720 R_{15} + 12,80832 R_{15}^2 - \\ - 10,67869 R_{15}^3 + 5,98624 R_{15}^4 - 1,32311 R_{15}^5, \quad (5.3)$$

где  $R_{15}$  — отношение электропроводности изучаемой пробы воды к электропроводности воды, имеющей соленость точно на 35‰. При этом обе пробы исследуются при одинаковой температуре (15°C для  $R_{15}$ ) и давлении, равном 1 атм [925]. Для вычисления солености по электропроводности воды используются специальные таблицы.

Вообще говоря, соленость открытого океана изменяется от 33 до 37‰. Соленость больших регионов прибрежного континентального шельфа может понижаться до 29‰ (как, например, в обширном районе пролива Хуан-де-Фука, около штата Вашингтон). Однако фауна этого района, насколько известно, не меняется по разнообразию и физиологии по сравнению с формами, которые считаются «нормальными морскими». Следовательно, есть смысл говорить о полном диапазоне морской солености от 29 до 37‰ на больших площадях. Действительно, специфические значения солености должны быть, вероятно, выше или ниже указанных предельных значений. По контрасту с медленными изменениями солености вод шельфа и открытого океана условия эстуариев характеризуются быстрыми изменениями солености в незначительном диапазоне глубины, расстояния и времени. Основное отличие эстуариев от океана заключается в пространственном и временном диапазонах происходящих изменений солености, а не в ее специфических значениях.

На расстоянии нескольких градусов по широте соленость открытого океана может измениться на 2–4‰ вследствие изменений в количестве поступающих и испаряющихся осадков (рис. 5-1, 5-2), вызванных изменениями характера циркуляции воздуха (стр. 101). В экваториальных зонах насыщенный влагой теплый воздух поднимается и затем охлаждается, что вызывает выпадение осадков (и уменьшение солености). Этот вновь сформированный холодный сухой воздух перемещается от экватора на север и юг и опускается примерно на широте 30°, где нагревается и насыщается водой, вызывая увеличение испарения (и солености). Этот воздух перемещается по направлению к полюсам и в интервале 50–60° опять поднимается, охлаждается, и в результате увеличивается количество выпадающих осадков (и понижается соленость).

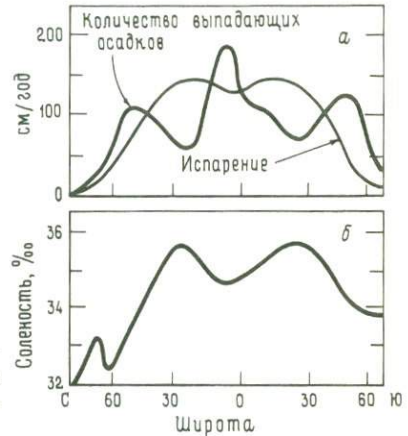


Рис. 5-1. Соотношение испарения и количества выпадающих осадков в открытом океане на разных широтах (а), а также соленость поверхностных вод (б) [934].

В небольших по площади районах, где происходит интенсивное испарение, соленость может возрастать на несколько промилле на расстояние в несколько километров. Три примера: с подветренной стороны острова Андрос (Багамы) соленость увеличивается с 32 до 39‰ на расстояние 15 км [604], в Персидском заливе — с 50 до 100‰ на расстояние свыше 25 км [665] и в бассейне Хеймлиг залива Шарк, Австралия, — от 45 до 65‰ на расстояние свыше 75 км [354]. Эти расстояния — отнюдь не сотни километров, предусмотренные моделью эпиконтинентального моря (см. стр. 76).

Только 12 растворенных в морской воде элементов имеют концентрацию свыше 1 млн<sup>-1</sup> (Cl, Na, Mg, S, Ca, K, Br, C, Sr, B, Si и F; табл. 5-1). Эти элементы (как и большинство других) находятся примерно в одинаковых пропорциях по отношению друг к другу. Это соотношение по имени исследователя, впервые установившего его, называется законом Форчхаммера. Согласно Форчхаммеру

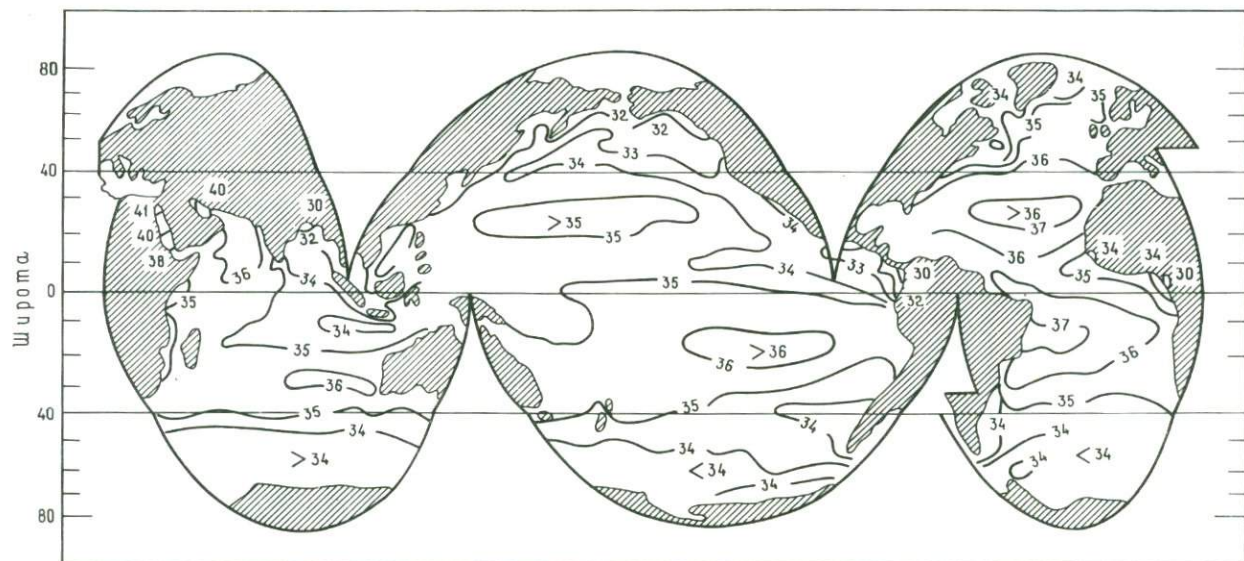


Рис. 5-2. Соленость (‰) поверхностных вод океана для лета (июль) северного полушария [814].

Таблица 5-1

## Концентрация и время пребывания элементов в морской воде [333, 91, 398]

Элемент	Концентрация, мг/л	Время пребывания, лет	Элемент	Концентрация, мг/л	Время пребывания, лет
H	108 000		Nb	$1 \cdot 10^{-5}$	300
He	$2 \cdot 10^{-6}$		Mo	0,1	$2 \cdot 10^5$
Li	0,18	$2,3 \cdot 10^6$	Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^4$
Be	$6 \cdot 10^{-6}$		Cd	0,0001	
B	4,5	$10^7$	In	0,0001	
C	28		Sn	$1 \cdot 10^{-5}$	
N	150		Sb	0,0002	$7 \cdot 10^3$
O	880 000		I	0,06	$4 \cdot 10^5$
F	1,3	$5 \cdot 10^5$	Xe	$5 \cdot 10^{-5}$	
Ne	0,001		Cs	0,0004	$6 \cdot 10^5$
Na	10 700	$4,8 \cdot 10^7$	Ba	0,02	$4 \cdot 10^4$
Mg	1 290	$10^7$	La	$3 \cdot 10^{-6}$	440
Al	0,001	$10^2$	Ce	$1 \cdot 10^{-6}$	80
Si	3,0	$1,8 \cdot 10^4$	Pr	$6 \cdot 10^{-4}$	320
P	0,07	$1,8 \cdot 10^5$	Nd	$3 \cdot 10^{-5}$	270
S	905		Sm	$5 \cdot 10^{-7}$	180
Cl	19 000	$10^8$	Eu	$1 \cdot 10^{-7}$	300
Ar	0,04		Gd	$7 \cdot 10^{-7}$	260
K	380	$6 \cdot 10^6$	Tb	$1 \cdot 10^{-7}$	
Ca	412	$8,5 \cdot 10^5$	Dy	$9 \cdot 10^{-7}$	460
Sc	$6 \cdot 10^{-7}$	$10^4$	Ho	$2 \cdot 10^{-7}$	530
Ti	0,001	$1,3 \cdot 10^4$	Er	$8 \cdot 10^{-7}$	690
V	0,002	$8 \cdot 10^4$	Tm	$2 \cdot 10^{-7}$	1 800
Cr	0,0001	$10^3$	Yb	$8 \cdot 10^{-7}$	530
Mn	0,0002	$10^4$	Lu	$2 \cdot 10^{-7}$	450
Fe	0,001	$10^2$	Hf	$7 \cdot 10^{-6}$	
Co	0,00005	$10^4$	Ta	$2 \cdot 10^{-5}$	
Ni	0,0005	$10^4$	W	0,0001	$1,2 \cdot 10^5$
Cu	$4 \cdot 10^{-5}$	$10^4$	Re	$4 \cdot 10^{-7}$	
Zn	0,0001	$10^4$	Au	$4 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^5$
Ga	0,00003	$10^4$	Hg	$3 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^4$
Ge	$5 \cdot 10^{-5}$		Tl	$1 \cdot 10^{-5}$	
As	0,002	$5 \cdot 10^5$	Pb	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^2$
Se	0,0001	$2 \cdot 10^4$	Bi	$2 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^4$
Br	67	$10^8$	Rn	$6 \cdot 10^{-16}$	
Kr	0,0002		Ra	$7 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^6$
Rb	0,12	$4 \cdot 10^6$	Th	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^2$
Sr	8,1	$4 \cdot 10^6$	Pa	$5 \cdot 10^{-11}$	
Y	$1,3 \cdot 10^{-6}$		U	0,003	$3 \cdot 10^6$
Zr	$3 \cdot 10^{-5}$				

([295], стр. 244), описавшему это явление более ста лет назад оно формулируется так: «Таким образом, количество различных элементов в морской воде не пропорционально тому количеству элементов, которое реки приносят в море, а обратно пропорционально той легкости, с которой элементы в морской воде переходят в нерастворимое состояние при химических или биохимических реакциях». Позднее это было подтверждено Диттмаром, химиком экспедиции «Челленджера» (1872–1876). Хотя впоследствии было установлено несколько существенных отклонений от закона Форчхаммера (например, увеличение на 0,5% отношения Ca/Cl в глубинных водах), этот закон остается неизменным и является краеугольным камнем всех предположений о солёности океанов геологического прошлого.

Таблица 5-2

Главные ионы морской воды (34,4‰-ной солёности) ([553], стр. 16)

Ионы	г/кг	Концентрация, ‰
<b>Катионы</b>		
Натрий	10,47	30,4
Магний	1,28	3,7
Кальций	0,41	1,2
Калий	0,38	1,1
Стронций	0,013	0,05
<b>Анионы</b>		
Хлорид	18,97	55,2
Сульфат	2,65	7,7
Бромид	0,065	0,2
Бикарбонат	0,14	0,4
Борат	0,027	0,08

Хотя морская вода содержит все элементы, для которых проводились исследования, солёность вовсе не обусловлена равномерным вкладом каждого из них. Как следует из табл. 5-2, 97% солёности океана обусловлено четырьмя ионами:  $\text{Cl}^-$  (55,2%),  $\text{Na}^+$  (30,4%),  $\text{SO}_4^{2-}$  (7,7%) и  $\text{Mg}^{2+}$  (3,7%).

## Геологическое распознавание

Для определения палеосолёности используется множество способов: 1) изучение концентраций бора; 2) метод осадочных фосфатов; 3) изотопные методы изучения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ ; 4) исследование распределения микроэлементов; 5) другие химические методы, в том числе изучение поровых вод, жидких включений, пористости, сидеритов и отношения C/N; 6) сведения о фауне и флоре.

Использование ископаемой флоры и фауны представляет собой самый легкий и наиболее достоверный способ, позволяющий отличить пресноводные условия от морских. Любой другой способ подвержен (в различной степени) влиянию диагенетических изменений и требует специфических образцов. Некоторые из химических методов настолько хорошо разработаны, что в соответствующих условиях позволяют определить палеосоленость с точностью несколько частей на тысячу. Таким образом, например, можно документировать региональное уменьшение солености с 35 до 28‰ или установить изменения солености в угленосных отложениях болот.

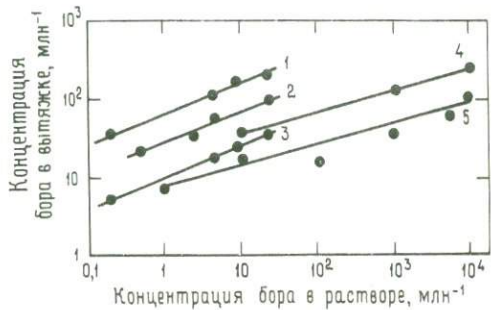


Рис. 5-3. Увеличение концентрации бора в растворе и в вытяжке из 5 образцов глин ([165], стр. 1831).

1, 2, 4 и 5 — иллит; 3 — монтмориллонит. 1, 2 и 3 представляют собой адсорбцию бора, 4 и 5 — его фиксацию.

1. Концентрация бора в морской воде является функцией солености. Это слабо выражено в условиях эстуариев с соленостью от 2 до 15‰ [79] и более четко — в условиях большей солености. Извлечение бора глинистыми минералами пропорционально солености (рис. 5-3). Было обнаружено, что тщательно отобранные и приготовленные для анализа образцы глинистых осадков содержат бор в количествах, примерно пропорциональных наблюдавшейся или предполагавшейся общей солености (например, [485]). Если нормализовать осадки по содержанию глины, то окажется, что морские осадки содержат бора на 25–50 млн<sup>-1</sup> больше, чем пресноводные [772]. При других способах нормализации (см. ниже) эта разница может увеличиться.

Бор входит также в состав карбонатных раковин. Его концентрация возрастает в три раза как в кальците, так и в арагоните при увеличении солености с 5 до 35‰ [310]. Возможно, концентрации бора в первичном арагоните из ископаемых раковин удастся использовать для определения палеосолености, хотя выщелачивание может явиться серьезной проблемой [164]. Механизм вхождения бора в скелетный материал требует еще изучения.

В морской воде бор находится в виде борной кислоты, примерно 10% которой диссоциирует ([439], стр. 57) согласно реакции



Бор входит в состав глинистых минералов в результате трехступенчатого процесса: 1) адсорбция, 2) фиксация гидростатической связью и 3) вхождение в тетраэдрические слои глинистых минералов [165].

Многие авторы указывают на ограничения, которые следует учитывать, чтобы получить корректные результаты при использовании борного метода. Эти ограничения следующие:

А. В различных глинистых минералах бор содержится не в одном и том же количестве. В иллите бора вдвое больше, чем в монтмориллоните и хлорите, и в четыре раза больше, чем в каолините [165]. Кроме того, в ходе диагенеза доля иллита в смешанослойных иллит-монтмориллонитовых глинах возрастает с глубиной захоронения до 30–80%. Если в осадке содержится бор, то его концентрация в иллите увеличивается пропорционально отношению иллит/монтмориллонит [638]. Вполне очевидно, что следует учитывать минеральный состав и степень диагенеза, чтобы использовать концентрации бора для определения палеосолёности.

Для того чтобы определять палеосолёность воды по содержанию бора в иллите, были разработаны методики «переведенной концентрации бора» и «эквивалентной концентрации бора» [878]

$$\text{переведенная концентрация бора} = \frac{\text{наблюдаемая концентрация бора} \times 8,5}{\text{содержание } K_2O \text{ (в \%)}}. \quad (5.5)$$

Коэффициент 8,5 – это теоретическое содержание  $K_2O$  в чистом иллите. «Переведенная концентрация бора» затем превращается в «эквивалентную» для того, чтобы определить концентрацию бора, которая находилась в равновесии в иллите, содержащем 5%  $K_2O$ , в среде с той же солёностью.

Б. Осадки, сложенные глинистыми минералами, сформировавшимися в предыдущем цикле выветривания, могут содержать бор в количестве, отражающем предыдущие, но не конседиментационные условия [638]. Присутствие «обломочного» бора, вероятно, создает систематические ошибки; единственным способом контроля при этом являющейся тщательная оценка генезиса исследуемого образца.

В. Включение бора в осадок зависит от удельной поверхности зерен, поэтому в более мелких разностях содержится обычно больше бора. Следовательно, необходимо учитывать гранулометрический состав образца [877], особенно содержание фракции менее 1 мкм.

Г. Степень концентрации бора частично определяется и степенью кристалличности глинистых минералов. В более слабо раскристаллизованном материале содержится больше бора [656].

Д. Считается, что органическое вещество в какой-то степени может «облекать» глинистые частицы, не позволяя им включать в свой состав бор. Это явление имеет особенно важное значение в глинах, обогащенных органическим веществом [388].

Из-за всех этих ограничений невозможно дать точные значения концентраций бора, соответствующих различной солености. Действительно, даже при анализе глубоководных осадков «представляется правильным использовать содержание в них бора только в качестве дополнения к другим индикаторам среды» ([829], стр. 474). Однако при одинаковых гранулометрическом составе, кристалличности и содержании  $K_2O$  в иллите морские и пресноводные осадки могут отличаться по содержанию бора в два раза (рис. 5-4).

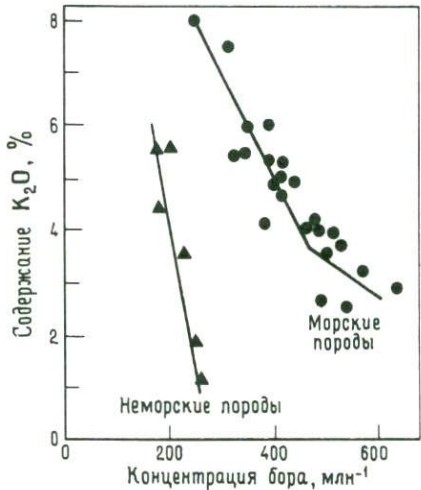


Рис. 5-4. Отношение концентрации расчетного бора к содержанию  $K_2O$  в иллитах из морских и неморских глинистых сланцев и известняков [879].

Заметно, что в морских породах содержится больше бора, чем в неморских.

Бор вместе с другими микроэлементами (особенно галлием и рубидием) был использован для того, чтобы отличить друг от друга морские и пресноводные отложения пенсильванского возраста [191]. С удалением от берега обычно параллельно увеличивается в осадках количество и глинистых минералов, и бора [772]. В этом случае содержание бора в глинистых сланцах можно использовать для определения близости береговой линии, но не солености как таковой.

2. Осадочно-фосфатный метод определения палеосолености основан на увеличении отношения концентрации фосфата кальция к концентрации фосфата железа в осадках эстуариев по мере возрастания солености (рис. 5-5). При увеличении солености с 0 до 4‰ отношение молярных концентраций  $Ca/(Ca + Fe)$  в фосфатах возрастает в пять раз. В почвах доминируют фосфат алюминия — варисцит  $AlPO_4 \times 2H_2O$  и фосфат железа — штрэнгит  $FePO_4 \cdot 2H_2O$ , в то время как в океанских осадках абсолютно преобладает фосфат кальция — апатит. Нельсон [603] установил, что соленость связана с концентрацией фосфата кальция выражением

$$\text{Концентрация фосфата кальция} = 0,9 + 0,026 \text{ солености } (\text{‰}). \quad (5.6)$$

Для этого метода, как и для борного, существует несколько ограничений.

А. Присутствие обломочного апатита в отложениях рек и эстуариев может замаскировать любые эффекты местного осаждения апатита [591]. Поэтому необходимо сначала оценить палеогеографическую позицию исследуемых образцов.

Б. В восстановительных условиях (обычных для глинистых илов в зоне развития солоноватых вод) фосфат железа восстанавливается [636], что приводит к образованию  $\text{FeS}$  и освобождению фосфат-

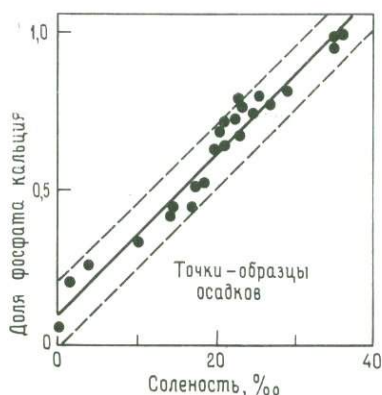


Рис. 5-5. Увеличение доли фосфата кальция в современных осадках с возрастанием солености придонных вод [603].

Пунктирные линии обозначают 95%-ный доверительный интервал, приблизительно  $\pm 4$  ‰.

иона. Это обуславливает в конечном счете более низкие концентрации фосфата кальция, чем при нормальной морской солености.

В. При минерализации органического фосфата возникает фосфат кальция. Если этот фосфат органического происхождения (образовавшийся, например, за счет дезинтеграции костей рыб) добавляется к «нормальному» количеству фосфата кальция в солоноватоводных осадках, то содержание фосфата кальция в них будет выше, чем должно быть в равновесии с истинной соленостью.

Если учесть эти ограничения, то метод осадочных фосфатов полезен. Морские ингрессии за счет подъема уровня моря, происходившие в течение последних 3 тыс. лет, были закартированы в голоценовых маршах по изменениям типа и количества пыльцы и методом осадочных фосфатов [570]. Оба метода привели к аналогичным выводам.

3. Для установления палеосолености были использованы как изотопы кислорода, так и изотопы углерода.

А. Дождевая вода примерно на 7‰ легче по  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , чем морская, так как испаряются прежде всего легкие изотопы [261]. Поэтому если в каком-то регионе температура не менялась, то колебания  $\delta^{18}\text{O}$  можно приписать изменениям солености. На рис. 5-6 показана корреляция  $\delta^{18}\text{O}$  с соленостью в одном из нидерландских эстуариев.

Этот способ определения палеосолености был использован для картирования вариаций солености в плиоценовой эстуариевой бухте Кеттлмен-Хиллс, Калифорния [207], и в плейстоцене восточного Средиземноморья [913].

Фракционирование изотопов кислорода при испарении отражается на значениях  $\delta^{18}\text{O}$  для морских и пресноводных известняков (рис. 5-7), диатомитов [189] и солоноватоводных раковин. Кроме того, в приполярных областях вода, являющаяся основой выпадающих атмосферных осадков, сама когда-то испарилась в высоких широтах (и, таким образом, уже обеднена  $^{18}\text{O}$  относительно средней океанской воды). В итоге атмосферные осадки приполярных областей обеднены  $^{18}\text{O}$  до значений  $-20\%$  или еще более низких [181].

Б. Иногда для определения палеосолености используют изотопы углерода. Поскольку в атмосфере содержится очень мало  $\text{CO}_2$  (0,3% от всего объема), то преобладающее количество растворенного  $\text{CO}_2$  в пресной воде происходит из почвы и гумуса. Как показано в табл. 5-3, эти источники обычно сильно обеднены  $^{13}\text{C}$ , что приводит

Таблица 5-3

Примерный изотопный состав углерода из различных источников ([96], стр. 596)

Источник	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰
Атмосферный $\text{CO}_2$	0 <sup>a</sup>
Почвенный $\text{CO}_2$	-25
Почвенный гумус	-25
Морские известняки	0
Типичная река	-12
Типичное озеро	-5
Поверхностные воды океана	0

<sup>a</sup> Состав растворенного  $\text{CO}_2$  находится в равновесии с атмосферным  $\text{CO}_2$ .

к низким значениям  $\delta^{13}\text{C}$  в озерах и реках. Соответственно  $\delta^{13}\text{C}$  пресноводных карбонатов находятся в диапазоне от  $-5$  до  $-15\%$ .  $\delta^{13}\text{C}$  морских известняков, напротив, располагаются в диапазоне от  $-5$  до  $+5\%$  (рис. 5-8), поскольку карбонатные раковины морских организмов отражают изотопный состав морской воды. Вода неглубоких морей еще сильнее обогащена  $^{13}\text{C}$ , так как фитопланктон извлекает в основном более легкий изотоп ( $^{12}\text{C}$ ) и поскольку вода, испаряющаяся из океана, также обогащена более легким изотопом углерода.

Солоноватые воды отражают смешение пресных и морских вод, поэтому  $\delta^{13}\text{C}$  в них колеблется от  $-10$  до  $+1\%$  [705]. При пересечении Флоридского залива (шириной от 25 до 75 км) от рифа

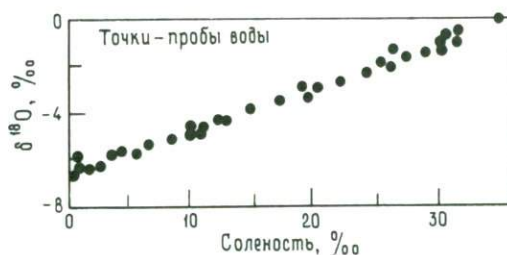


Рис. 5-6. Зависимость  $\delta^{18}\text{O}$  от солености воды в пробах из западной части эстуария Шельды, Нидерланды (данные Мука) [207].



Рис. 5-7. Распределение изотопов кислорода в морских и пресноводных карбонатах, в морской и пресной воде ([187], стр. 200).

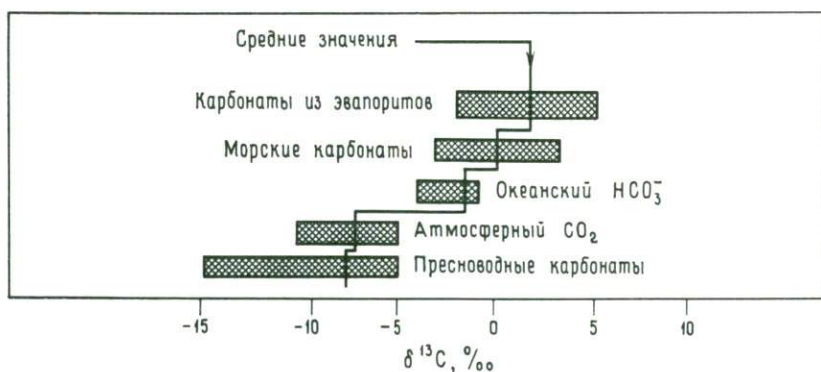


Рис. 5-8. Распределение изотопов углерода в карбонатах и связанных с ними веществах ([187], стр. 195).

Диапазон значений в пресноводных карбонатах уменьшен в соответствии с более обычными величинами.

к берегу  $\delta^{13}\text{C}$  уменьшается на 3‰ [504]. По-видимому, более низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  у побережья обусловлены привносом  $\text{CO}_2$  из пресных вод и растительных остатков. Обычно привнос органических остатков с суши в морские осадки очень незначителен. Отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и продукты окисления лигнина в Мексиканском заливе указывают на то, что доля терригенного органического вещества составляла на шельфе в целом менее 50%, а в осадках внешнего шельфа — менее 10% [378]. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для пресноводных осадков и угля очень близки ( $\approx -10\text{‰}$ ). Морские шельфовые и глубоководные осадки также почти идентичны в этом смысле ( $\approx +2\text{‰}$ ).

Степень участия терригенного органического вещества в составе морских осадков можно определить и по стабильным изотопам азота [643]. В морском органическом веществе  $\delta^{15}\text{N} = +7 \div 10\text{‰}$ , а в терригенном  $-0\text{‰}$ . Значения  $\delta^{15}\text{N}$  для 55 образцов прибрежных морских осадков северо-восточной части Тихого океана указывают на совершенно незначительный привнос терригенного органического вещества в осадки.

Таблица 5-4

Сравнение концентраций элементов в морских (S) и пресных водах (F) ([899], стр. 310)

Элемент или анион	S/F	Элемент или анион	S/F
Cl	$2,8 \cdot 10^3$	Rb	$8,6 \cdot 10$
Na	$1,8 \cdot 10^3$	I	$2,5 \cdot 10$
$\text{SO}_4^{2-}$	$2,4 \cdot 10^2$	Mo	$2,6 \cdot 10$
Mg	$3,4 \cdot 10^2$	Ba	$3,2 \cdot 10^{-1}$
Ca	$2,3 \cdot 10$	Zn	1
K	$1,8 \cdot 10$	Fe	$3 \cdot 10^{-2}$
$\text{HCO}_3^-$	3	Ni	1,2
Br	$7 \cdot 10^3$	Mn	$3 \cdot 10^{-1}$
Sr	$1,4 \cdot 10^2$	As	1,5
B	$2,4 \cdot 10^2$	U	$\geq 3$
Si	$1,8 \cdot 10^{-1}$	Cu	$3 \cdot 10^{-1}$
F	6,5	V	2
$\text{PO}_4^{3-}$	3,5 (?)	Ti	$2 \cdot 10^{-1}$ (?)
Li	$1,3 \cdot 10^2$	Al	$2,8 \cdot 10^{-3}$

4. Использование микроэлементов в качестве индикаторов палеосолёности основано на том, что концентрации многих микроэлементов гораздо выше в морской воде, чем в пресной (табл. 5-4). Это соответственно отражается и на составе осадков. Было бы идеально иметь химически инертный трассер, содержание которого варьировало бы только в соответствии с полной солёностью, как предсказывает закон Форчхаммера. Например, Брёкер [98] предположил, что содержа-

ние  $U$  в кораллах не зависит от диагенетических процессов, и, таким образом, отношение  $U$  к  $Ca$  и другим элементам можно использовать для определения палеосолености.

Основная проблема в использовании микроэлементов состоит в сильной вариабельности их концентраций по площади, что зависит как от историко-геологических факторов поставки элементов из источников питания, так и от гранулометрии, химического состава и диагенетической истории вмещающего осадка. Эту вариабельность можно показать, если рассмотреть формы миграции микроэлементов в реках. Элементы могут переноситься в составе кристаллических твердых частиц ( $Cu$ ,  $Fe$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Sr$  и  $Mn$ ), в адсорбированном виде ( $Fe$ ,  $Ni$ ,  $Co$  и  $Mn$ ), в металлорганических комплексах ( $Mn$ ), в органической взвеси ( $Ni$ ,  $Co$  и  $Cr$ ) и в растворе [321]. Существуют большие колебания концентрации металлов в различных реках (рис. 5-9). Конечное осаждение микроэлементов может, в свою очередь, зависеть от такой характеристики, как степень турбулентности среды, и, таким образом, от размера частиц, которые оседают в области осадконакопления, а также от количества имеющегося в наличии органического углерода, действующего в качестве осадителя [836].

С учетом этих ограничений можно разделить гигантское количество работ по микро- и рассеянным элементам на две группы.

В работах первой группы приводятся анализы большого количества элементов, часто с использованием статистических методов, чтобы выяснить, что с чем коррелирует. В эту группу входят превосходные работы по глинистым отложениям [660], по сравнению тонко- и грубозернистых карбонатных осадков [832], по общему сравнению морских и пресноводных отложений (например, [198, 772]) и выдающееся исследование Спенсера по силурийским известковистым породам [790].

Работы второй группы сосредоточены на особенностях геохимии одного элемента или их пары. По-видимому, наиболее распространены исследования  $Na$ ,  $Sr$  и отношения  $Fe/Mn$ .

$Na$  был установлен в качестве примеси в карбонатах морских и эвапоритовых обстановок [865]. Он содержится в решетке карбонатных минералов или в жидких включениях. Содержание  $Na$  было использовано в качестве дополнительной характеристики для проверки отнесения некоторых нижнепалеозойских известняков и доломитов к морским, а некоторых — к эвапоритовым [866].

Поскольку отношение  $Sr/Ca$  в пресных водах приблизительно в 10 раз меньше, чем в океанских, раковины пресноводных моллюсков сильно обеднены  $Sr$  (последняя по времени проверка этого явления выполнена Бухардтом и Фритцем [108]). Сравнимые результаты получены и по  $Sr$  в карбонатных породах [862].

Концентрации  $Fe$  при переходе от пресноводных условий к морским возрастают значительно быстрее, чем концентрации  $Mn$  (табл. 5-4). Поэтому отношение  $Fe/Mn$  резко возрастает в морских осадках [435].

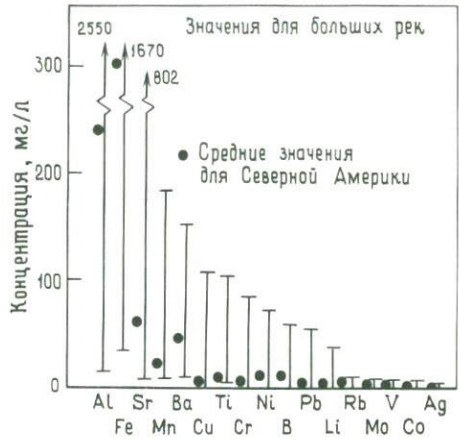
как и в марганцевых конкрециях [529], по сравнению с одновозрастными пресноводными отложениями.

5. Другие химические и геологические критерии определения палеосолености включают в себя использование: а) поровых растворов и пористости; б) сидерита; в) отношений C/N; г) карбонатного цемента; д) седиментологических критериев.

А. Поровые (иловые) воды морских осадков характеризуются в начальной стадии тем же ионным составом, что и вышележающая морская вода, однако этот состав сохраняется только в пелагических глинах и медленно накапливающихся (< 1 см/тыс. лет)

Рис. 5-9. Диапазон наблюдаемых концентраций элементов в некоторых из больших рек мира [229].

Среди этих элементов лишь В (4 мг/л) и Sr (8 мг/л) характеризуются более высокой концентрацией по сравнению с их содержанием в морской воде (1 мг/л). Заметна также большая разница между средними значениями для рек Северной Америки и значениями для других крупных рек.



биогенных осадках. Пробы поровых вод в наиболее древних породах дают представление о составе древней морской воды, измененном последующим диагенезом. В карбонатных и карбонатно-кремнистых осадках, накопившихся со скоростью несколько сантиметров в тысячу лет, заметны диагенетические эффекты. Исчезновение Mg (и реже K) в иловых водах компенсируется возрастанием содержания Ca и Sr, а восстановлению сульфатов бактериями соответствует увеличение бикарбонатной щелочности [534]. Ca-Mg-карбонат, формирующийся в иловых водах, «наиболее часто представлен доломитом» [717].

В осадках вплоть до поздне мелового возраста [127], принесенных издалека на континентальную окраину, происходят незначительные изменения в составе иловых вод. Вдоль континентальной окраины Северной Америки, от Нью-Йорка до Флориды, массы пресной воды, поступающей с континентов, особенно в периоды понижения уровня моря, когда возрастает гидравлический напор, заметно распресняют иловые воды в верхнем километре морских осадков [532]. В иловых водах морских осадков, перекрывающих соляные отложения,

отмечается увеличение солености, главным образом за счет диффузии ионов из соли. В масштабе геологического времени миграция соли в процессе диффузии может охватить несколько километров глинистых отложений и влиять на состав содержащихся в них иловых вод. Из-за всех этих постседиментационных влияний, обусловленных историко-геологическими и палеогеографическими причинами, иловые воды для реконструкции палеосолености можно применять лишь иногда [530], а не постоянно [265].

Одним из методов определения палеосолености в связи с анализом поровых вод является исследование состава воды, которая должна быть в равновесии с комплексами катионов, адсорбированных глинистыми породами. Грамберг и Спиро ([341], стр. 515) отметили, что «диагенетические изменения состава адсорбированного комплекса относительно слабы по сравнению с довольно значительными изменениями состава быстрорастворимых солей». Этот метод по меньшей мере позволил отличить морские глинистые сланцы от неморских. Среди интригующих выводов, к которым пришли указанные авторы и которые требуют дальнейшего исследования, следует отметить вывод о том, что «было обнаружено наибольшее сходство между пермскими и современными морскими отложениями, в то время как триасовые морские отложения значительно отличаются от современных».

Дополнительная информация по первичному составу иловых вод может быть получена при изучении жидких включений в зернах кальцита. Содержание хлора в таких включениях из морских известняков примерно в 10 раз больше, чем из пресноводных [894].

Первичную пористость глинистых осадков можно определить, если экстраполировать кривые уплотнения отложений. После того как это было сделано и проведена нормализация по гранулометрическому составу, оказалось, что пористость морских пород значительно выше пористости пресноводных образований [384]. Вероятно, это обусловлено тем, что в морском электролитическом растворе образуется больше агрегатов частиц, и, следовательно, имеет место более случайная ориентировка зерен (и более высокая пористость), чем в более однородной среде при отсутствии электролитического раствора [555].

Б. Для формирования сидерита (Fe, Mg)  $\text{CO}_3$  необходимы: высокая концентрация железа по сравнению с кальцием (больше 5% от концентрации кальция), нейтральные или щелочные условия (в кислой среде карбонаты растворяются), низкое содержание сульфатов (поскольку в противном случае будут формироваться сульфиды) и низкий Eh (за счет анаэробного бактериального разложения) [64]. Эта совокупность условий чаще соблюдается в пресноводных, чем в морских обстановках (хотя сидерит все-таки найден в глубоководных отложениях [60]). Сидерит встречается, главным образом, в угленосных отложениях болот, и даже казавшиеся морскими вмещающие сидерит породы (например, эоцен Арканзаса [900]) часто ассоциируют-

ся с лигнитом. Следовательно, неглубоководный сидерит указывает на химический состав среды, который наиболее часто встречается в пресноводных условиях.

В. Первичное отношение C/N в морском взвешенном органическом веществе континентального шельфа находится в диапазоне от 4,3 до 7,1/1, что свидетельствует о доминировании морского планктона (в зоопланктоне  $\approx 5/1$ , в фитопланктоне  $\approx 6/1$  [592]). Эти низкие значения отражают в основном состав протеинов (C/N  $\approx 3/1$ ), а не липидов (C/N  $\approx 113/1$ ) или углеводов (C/N  $\approx 1000/1$ ). В континентальных скоплениях растительного вещества C/N имеет гораздо более высокие значения (от 30 до 40/1), чем в морских осадках, отражая больший привнос континентального детрита ([80], стр. 48).

Г. Если химическая система была открытой, то можно использовать минералогию и морфологию карбонатного цемента для реконструкции пресноводных, солоноватоводных или нормальных морских условий. Морские отложения характеризуются цементом, состоящим из арагонита или высокомагнезиального кальцита (см. стр. 53); кристаллы обладают псевдогексагональной (игольчатой) формой. Однако за несколько десятков миллионов лет арагонит обычно перекристаллизовывается, и если нельзя идентифицировать первичную структуру или определить высокое содержание Sr, то сигнал о происхождении теряется. Для пресноводных отложений типичны ромбы низкостронциевого и низкомагнезиального кальцита. В природе существует много промежуточных типов цемента, указывающих на то, что цементация в условиях смешения вод различной солености является обычным процессом [290, 7, 24].

Д. Различные седиментологические критерии предполагают близкие к испарению условия и взятые вместе указывают на соленость выше нормальной. Эти критерии включают присутствие брекчий обрушения (которые могут указывать на эвапоритовые растворы) и тонковолокнистого кварца, у которого кристаллографическая ось *c* параллельна длинной стороне волокон — так называемый халцедон с положительным удлинением. Этот кварц может образоваться путем замещения или осаждения из раствора, обогащенного сульфатами или с высоким рН. Такие растворы встречаются по соседству с эвапоритами ([293], где цитированы более ранние работы).

6. Ископаемые растения и животные представляют собой наиболее легко определяемый и решающий признак морских или пресноводных условий. Например, переход от известняков с типичной морской фауной к подугольной глине, содержащей корни растений наземных видов, и далее к углю является решающим свидетельством изменившейся солености. Кроме того, у многих групп морских растений и животных отсутствуют механизмы контроля внутреннего ионного состава в условиях очень низкой солености, поэтому их жизненный цикл ограничен нормальными морскими условиями. В состав этих групп входят брахиоподы, иглокожие, полухордовые и известковые

мшанки. Таксоны, имеющие важное значение для типа, к которому они относятся, например головоногие среди моллюсков, могут не обладать способностью к регулированию ионных концентраций в клетках при очень низкой солености. Среди фораминифер агглютинированные формы преобладают в районах с низкой соленостью, гиалиновые карбонатные формы – в районах с промежуточной соленостью и фарфоровидные – там, где соленость наибольшая [595]. На уровне семейства, рода или вида лишь очень немногие таксоны выдерживают широкий диапазон солености. Следовательно, разнообразие фауны уменьшается при резких градиентах солености. Однако та немногочисленная по видовому составу фауна, которая может жить в таких условиях, нередко существует в гигантском количестве, так что общая биомасса может и не слишком измениться, хотя (как это часто наблюдается) размер особей уменьшается с увеличением солености ([6], стр. 639–640).

Вследствие широтного изменения солености, обусловленного систематическими колебаниями в количестве выпадающих и испаряющихся осадков, виды, обитающие в открытом океане, формируют «комплексы солености» примерно таким же образом, как и «температурные комплексы» (стр. 140). Используя методы многомерной статистики, можно откалибровать фаунистические комплексы для того, чтобы измерять соленость примерно так же, как и температуру [411], с точностью несколько частей на тысячу.

## Химический состав океана и атмосферы от 4,6 до 2,0 млрд. лет назад

Этот раздел состоит из трех частей: 1) о древнейшем океане; 2) о самой древней атмосфере: а) газах, иных, чем кислород, б) восстановительной обстановке атмосферы, в) происхождении кислорода; 3) о полосчатых железистых кварцитах. В этих темах акцент будет сделан на эволюцию состава океана и атмосферы. В следующем разделе, где рассматриваются океан и атмосфера от 2,0 млрд. лет назад до настоящего времени, основное внимание уделено круговоротам на базе стационарного состояния системы.

1. Один из подходов в познании химического состава древнейшего океана состоит в решении уравнений, по которым происходили химические реакции выветривания основных породообразующих минералов. Это необходимо для того, чтобы в конечном счете определить состав и массы осадочных пород, океанов и атмосферы. Сравнение полученных результатов с геологической летописью устанавливает тот предельный возраст, начиная с которого современный океан находится в состоянии геохимического равновесия. Отклонения от этого состояния позволяют сосредоточиться на ситуациях, для которых следует тщательно исследовать историко-геологические факторы, обусловившие их появление.

В качестве начального условия выбраны: комплекс породообразующих минералов средней изверженной породы и кислотный океан, смоделированный по вулканическим эманациям. Лафон и Маккензи [483] провели расчеты, в которых принималось, что существовало химическое равновесие между жидкими фазами и продуктами реакции (т. е. осадками). Результаты отражены в табл. 5-5.

Таблица 5-5

Химический и минеральный состав осадка в начале установления стабильных условий (моделирование) в сравнении с составом «средней осадочной породы» ([483], стр. 214)

Компоненты	Смоделированный осадок, вес. %	Средняя осадочная порода, вес. %	Оксиды	Смоделированный осадок, вес. %	Средняя осадочная порода, вес. %
Кремни	29	37	SiO <sub>2</sub>	65,1	66,0
Глины	32	39	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	16,1
Полевые шпаты	25	13	MgO	2,6	2,9
Карбонаты	14	11	CaO	5,0	5,3
			Na <sub>2</sub> O	0,9	1,0
			K <sub>2</sub> O	4,2	3,5
			CO <sub>2</sub>	7,2	5,2

pH океанской воды сначала, видимо, контролировался кислыми летучими (CO, CO<sub>2</sub>) и соединениями серы (H<sub>2</sub>S) и галогенов (HCl). Они реагировали с породами основного состава, и по мере выветривания силикатных минералов и последующего осаждения pH возрастал. Произошел постепенный переход к современным значениям pH в океане: 7,5–8,5. Кроме того, *если* аммиак присутствовал в древней атмосфере (см. ниже), то он должен был быстро растворяться в воде, что также увеличивало pH. Когда реакции с силикатами привели к pH свыше 7,5, начали осажаться карбонаты. Карбонатное равновесие эффективно контролирует pH (как и сейчас) в течение примерно тысячи лет. В более длительные промежутки времени алюмосиликатное равновесие «обладает буферными свойствами, такими же как равновесие CO<sub>2</sub> – CaCO<sub>3</sub> в морской воде или даже более сильными» [522]. Таким образом, состав и pH океанов могут находиться в длительном динамическом равновесии между твердыми и растворенными веществами, поступающими с суши, и твердыми и жидкими фазами, выводимыми из морской воды в процессе седиментации на дно.

В процессе продолжающегося выветривания концентрации катионов в морской воде будут возрастать относительно их концентраций в породообразующих минералах до предела, обусловленного отложением осадочных фаз. Моделирование на компьютере [483] было прекращено, когда концентрация Na стала слишком высокой (примерно на уровне формирования эвапоритов). В целом наблюдается хорошее

соответствие между полученным при моделировании составом осадочных фаз и средним составом пород осадочного чехла (табл. 5-5). Характеризуя в общем виде этот процесс, Маккензи писал:

«Для моделирования того, что, возможно, имело место, нужно представить себе котловину Тихого океана без воды, в которую поступили огромные массы раздробленного базальтового материала. Затем котловина заполнилась HCl; кислота впоследствии нейтрализовалась, и, наконец, произошла карбонизация раствора за счет продувки CO<sub>2</sub> через него. Кислорода в системе не было. HCl выщелачивала породы, что приводило к высвобождению и осаждению кремнезема и к хлорному океану, содержащему Na, K, Ca, Mg, Al, Fe и восстановленные соединения серы в пропорциях, присутствующих в горных породах. Когда была достигнута полная нейтрализация, в виде гидроокислов стал осажаться Al, который затем взаимодействовал с осажденным кремнеземом, формируя алюмосиликаты с дефицитом катионов. Когда процесс нейтрализации закончился, алюмосиликаты начали реагировать с излишками кремнезема и катионами, образуя хлоритоподобные минералы, а железо вступило в реакцию с кремнеземом и серой, что привело к образованию гриналита и пирита. Наконец, Cl был сбалансирован Na и Ca примерно в одинаковой пропорции с подчиненным количеством K и Mg.

Все первичные минералы изверженных пород являются слабыми «основаниями». Когда эти минералы, находясь в избытке, реагируют с кислотами, такими, как HCl и CO<sub>2</sub>, то получают нейтральные или слабощелочные растворы и набор карбонатов и измененных силикатов в качестве продуктов реакции. Представляется невозможным изменение во времени состава океанской воды по сравнению с раствором, находившимся в приблизительном равновесии с этими продуктами реакции — глинистыми минералами и карбонатами» [523].

Исходя из скорости, с которой, вероятно, установилось химическое равновесие, можно полагать, что самые большие колебания химического состава океана происходили во время нескольких первых круговоротов осадочного материала. Самыми древними из известных ныне осадков являются отложенные в воде, обогащенные железом кремни и карбонаты из железистой формации Исуа в Западной Гренландии, возраст которых 3,8 млрд. лет. В большинстве осадочных бассейнов период «полураспада» для образования и эрозии осадочных пород составляет сейчас около 100 млн. лет [863], и большинство круговоротов и взаимодействий между сушей и морем происходит в районе погружающихся континентальных окраин, которые затем воздымаются. Если на ранних этапах геологической истории сохранялась такая же скорость образования и эрозии осадочных бассейнов, то наибольшие колебания в химическом составе осадков и океана происходили, пока не было достигнуто равновесие, в течение первых 1,0–1,5 млрд. лет геологической истории Земли.

2. Представления о самой древней атмосфере оценить очень трудно, так как они рассматривают только один или несколько компонентов, не заботясь о взаимной несовместимости получающихся режимов. Из многих возможных (и еще большего числа предполагаемых) компонентов древнейшей атмосферы одних исследователей привлекают  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$  и  $\text{H}_2$ , а других —  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ . Ни в одном случае не предполагается возможность существования свободного кислорода. Поэтому раздел о древнейшей атмосфере состоит из трех частей: а) о газах, иных, чем кислород; б) о восстановительной обстановке атмосферы; в) о происхождении кислорода. Изменения состава атмосферы суммированы в табл. 5-6 и служат основой для обсуждения.

Современное распределение компонентов в атмосфере зависит от высоты. Уофси и Мак-Элрой [923] отметили, что «профили распре-

Таблица 5-6

## Вероятные изменения состава сухой атмосферы

Компоненты	Время, млрд. лет назад					Современная атмосфера	Объем, %
	4,6	4,0	3,0	2,0	1,0		
$\text{pO}_2$		$< 10^{-70}$	$10^{>-13}$	$\sim 10^{-3}$	$\sim 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	
Главные компоненты: $> 10^{-2}$	$\left[ \begin{array}{c} \text{N}_2 \\ \text{CO}_2 \\ \text{CO} \end{array} \right]$ или $\left[ \begin{array}{c} \text{NH}_3 \\ \text{CH}_4 \\ \text{H}_2 \end{array} \right]$	$\text{N}_2$	$\text{N}_2$	$\text{N}_2$	$\text{N}_2$	$\text{N}_2$	78,09
		$\text{CO}_2$	$\text{CO}_2$	$\text{CO}_2$	$\text{O}_2$	$\text{O}_2$	20,95
Второстепенные компоненты: от $10^{-6}$ до $10^{-2}$	$\text{HCl}(\text{?})$	$\text{CO}$	$\text{CO}$	$\text{O}_2$	$\text{CO}_2$	$\text{Ar}$	0,93
	$\text{H}_2\text{S}$	$\text{NH}_3$	$\text{Ar}$	$\text{Ar}$	$\text{Ar}$	$\text{CO}_2$	0,0315
		$\text{H}_2$				$\text{Ne}$	0,0018
		$\text{H}_2\text{S}$				$\text{He}$	0,00052
		$\text{HCN}(\text{?})$				$\text{CH}_4$	0,00011
						$\text{Kr}$	0,00011
Микрокомпоненты: $< 10^{-6}$						$\text{N}_2\text{O}$	0,000025
						$\text{H}_2$	0,00004
						$\text{CO}$	0,00001
						$\text{O}_3$	0,00004
						$\text{Xe}$	0,000009
						$\text{NO/NO}_2$	} Колеблется в пределах частей на миллиард
					$\text{NH}_3$		
					$\text{H}_2\text{S/SO}_2$		

деления некоторых важных атмосферных газов ( $H_2O$ ,  $N_2O$ ,  $CH_4$ ,  $HNO_3$  и  $NO_2$ ) по высоте существенно зависят от степени вертикального перемешивания между 20 и 80 км». В дальнейшем изложении этот факт не учитывается. Я буду рассматривать только наиболее общие особенности нижней части атмосферы, которая непосредственно воздействует на поверхность Земли.

А. Параллельно с начальной нейтрализацией кислых летучих в океане шло развитие атмосферы, содержавшей иные, чем кислород, газы. Их, как и газы современной атмосферы, Юнге [429] классифицирует по факторам, контролирующим их геохимические циклы. Азот доминирует в современной атмосфере (табл. 5-6) и является важным компонентом современных вулканических газов. Не существует важных реакций образования и разрушения минералов, в которых участвовал бы азот, поэтому, вероятно, он просто накапливался со временем в атмосфере. Сказанное выше можно отнести и к Ar, Ne, Kr и Xe. (Напротив, циклы  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$ ,  $N_2O$  и CO считаются в основном биологическими.  $H_2S/SO_2$ ,  $NH_3$ ,  $NO/NO_3$  и различные углеводороды, за исключением  $CH_4$ , имеют преимущественно микробиологические источники, однако выводятся из атмосферы главным образом физико-химическим путем. Наконец, циклы  $H_2O$ ,  $O_3$ , He и Rn носят, в основном, физико-химический характер.)

Самой важной особенностью атмосферы из  $NH_3-CH_4$  является существование постоянно действующего источника  $H_2$ , который служит топливом для образования новых порций  $NH_3$  и  $CH_4$  по мере выведения последних различными процессами (рассмотренными ниже) из атмосферы [546]. Для того чтобы происходило обновление  $NH_3$  и  $CH_4$ , содержание  $H_2$  в нижней части атмосферы должно составлять 10–15%. В настоящее время водород является незначительной примесью в вулканических эманациях и почти весь реализуется в виде  $H_2O$ .

Атмосферный аммиак подвержен сильной деградации при ультрафиолетовом облучении. Полагают, что в отсутствие озонового слоя этот процесс быстро снижал содержание аммиака, так что «в древнейшей атмосфере он должен был быстро исчезнуть» ([3], стр. 1365). Предполагается, что возможным постоянно действующим источником аммиака, обеспечивавшим резерв атмосферного элементного азота, в 20 раз превышавший современный, служил аммиак в кристаллической решетке силикатных минералов изверженных и осадочных пород [801, 269]. Этот аммиак, вероятно, освобождался при выветривании. Однако процессы выветривания происходят очень медленно, так что при отсутствии большого количества свободного водорода  $NH_3$  быстро выводится (и выводился в прошлом) из верхней атмосферы, где он находится [278].

Даже если  $NH_3$  и не являлся главным компонентом древней атмосферы, небольшие его количества все же были необходимы для древней жизни. Для абиотического синтеза аминокислот требуются концентрации аммиака при 25 °C в морской воде —  $10^{-4}$  M, а в атмосфере

ре —  $10^{-6}$  [21]. Кроме того, атмосферный аммиак при концентрации  $10^{-6}$  мог привести к парниковому эффекту в протерозое, что должно было сохранять температуру поверхности Земли в интервале 0—100 °C [707]. Я поддерживаю вывод о том, что в древней атмосфере аммиак присутствовал в небольшом количестве ( $10^{-5}$  —  $10^{-6}$ ).

Некоторые исследователи предполагают наличие также большого количества  $\text{CH}_4$  в древней атмосфере. Однако между 4,6 и, скажем, 4,0 млрд. лет назад, когда формировалось ядро и могли развиваться температуры в несколько сотен или несколько тысяч градусов Цельсия, «метан должен был превращаться в воду и  $\text{CO}_2$  почти одновременно с образованием Земли» ([301], стр. 245). Изотопно-углеродные данные Галимова и др. ([311], стр. 1126) по докембрийским (включая архейские) карбонатам также позволили прийти к выводу о «полном доминировании в примитивной атмосфере  $\text{CO}_2$ », а не метана. Тем не менее метан является важным продуктом анаэробного метаболизма, и следует ожидать, что он постоянно возобновлялся и присутствовал в древней атмосфере. Как и в случае  $\text{NH}_3$ , существование  $\text{CH}_4$  в атмосфере зависит от сильно восстановительных условий за счет избытка  $\text{H}_2$ . В современной атмосфере средняя продолжительность существования метана составляет всего лишь несколько лет, и большая его часть уничтожается при реакции с  $\text{OH}^-$  ([881], стр. 69).

Единственным другим соединением углерода, для которого часто предполагается присутствие в сильно восстановительной атмосфере, является HCN. Это главный продукт лабораторных экспериментов по облучению смеси  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_0$  и  $\text{H}_0$ . Однако HCN быстро разрушается, и основное его значение заключается в том, что распад HCN приводит к формированию ряда аминокислот и их производных в морской воде [277].

Сильно восстановительная атмосфера, содержащая существенные количества  $\text{CH}_4$  и  $\text{NH}_3$ , вероятно, довольно быстро разрушилась бы, если бы не было постоянно действовавшего источника  $\text{H}_2$ , и заменилась атмосферой, в которой доминировали  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{CO}$ . По мере падения концентрации  $\text{NH}_3$  водяной пар уже не предохранялся от фотодиссоциации. Одновременно с разложением  $\text{H}_2\text{O}$  и освобождением кислорода  $\text{CH}_4$  должен был превращаться в  $\text{CO}$  и  $\text{CO}_2$ . Вероятно, этот переход от одного состава атмосферы к другому занял менее  $10^9$  лет [405].

В течение раннего докембрия  $\text{CO}$ , видимо, был относительно реакционноспособной молекулой, и в присутствии  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}_2$  могли осуществляться различные реакции по его выведению из атмосферы. В современной атмосфере среднее время пребывания  $\text{CO}$  составляет меньше года [922].

В более позднем докембрии по мере увеличения количества кислорода в атмосфере особенно важной стала реакция окисления  $\text{FeCO}_3$  до  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CO}_2$  [317]. Эта реакция дает 4 моля  $\text{CO}_2$  на каждый моль  $\text{O}_2$ . Следовательно, докембрийская атмосфера (со слабым фотосинтетическим удалением  $\text{CO}_2$ ) могла содержать значительно большее

количество  $\text{CO}_2$ , чем сейчас. Это является химическим «оправданием» накопления  $\text{CO}_2$ , который, если присутствовал в большом количестве, мог привести к высокой температуре поверхности Земли в позднем докембрии (см. гл. 4).

Б. Существует по крайней мере пять независимых геохимических наблюдений, которые считаются доказательствами (более или менее убедительными, по мнению авторов) существования восстановительной обстановки атмосферы (и полного отсутствия свободного кислорода) до примерно 2,0 млрд. лет назад. Эти наблюдения за составом докембрийских пород включают в себя: I — присутствие обломочных уранинита и пирита; II — высокое отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; III — высокое отношение гриналита к глаукониту; IV — высокое отношение  $\text{Mn}/\text{Fe}$ ; V — слабо окисленное состояние европия и церия.

I. В конгломератах, сформировавшихся ранее 2,3–2,1 млрд. лет назад, содержится большое количество *обломочных* уранинита  $\text{UO}_0$  и пирита  $\text{FeS}_2$  [151]. Уранинит, как считают, осаждается из гипергенных растворов, но химический состав конгломератов отвечает пегматитам или гранитам. Поэтому полагают, что конгломераты имеют обломочную природу [781]. Как доказательство осадочного происхождения, Роско ([696], стр. 129) рассматривает микромасштабную косую слоистость внутри пачки слоек, состоящих из зерен уранинита. При длительном нахождении в среде с парциальным давлением кислорода от  $10^{-2}$  до  $10^{-6}$  уранинит переходит в  $\text{U}_3\text{O}_8$  или другие окислы [342]. Этот процесс мог установить верхний предел содержания кислорода в атмосфере примерно 2,2 млрд. лет назад.

Существует одно затруднение при рассмотрении обломочного уранинита в качестве индикатора восстановительных условий, а именно то, что осадки современного Инда на протяжении нескольких сотен километров содержат «устойчивый комплекс уранинита, золота, пирита и других сульфидов» [781]. Для того чтобы объяснить, как образовались докембрийские отложения Витватерсранда и Доминион-Рифа, было выдвинуто предположение, что уранинит переносился в окисленном состоянии и затем подвергся воздействию разлагающегося органического вещества [781]. Вероятно, вскоре после осаждения уранинита в процессе дальнейшего разложения органического вещества сульфатредуцирующие бактерии способствовали образованию  $\text{H}_2\text{S}$ , что в свою очередь привело к формированию пирита. Если это предположение имеет более общее значение, то обломочный уранинит должен встречаться совместно с пиритом в карбонатных породах, и действительно часто так и бывает.

II. Восстановительные условия в атмосфере совпадают с высоким отношением закисного железа к окисному в железистых минералах докембрийских отложений. В продуктах выветривания конгломератов и в основной массе диоритов, возраст которых составляет 2 млрд. лет,  $\text{FeO}$  доминирует над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [668]. В этой работе приведены и другие примеры присутствия восстановленного железа в докембрийских породах.

В общем количество восстановленного железа в осадочных породах увеличивается с возрастом ([856], рис. 12).

III. Для глауконита – силиката окисного железа типично отношение  $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 1/7$ . В докембрийских породах древнее 1,0 млрд. лет глауконит очень редок. Однако родственный силикат железа – гриналит встречается чаще всего *только* в дофанерозойских породах и является «наиболее широко распространенным силикатом железа в железистой формации Ганфлинт» [285]. В противоположность глаукониту гриналит содержит больше закисного железа, чем окисного. Относительное содержание этих двух железосодержащих раннедиагенетических минералов может, вообще говоря, служить индикатором колебаний концентрации свободного кислорода в течение докембрия [47].

IV. Концентрации Mn и Fe также служат свидетельством восстановительных условий докембрийской атмосферы: а) высокое отношение Mn/Fe (0,025) в докембрийских железистых кварцитах не соответствует степени дифференциации, ожидаемой в окислительных условиях (0,009), которая характеризует фанерозойские железистые породы [856]; б) литоральные карбонаты нижнего протерозоя Трансвааля (Южная Африка) обладают необычно высокими концентрациями Fe и Mn, причем оба металла находятся в слабо окисленном состоянии [267].

V. Европий присутствует в широком спектре хемогенных пород архея и нижнего протерозоя (от 2,3 до 1,9 млрд. лет) в нормальных хондритовых концентрациях. В верхнепротерозойских ( $\approx 0,8$  млрд. лет) и более молодых хемогенных породах наблюдается резкое обеднение Eu по сравнению с хондритами [600]. Между 1,9 и 0,8 млрд. лет произошел переход от  $Eu^{2+}$  к  $Eu^{3+}$  [306]. Степень окисления церия также зависит от возраста. Окисление до состояния  $Ce^{4+}$  не наблюдается до раннего протерозоя. Наиболее восстановительные условия приурочены к самым низам докембрия, а наиболее окислительные – к позднему докембрию.

Первичное состояние атмосферы, в которой уже появился кислород, описывается следующими расчетами Гаррелса и Перри [317]. Когда парциальное давление  $O_2$  достигло  $10^{-70}$  атм,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $NH_3$  и  $CH_4$  стали переходить соответственно в  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $N_2 + H_2O$  и  $CO_2 + H_2O$ . Эти реакции, видимо, завершились до появления свободного кислорода. В отсутствие свободного кислорода древнейший океан не содержал сульфатов. Отсутствие сульфатного резервуара в древнейшие эпохи подтверждается значениями  $\delta^{34}S$  из сульфатов бария возрастом  $\approx 3,4$  млрд. лет, которые лишь немного отличаются от значений для современных сульфидов [641].  $\delta^{34}S$  для этого древнейшего сульфата бария составляет +3,5 вместо величин порядка  $+10 \div +30$ , которые типичны для палеозойских – современных сульфатов. Очевидно, сульфатредуцирующие бактерии в то время еще не фракционировали океанские сульфаты (см. стр. 190).

Примерно в середине докембрия сера вступила в соединение с кислородом (в основном в форме сульфатов). Осадочный барит  $BaSO_4$

описан из архейской группы Фиг-Три в Свазиленде, возраст которой 3,2 млрд. лет [383]. В протерозое находки сульфатов кальция редки. В частности, они встречаются в переслаивании с мраморами (и небольшим количеством хлорида натрия) в Гренвильской серии с возрастом  $\approx 1,2$  млрд. лет [909]. Более древние протерозойские эвапоритовые псевдоморфозы описаны из обнажений Австралии [884] и Канады [23].

В. Где-то около 2,0 млрд. лет назад кислород стал, вероятно, химически важным компонентом атмосферы. Существуют три возможных источника кислорода для атмосферы и океана.

I.  $\text{H}_2\text{O}$  диссоциирует под влиянием ультрафиолетовой радиации, и часть  $\text{H}^+$  уходит из земной атмосферы.  $\text{O}^{2-}$ , который в 16 раз тяжелее  $\text{H}^+$ , остается. В настоящее время фотодиссоциация производит лишь 1 моль  $\text{O}_2$  на каждые  $10^6$  моль  $\text{O}_2$ , образующихся при фотосинтезе [880]. Большая часть  $\text{H}^+$ , высвобождаемого фотодиссоциацией, заново соединяется с  $\text{O}^{2-}$ . Однако потеря части атомов водорода «делает свободными их кислородных партнеров» [40]. Количество получающегося кислорода частично зависит от количества воды, подвергающейся диссоциации. В современной кислородной атмосфере от 40 до 80 % водяного пара образуется за счет окисления метана [512]. Из одной молекулы метана получаются две молекулы водяного пара. Представляется, что  $\text{H}^+$  уходил из атмосферы в течение очень длительного периода времени, так что за счет этого постепенно возрастало количество свободного  $\text{O}_2$ . Фотодиссоциация обладает механизмом самоограничения скорости процесса, так как увеличение количества  $\text{O}_2$  приводит к адсорбции ультрафиолета, что уменьшает фотодиссоциацию. Бекер (персональное сообщение, 1976) рассчитал по данным Бринкмана [93], что если бы в атмосфере было в 2–3 раза больше кислорода, чем сейчас, то фотодиссоциация не происходила бы.

II. В процессе фотосинтеза кислород образуется в хлорофилле растений по реакции, называемой «фотосистемой II»:  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_2\text{O}$  (т. е. органическое вещество). Для того чтобы таким путем образовался кислород, требуется его наличие в окружающей среде, поскольку синтез самого хлорофилла происходит при участии молекулярного кислорода на одной из стадий. Тем не менее именно этот способ образования кислорода в атмосфере в научной литературе традиционно считается главным [209]. В процессе фотосинтеза ежегодно фиксируется  $10^{16}$  моль С, и производится эквивалентное количество  $\text{O}_2$ . Поскольку в атмосфере содержится  $3,8 \times 10^{19}$  моль  $\text{O}_2$ , то атмосфера обновляется в течение  $(3,8 \times 10^{19})/10^{16} = 3,8 \times 10^3$  лет. Кислород атмосферы составляет, однако, лишь незначительную часть общего количества кислорода, которое требуется для окисления органических соединений, — порядка  $10^{21}$  моль. При современной скорости продуцирования кислорода  $10^{21}$  моль выделяется за  $10^5$  лет, т. е. за геологически короткий промежуток времени.

Присутствие в докембрии строматолитов само по себе не указывает

на продуцирование кислорода в результате деятельности сине-зеленых водорослей. Фотосинтезирующие нитчатые бактерии (например, *Chloroflexus*) могли быть единственными продуцентами раннедокембрийских строматолитов при восстановительных условиях в присутствии сульфидов [313]. Эти организмы использовали «фотосистему I», при которой  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$ . Сине-зеленые водоросли в основном ориентировались на этот тип фотосинтеза. Для «фотосистемы I» особенно благоприятными могли быть «горячие» условия докембрия, поскольку сейчас «нитчатые сине-зеленые водоросли нигде не найдены при температуре свыше 60–62 °C» [208] и поэтому не отлагаются в водорослевых корках, образующихся при этой или более высокой температуре. При температуре от 55 до 70 °C плоские строматолитовые корки формируются фотосинтезирующими бактериями. Конические желваки типа «Конофитон» образуются только «при температуре от 35 до 45 °C» [208].

С другой стороны, если строматолиты действительно указывают на водорослевый фотосинтез, то фотосинтезирующие организмы могли встречаться в Булавайском строматолитовом комплексе с возрастом 2,8–2,7 млрд. лет и даже в несколько более древних породах группы Понгола в Южной Африке ( $\approx 3,0$  млрд. лет) и блока Пилбара в Австралии ( $\approx 3,5$  млрд. лет). Эти находки, вероятно, маркируют первое выделение свободного кислорода растениями (Дж. У. Шопф, личное сообщение, 1978). Еще более древняя (3,8 млрд. лет) формация полосчатых железистых кварцитов в Гренландии позволяет предположить по крайней мере локальные источники кислорода и, вероятно, может указывать на органическую активность.

В итоге представляется, что сине-зеленые водоросли с начала архея до, возможно, позднего архея использовали «фотосистему I» в присутствии сульфидов. Кислород поступал в атмосферу за счет фотодиссоциации. По мере попадания небольших количеств кислорода в океан происходила эволюция хлорофилла, повлекшая за собой эволюцию «фотосистемы II» и основной привнос кислорода в атмосферу [837].

III. Кислород освобождается при воздействии активно восстанавливающих газов из магматических источников на силикаты или карбонаты. Масштабы этого процесса неизвестны, однако, видимо, малы по сравнению с другими источниками  $\text{O}_2$ .

3. Многие авторы полагают, что формирование полосчатых железистых кварцитов в протерозое указывает на поступление кислорода в океан. Свободный от кислорода океан при  $\text{pH} \approx 6,5$  мог содержать значительное количество растворенного железа и  $\text{HCO}_3^-$ . Эти условия благоприятствовали полимеризации кремнезема, особенно при  $\text{pH}$  от 6,5 до 7,0. Таким образом, при этом  $\text{pH}$  и при поступлении некоторого количества реакционноспособного кислорода кремнезем осаждался в виде  $\text{SiO}_2$ , а железо — в виде окислов. Так могли сформироваться огромные отложения полосчатых железистых кварцитов,

многие из которых имеют возраст от 1,9 до 2,2 млрд. лет. Как указал Клауд [150], «очень широкое распространение химически осажденных окислов железа в слоях толщиной от нескольких микрон до нескольких миллиметров трудно объяснить, так как они находились в растворе бедной кислородом водной системы в виде закисей, в то время как осаждение в виде окислов трехвалентного железа или смеси двух- и трехвалентного железа требует взаимодействия со свободным кислородом». Однако не исключено, что происхождение полосчатых железистых кварцитов по своей природе не было чисто физико-химическим. Изотопно-углеродные данные по карбонатам из очень хорошо сохранившихся полосчатых железистых кварцитов группы Хаммерсли, Австралия, позволили Бекеру и Клейтону предположить, что органическая активность могла играть важную роль в «образовании, транспортировке и отложении железа и кремнезема» ([45], стр. 587). Сходные породы формации Исуа в Гренландии имеют возраст 3,8 млрд. лет. Поскольку генерация подходящего количества abiогенного  $O_2$  за счет фотолиза водяного пара представляется невозможной [882], то вероятно осуществление фотосинтеза, поставлявшего кислород, даже в то время.

Полосчатые железистые кварциты обычно распространены на площади в сотни и тысячи квадратных километров и абсолютно свободны от терригенного материала. Было предложено несколько вариантов переноса и отложения железа: а) апвеллинг на континентальной окраине доставлял железо в содержавшие кислород поверхностные воды, из которых происходило его осаждение [220]; однако чтобы проверить справедливость предлагаемого механизма, надо найти и исследовать палеогеографические его индикаторы, что пока еще не сделано; б) железо переносилось реками — «модель латеритного выветривания» [494]; в) «ограниченность полосчатых железистых кварцитов докембрием может быть связана с обилием крупных стабильных щелочных озер» [268], в которых высокий рН ( $\approx 9,5$ ) способствовал концентрации кремнезема; г) железо поставлялось вулканическими процессами [339]. Одна или несколько из этих весьма разнообразных идей могут быть использованы для объяснения происхождения железа в различных отложениях. Такое обилие точек зрения указывает на необходимость дальнейшего углубленного изучения.

В целом период с 4,6 до 2,0 млрд. лет назад начинается с образования Земли и заканчивается установлением химического состава атмосферы и океана, который очень похож на существующий в настоящее время (табл. 5-6), за исключением значительно меньшего количества свободного кислорода [63]. За этот период рН океанской воды изменился от очень низкого до почти нейтрального ( $\approx 7,0$ ) и, возможно, даже до слабощелочного ( $\approx 8,0$ ), типичного для современного океана. Газовый состав атмосферы и океана изменялся от восстановленных газов (с  $pO_2 < 10^{-70}$ ) к точке насыщения железа и осаждения сульфатов. Протерозойские гидроокислы железа (окисленные

теперь до гематита) формировались в атмосфере с  $pO_2 > 10^{-13}$  [459]. Эти изменения в химическом составе океана и атмосферы отразились в переходе от восстановленных состояний минералов и пород к их окисленным эквивалентам. Кульминацией геологического перехода 2,0 млрд. лет назад явилось отложение железа и кремнезема в составе

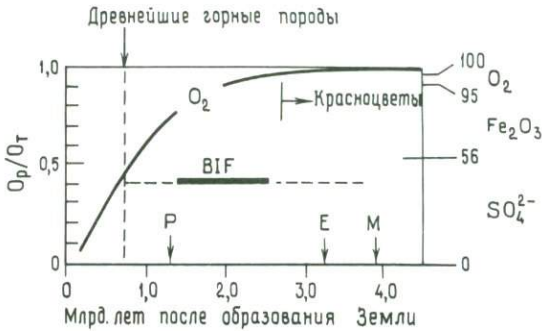


Рис. 5-10. Интерпретация кумулятивного увеличения количества фотосинтетического кислорода в истории Земли, выраженного как отношение количества  $O_2$ , генерированного до данного момента времени ( $O_p$ ), к общему количеству ныне существующего кислорода ( $O_m$ ) ([720], стр. 50).

Указан также возраст после образования Земли железистых кварцитов (BIF), прокариотов (P), возможно — эукариотов (E), многоклеточных животных и растений (M). В настоящее время из общего количества фотосинтетически генерированного кислорода 5% составляет свободный кислород в атмосфере и океане, 56% находится в  $SO_4^{2-}$  и 39% (по разнице) — в  $Fe_2O_3$ .

железистых кварцитов. Как показано на рис. 5-10, подавляющая часть генерированного к этому времени кислорода была связана в составе сульфатов и окислов железа.

## Химический состав океана и атмосферы от 2,0 млрд. лет назад до современности

В этом разделе будет сделан акцент на однонаправленных изменениях в составе атмосферы и океана. Сейчас пришло время более полно рассмотреть стационарное развитие, в котором изменения определяются слабыми пертурбациями последующего долгопериодного равновесия. Рассмотрим три темы: 1) изменения концентрации кислорода и двуокси углерода; 2) различные ограничения химического состава океана; 3) возможные нарушения химического состава океана.

1. Среднее содержание органического углерода в осадочных породах колеблется от 0,5 до 1,0% (гл. 7). Этот захороненный углерод составляет лишь около 0,05% от всего углерода, который фиксируется ежегодно, и разницу в 0,01% между его количеством, поглощаемым в результате фотосинтеза и количеством, выделяемым при дыхании и

разложению. Возрастание содержания атмосферного кислорода не является простым следствием возрастания интенсивности фотосинтеза, так как на каждый моль  $O_2$ , генерируемого при фотосинтезе, приходится и моль генерируемого органического углерода, который должен окисляться после отмирания организма. Только *захоронение*  $C_{орг}$  ведет к накоплению  $O_2$  в атмосфере [881]. Количество свободного кислорода в атмосфере представляет собой результат накопления этой ежегодной минимальной разницы между продукцией и утилизацией кислорода. «Нам представляется, что этот замечательно тонкий баланс (для кислорода) является убедительным свидетельством взаимобмена углерода между атмосферой, биосферой и океаном, сходного с современным, на протяжении большей части последних 600 млн. лет», — считают Гаррелс и Перри ([317], стр. 308).

На химическую стабильность атмосферы и океанов в фанерозое указывают также и многочисленные ископаемые остатки растений и животных, наиболее общие характеристики которых неотличимы от их современных потомков по всем важнейшим морфологическим, химическим и физиологическим параметрам. Кроме того, химический состав растворов в наземных и морских видах сходен с составом морской воды, поскольку физиологические процессы развивались в морской среде ([385], стр. 187 и [37]). Наземные виды, таким образом, содержат следы истории их более раннего морского происхождения.

Многочлеточные организмы приливных равнин и суши очень чувствительны к ультрафиолетовой радиации. Эффективный озоновый экран против этой радиации возник тогда, когда уровень содержания свободного кислорода в атмосфере достиг  $10^{-3}$  от современной концентрации [671]. Первые многочлеточные появились 680 млн. лет назад. По меньшей мере один процент от современного уровня содержания кислорода уже существовал к этому времени или еще ранее. Содержание кислорода в атмосфере в течение фанерозоя могло изменяться, скажем, на 10–25 % от современной концентрации, однако это еще не доказано, и я не знаю способа определить изменения такой амплитуды, если они происходили.

Хотя уровень  $O_2$  представляется тонко сбалансированным, уровень  $CO_2$  может быть сбалансирован еще лучше. Современный круговорот  $CO_2$  осуществляется в 5 раз быстрее, чем круговорот  $O_2$ , и его время пребывания в атмосфере составляет только 2000 лет [317]. Эти параметры круговорота  $CO_2$  важны по двум причинам. Во-первых, наземные растения не могут осуществлять фотосинтез при содержании  $CO_2$ , равном одной трети от его современного уровня в атмосфере, а наземные растения в современную эпоху поставляют 80 % ежегодной продукции кислорода [880, 85]. Во-вторых,  $CO_2$  четко контролирует скорость выветривания. Контролируя растворимость карбонатов и фосфатов,  $CO_2$  влияет на скорость осаждения катионов. Однако колебания в содержании  $CO_2$  очень сильно буферуются системами карбоната и силиката магния (и в меньшей степени — карбонатом кальция и орга-

ническим углеродом). Поэтому Холланд [394] считает, что «давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере не очень чувствительно к колебаниям в скорости привноса  $\text{CO}_2$ ». Он предложил, что с момента появления наземной растительности в среднем палеозое «давление  $\text{CO}_2$ , вероятно, редко превышало более чем в четыре раза современное давление».

Осаждение карбоната кальция является результатом перехода  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}$  в  $\text{CaCO}_3 + \text{H}^+$  в процессе серии реакций



Сходным образом высвобождается  $\text{H}^+$  при осаждении  $\text{SiO}_2$  в глинистых минералах или кремнях и при осаждении эвапоритов. Процессом, противоположным осаждению, является выветривание. Оно характеризуется фиксацией водорода, поскольку реакции сдвинуты в противоположном направлении. Таким образом, два конечных продукта ( $\text{CO}_2$  и  $\text{H}^+$  в случае  $\text{CaCO}_3$ ) находятся в обратно пропорциональной зависимости, но связаны друг с другом при выветривании [777]. Эпохи экстраординарного по масштабам накопления карбонатов плюс силикатов плюс эвапоритов должны быть эпохами усиленного высвобождения  $\text{H}^+$  и пониженного содержания  $\text{CO}_2$  в почве и наоборот.

Содержание  $\text{O}_2$  в атмосфере поддерживается на определенном уровне в результате действия следующего механизма отрицательной обратной связи: когда концентрация  $\text{O}_2$  увеличивается, количество подвергающегося окислению материала также возрастает, что понижает концентрацию  $\text{O}_2$ ; если в атмосфере содержание  $\text{O}_2$  понижается, соответственно снижается и количество подвергающегося окислению материала, что позволяет концентрации  $\text{O}_2$  в атмосфере опять увеличиваться. Эта концепция впервые была развита Альфредом Редфилдом [675] и впоследствии всесторонне разработана разными исследователями.

Отрицательная обратная связь, контролирующая изменения концентрации кислорода, может быть обусловлена по меньшей мере пятью причинами: 1) циклом сульфиды — сульфаты; 2) циклом пирит — окислы железа; 3) циклом органический углерод — карбонаты —  $\text{CO}_2$ ; 4) циклом органический фосфор — фосфаты; 5) циклом органический азот — нитраты. В настоящее время почти весь «древний» (т. е. участвовавший в ряде круговоротов) углерод, который не захоронен и мог участвовать в реакции окисления, уже соединен с кислородом в виде  $\text{CO}_2$ . Почти весь накапливающийся углерод является «новым» (т. е. входящим в состав органического вещества). Дискуссия о том, что «древний» углерод участвовал в ряде круговоротов, описана Сакеттом, Погом и Иди [706]. Если «древний» углерод окислялся сразу, как только попадал на поверхность, тогда это «выветривание понижало современное содержание кислорода в атмосфере независимо от его уровня» ([880], стр. 206). Контроль над современным содержанием кислорода должен скорее осуществляться через продуцирование нового кислорода, чем через выветривание, высвобождающее древний углерод.

Вероятно, важным компонентом захороненного углерода является ископаемый морской фитопланктон ([881], стр. 97). Биомасса и планктона, и бентоса существенно увеличивается по направлению к берегу, особенно в зонах апвеллингов [74]. Видимо, начиная с силура наземная система была замкнутым циклом и слабо влияла на морской органический углерод (см. стр. 238). Вероятно, изменения размера мелководных бассейнов, такие, например, как в меловое время, оказывали гораздо большее влияние на резервуар органического углерода, чем изменения в наземной биосфере. Поскольку углерод, фиксируемый наземной растительностью, после ее отмирания окисляется, не имеет значения то обстоятельство, что большая часть ежегодной продукции кислорода производится континентальной растительностью или что биопродукция суши превышает биопродукцию океана в соотношении 2:1 (в год производится  $173 \times 10^9$  т сухого вещества, из которых  $55 \times 10^9$  т — морские, а  $118 \times 10^9$  т — наземные) [615].

Редфилд [674] показал, а впоследствии [11] это было надежно обосновано, что для морского планктона существует стехиометрический баланс между, с одной стороны, продукцией кислорода и потреблением нитратов и фосфатов, а с другой стороны, утилизацией кислорода, сопровождаемой высвобождением нитратов и фосфатов после отмирания организмов. «Отношение Редфилда» отражает тот факт, что поглощение теоретически 276, а фактически 263 атомов кислорода приводит к продуцированию 106 атомов углерода, 16 атомов азота и 1 атома фосфора. В океане углерод находится в явном избытке. Следовательно, продукция кислорода ограничена таким уровнем, при котором фосфор и азот еще доступны для развития фитопланктона.

Основным резервуаром азота является атмосфера, однако считается, что большая часть нитратов в морской воде поставлена речными водами, приносящими нитраты, фиксированные стручковыми растениями [250]. Фактически проблема заключалась в том, чтобы найти способ поступления свободного азота из океана снова в атмосферу [197]. Была убедительно продемонстрирована фиксация азота в море синезелеными водорослями и бактериями, однако количественная оценка этого явления еще не произведена [803]. Тем не менее в исследовании удаленных от берега коралловых рифов Тихого океана Иоханнес с соавторами [421] открыл, что «фиксация атмосферного азота в них должна происходить со скоростью столь же высокой, что и на полях люцерны, для того чтобы сбалансировать наблюдаемый уход фиксированного азота». Отсюда получается, что не азот формирует верхний предел развития планктона.

Фосфор — другой важный элемент, который может ограничивать развитие фитопланктона. Главные запасы его содержатся в изверженных горных породах. Кроме того, концентрация фосфора в морской воде ограничена его растворимостью [675].

В озерах, которые достаточно малы для экспериментов, «было обнаружено удивительно точное соответствие между концентрацией

валового фосфора и продукцией фитопланктона характерное для разных озер, включая те, в которых низкое азот-фосфорное отношение благоприятствовало ограничению продукции за счет азота» [724] Представляется, что именно фосфор формирует верхний предел для развития планктона.

Почему кислород содержится в атмосфере в количестве 21, а не 2 или 50 %? Ответ основан на ограниченной растворимости только одного элемента — фосфора. Если это так, то концентрация кислорода в атмосфере сохранялась на современном уровне, начиная с момента, когда было достигнуто насыщение фосфором. При этом все излишки

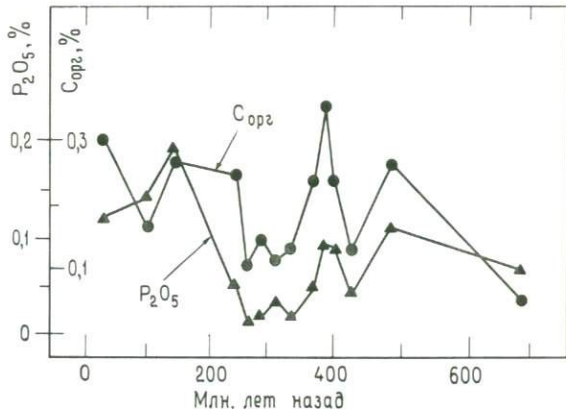


Рис. 5-11. Параллельные вариации средних процентных содержаний  $P_2O_5$  и органического углерода в карбонатных породах Русской платформы ([694], рис. 5).

кислорода соединялись с фосфором и выводились из атмосферы. Древнейшие из известных осадочных фосфатов имеют возраст примерно 1,0 млрд. лет [856]. Следовательно, «избыток» фосфора существовал по меньшей мере уже в это время.

Согласно развиваемым в настоящей главе идеям, вариации содержания кислорода в атмосфере обусловлены вариациями количества захороненного органического углерода (см. стр. 234). Периоды, в течение которых захоронялось повышенное количество органического углерода (например, средний девон; см. рис. 5-11), должны были соответствовать эпохам более высокой концентрации кислорода в атмосфере, чем периоды, в которые захоронялось меньше органического углерода (например, силур, карбон и пермь). Захоронение фитопланктона и зоопланктона приводит к совместному захоронению органического углерода и  $P_2O_5$ ; при этом, как показано на рис. 5-11, наблюдается положительная корреляция между концентрациями  $C_{орг}$  и  $P_2O_5$  в осадочных породах.

Растворимость кислорода зависит от температуры. С понижением температуры концентрация возрастает. Термическая структура океана, эволюционируя со временем, могла осуществлять контроль над раз-

витием восстановительных условий в бассейнах и захоронение органического углерода. Например, с позднего мела по настоящее время произошло понижение температуры основной массы океанских вод на  $12^{\circ}\text{C}$  (см. гл. 4), что должно было привести к постепенному увеличению концентрации растворенного кислорода и, следовательно, большему окислению органического вещества. Если общее количество кислорода в мелу и в современную эпоху считать одинаковым, то в современной атмосфере должно быть меньше кислорода, чем в меловой, поскольку в современном океане должно быть больше кислорода, чем в меловом.

2. Пределы колебания солености океана можно рассмотреть с нескольких точек зрения.

А. Брёкер [98] суммировал данные по времени пребывания основных компонентов морской воды:

1. Время пребывания воды в поверхностном слое океана ( $\approx 10^2$  лет).
2. Время пребывания воды в глубинных слоях океана ( $\approx 10^3$  лет).
3. Время пребывания  $\text{CO}_3^{2-}$  в океане ( $\approx 10^4$  лет).
4. Время пребывания С, Р и Si в морской воде ( $\approx 10^5$  лет).
5. Время пребывания Са и  $\text{O}_2$  в атмосфере и морской воде ( $\approx 10^6$  лет).
6. Время пребывания К и Mg ( $\approx 10^7$  лет).
7. Время пребывания Na, S и Cl в морской воде ( $\approx 10^8$  лет).

Как было показано Брёкером, события любой данной продолжительности, например циклы оледенений, охватывающие  $10^4$  лет, могут вызывать существенные изменения любого процесса такой же или меньшей продолжительности, однако не влияют, видимо, на циклы значительно большей продолжительности.

Колебания значений времени пребывания могут быть вызваны биологическими факторами (обзор которых будет сделан ниже) или взаимодействием океана и литосферы. Харт [366] предположил, что на концентрацию элементов с временами пребывания порядка  $10^6$  лет может влиять скорость спрединга морского дна.

Б. Так как океан представляет собой химический раствор, то можно предсказать изменения его состава, если концентрации отдельных компонентов изменяются, скажем, в два раза или больше. Эти предсказанные изменения формируют тот уровень отсчета, с которым можно сравнивать химический состав океанских отложений (особенно эвапоритов), и поэтому можно сделать выводы о первичном составе воды в океане. Однако чем более древние породы мы изучаем, тем более редко встречаются эвапориты. Не исключено, что «период полураспада» для них составляет только 200 млн. лет [314]. Эти сравнения применимы в основном для последних 1,5 млрд. лет. Холланд сравнил [395] гипотетические пертурбации с известной эволюцией химического состава эвапоритов и сделал следующие выводы:

а. Трехкратное увеличение современной концентрации кальция в океане приводит к насыщению по отношению к гипсу  $\text{CaSO}_4$ . Гипс нигде не известен в качестве компонента отложений открытого океана; он не является постоянным спутником известняков, поэтому концентрация кальция не превышала этот предел.

б. Тридцатикратное уменьшение концентрации кальция сделало бы океанскую воду одинаково насыщенной относительно гипса и галита при эвапоритовых условиях. Поскольку гипс всегда отлагается раньше галита в эвапоритах, то концентрация кальция никогда не опускалась ниже этого предела.

в. Уменьшение отношения кальция к бикарбонату от современного значения 4:1 до 1:2 оставило бы избыток бикарбоната после осаждения карбоната кальция, и более поздние эвапориты содержали бы карбонаты с другими катионами. Подобные карбонаты из пресноводных озерных осадков хотя и описаны, но в морских отложениях неизвестны.

г. При pH 9,0–9,5 изменение отношения Mg/Ca в морской воде от современного 3:1 до <1:1 приведет к насыщению по отношению к бруситу  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ . При pH свыше 8,6 обычным аутигенным минералом становится сепиолит  $\text{H}_4\text{Mg}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$ . Это редкие минералы; в морских отложениях брусит неизвестен. Таким образом, установлен верхний предел изменения pH морской воды.

д. Увеличение отношения концентрации Ca к сумме сульфата и 1/2 бикарбоната приведет к поздней рапе, обедненной сульфатом и обогащенной кальцием. Однако в известных отложениях наблюдается, напротив, обеднение кальцием и обогащение сульфатом. Эти процессы будут идти, пока не достигнут точки редукции сульфатов, равной 1/10 от современного значения – 0,028 моль/кг. В этот момент никакая комбинация концентраций кальция и бикарбонат-иона уже не сможет дать набор минералов морских эвапоритов. С другой стороны, если концентрация сульфатов втрое превысит современную, то насыщение по отношению к гипсу и галиту будет достигнуто одновременно, что, вероятно, никогда не происходило.

е. Если мы рассмотрим вышеприведенные рассуждения о кальции, бикарбонате и сульфате и пренебрежем теми комбинациями этих переменных, которые указаны для точно фиксированных значений, то получится, что эти компоненты могли изменить свою концентрацию не более чем в два раза по сравнению с современными значениями.

ж. Если растворить весь объем NaCl, слагающего соленосные отложения, то соленость океана повысится в 2 или 3 раза. Поскольку соли известны на протяжении всего фанерозоя, то этот предел никогда не был достигнут.

3. В данной книге поддерживается точка зрения, согласно которой длительное время существует устойчивый химический состав океана, эпизодически нарушаемый кратковременными пертурбациями. В этом разделе рассмотрен ряд линий доказательства предполагаемых пертур-

баций: а) соленосные отложения и изотопы серы; б) изотопы кислорода; в) изотопы стронция; г) отношение Mg/Ca; д) влияние организмов на морскую воду; е) другие изменения.

А. Вероятно, наибольшее по масштабу изменение солености в фанерозое было связано с пермским соленакоплением. После тщательного изучения всех материалов Стивенс сделал вывод [800], что эти отложения содержат количество соли, эквивалентное 10% количества соли в современном океане (или около 3‰). Следовательно, соленость океана до этого исключительного пермского соленакопления *могла быть* на 10% выше современных значений, скажем между 32 и 41‰ вместо современных 29–37‰.

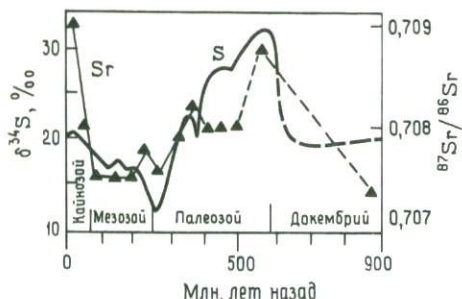


Рис. 5-12. Параллельные вариации  $\delta^{34}\text{S}$  [721] и океанских  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [275] в геологическом времени.

В течение непродолжительного периода времени — плейстоцена соленость океана увеличивалась из-за связывания пресной воды в ледники, возможно, на 1–1,5‰ [928]. И, наоборот, в эпохи быстрого таяния ледников менее соленая «покрышка талых вод» могла развиваться на поверхности океана, если не происходило мгновенного перемешивания с более соленой водой [928]. Бергером [55] были представлены доказательства существования такого рода линз более пресной воды, базирующиеся на изотопно-кислородных данных по планктонным фораминиферам, жившим от 12 до 10 тыс. лет назад. Эти данные подтверждают предположение об уменьшении примерно на 10% солености поверхностных вод Мексиканского залива [448]. Если будет больше подобных данных, то они укажут на процессы перемешивания в течение периодов порядка  $10^3$  лет.

В фанерозое заметно изменялись состав и соотношения изотопов серы (рис. 5-12). С кембрия по пермь значения  $\delta^{34}\text{S}$  из эвапоритов понизились с +30 до +10‰. Затем они возросли до современных значений +20‰.

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} \text{ образца} - {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} \text{ стандарта}}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} \text{ стандарта}} \right] \times 10^3. \quad (5.8)$$

Стандартом служит сера троилита из метеорита Каньон-Диабло. Наибольшее фракционирование изотопов серы достигается бактериями *Desulphovibrio* при восстановлении сульфатов до сульфидов [65]. Оно составляет около  $-29\%$  ([721], стр. 2561), что обогащает остающиеся океанские сульфаты  $^{34}\text{S}$ . В результате  $\delta^{34}\text{S}$  современных сульфатов составляет около  $+20$ , а  $\delta^{34}\text{S}$  современных сульфидов — около  $-9\%$  (см. обзор в работе Келлогга и др. [437]). Низкие значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+10$ ) в пермских сульфатах могут быть результатом большого количества восстановленной серы в резервуаре океанских сульфатов. Это должно было последовать за интенсивным выветриванием пенсильванских (карбонových) угленосных отложений, содержавших сульфиды, во время пермского понижения уровня моря. Действительно, резкие пертурбации значений  $\delta^{34}\text{S}$  явно локализованы в пространстве и времени [399].

Во время пермской эпохи сульфатонакопления захоронилось много кислорода. Однако кислород также входит в состав углеродного и железного резервуаров (его количество соответственно в 2 и 3 раза выше, чем в серном резервуаре) [396]. Данных по одному только резервуару, а именно серному, недостаточно для общей оценки изменения концентраций атмосферного кислорода. Например, в перми увеличение концентраций фосфатов и  $\text{CO}_2$  в океане (за счет эрозии карбонатов) стимулировало фотосинтез. Однако в перми мало захоронялось нового органического вещества. Как  $\text{C}_{\text{орг}}$ , так и  $\text{P}_2\text{O}_5$  содержатся в пермских известняках в чрезвычайно низких количествах (рис. 5-11), но интерпретация этого факта неоднозначна. С одной стороны, он может указывать на малую биомассу фитопланктона. С другой стороны, если углерод и фосфор постоянно поступали в океан в ходе многочисленных круговоротов, они вместе могли сформировать петлю обратной связи, которая стимулировала фотосинтез и противодействовала любому кратковременному понижению концентрации атмосферного кислорода. Представляется, что очень важно знать количество и размер восстановленных морских бассейнов в геологической истории для познания длительной эволюции захоронения углерода.

Б. В течение последних 3,2 млрд. лет происходили аналогичного характера изменения  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах и кремнях в зависимости от времени (рис. 5-13). Эти «факты», однако, могут быть проинтерпретированы различными способами.

1. Они были использованы в качестве доказательства изменения изотопно-кислородного состава океана во времени [639]. Если архей — это время первичного взаимодействия морской воды и мафических пород (см. стр. 16), то становятся понятными очень низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды. Более поздние значения могли явиться результатом смешения низких базальтовых значений и высоких значений коровых гранитов. Ниже такая же в целом картина описана для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , и поскольку это справедливо для данной изотопной пары, то может быть применимо также и для изотопов кислорода. Вероятно, обмен

изотопами кислорода между морской водой и океанской корой настолько интенсивен, что этот процесс контролировал распределение  $\delta^{18}\text{O}$  в геологической истории [590].

II. Колебания  $\delta^{18}\text{O}$  могут указывать на колебания температуры океана. Кратко говоря, кремни с возрастом  $\approx 3,2$  млрд. лет обладают такими изотопными значениями, которые могли бы явиться результатом отложения в состоянии равновесия с морской водой при температуре около  $90^\circ\text{C}$  [642], а породы, возраст которых составляет

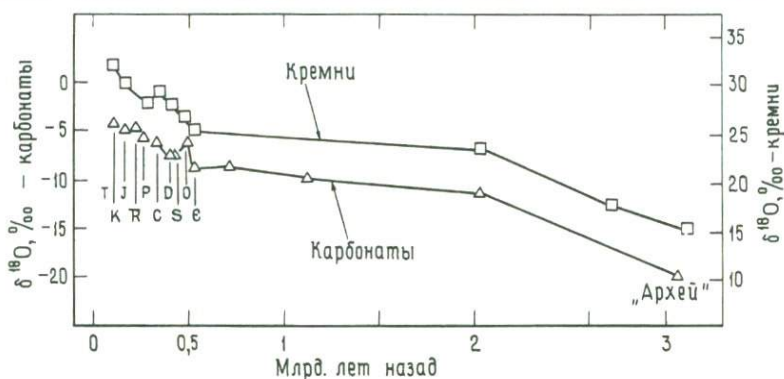


Рис. 5-13. Изотопно-кислородный состав известняков ( $\delta^{18}\text{O}$  относительно PDB) [864, 189] и кремней ( $\delta^{18}\text{O}$  относительно SMOW) [642, 189, 466] как функция геологического возраста.

В различных источниках могут содержаться ссылки на значения  $\delta^{18}\text{O}$ , которые отличаются от приведенных значений для пород соответствующего возраста. При подготовке рисунка я принял, что изменения  $\delta^{18}\text{O}$  происходили примерно параллельно у морских карбонатов и морских кремней. Символами показаны геологические периоды.

1,3 млрд. лет, могли бы сформироваться при температуре около  $50^\circ\text{C}$  [466]. Если придерживаться подобной интерпретации, то вплоть до мела происходило с постоянной скоростью охлаждение морской воды, а с мела по настоящее время температура сохранялась на одном уровне. (Более осторожная интерпретация этих данных приведена на стр. 149).

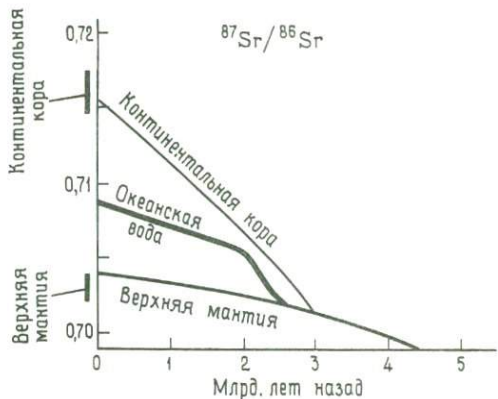
III. Считается, что уменьшение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кремнях с возрастом является следствием увеличивающейся возможности изотопного обмена с пресной водой, обогащенной  $^{16}\text{O}$  [189]. Эта точка зрения поддерживается данными по  $\delta^{18}\text{O}$  нефтяных вод (не разбавляющихся пресной водой), которые практически не меняются с кембрия по настоящее время [190]. Для известняков и кремней в это же время наблюдаются значительные изменения  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 5-13).

IV. Мы поддерживаем интерпретацию, в которой учитываются все вышеприведенные варианты. Постепенному возрастанию  $\delta^{18}\text{O}$  от рубежа  $\sim 0,5$  млрд. лет до современной эпохи предшествовало, вероятно, ста-

бильное ее значение от 2,0 до 0,5 млрд. лет (рис. 5-13). Колебания  $\delta^{18}\text{O}$  в последние 0,5 млрд. лет могут быть обусловлены перемешиванием с пресной водой, которое асимптотически приближало  $\delta^{18}\text{O}$  к ее значениям для пресной воды. Заметно более низкие значения в архее 3,2 млрд. лет назад находятся ниже значений для пресной воды и таким образом характеризуют первичный привнос из верхней мантии плюс дальнейшие изотопные изменения за счет несколько повышенной температуры.

Рис. 5-14. Эволюция изотопно-стронциевого состава морской воды [857].

Заметно сходство со значениями для верхней мантии в начале эволюции и последующее сближение со значениями для континентальной коры.



В.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранитах зависит от их происхождения из мантии ( $\approx 0,703$ ), или из уже дифференцированной континентальной коры ( $\approx 0,720$ ) ([276], стр. 43). В любой данный момент времени отношение изотопов стронция в морской воде обладает промежуточными значениями между типично мантийными и типично континентальными источниками, что зависит от соотношения между ними. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в архейских карбонатах (отражающих условия архейского океана) весьма близко к мантийным значениям [861]. Как показано на рис. 5-14, со временем отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах все увеличивалось. Подробное изучение фанерозойских образцов выявило существование вполне определенных вариаций (рис. 5-12). Морская вода в раннем палеозое характеризуется высокими значениями. Они снижаются в перми и мезозое и затем (в кайнозое) опять возрастают вплоть до современной эпохи.

Главные изменения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  происходят с периодом в сотни миллионов лет. Характер графика  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фанерозое примерно тот же, что и графика  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  (рис. 5-12). Вероятно, оба процесса контролировались эрозией, которая в свою очередь является функцией площади суши, климата и палеогеографии.

Г. Современное отношение масс Mg и Ca в морской воде составляет примерно 3/1 (= молярное отношение 5,7/1). Есть три причины, по которым в настоящее время это отношение может быть гораздо выше,

чем в прошлом. Во-первых, состав жидких включений в солях и кремнях силурийского возраста характеризуется более низкими концентрациями Mg и более высокими Ca относительно современных океанов (но с другой стороны, — очень похожими содержаниями  $SO_4$ , Na, K, F и общей концентрацией ионов) [474]. Во-вторых, происходит постоянное уменьшение концентрации Mg в нефтяных водах по мере их удревления [190]. В-третьих, как показано на рис. 5-15, с возрастом (особенно в докембрии) в осадочных породах увеличивается содержание Mg (и доломитов) относительно Ca (и известняков) [178, 859].

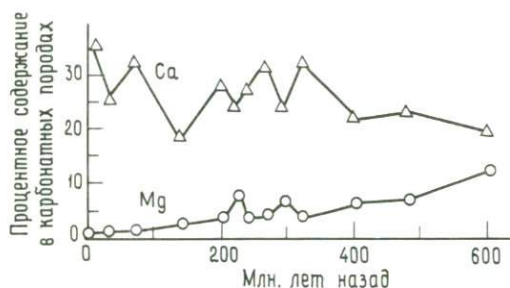


Рис. 5-15. Изменение средних процентных содержаний Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы ([867], стр. 273).

Видно, что в более древних карбонатах содержание Mg выше.

Для объяснения этих наблюдений можно предположить три интерпретации.

I. Mg входит в состав известняков с образованием доломита при воздействии континентальных метеорных вод. Это объяснение поддерживается тем фактом, что с увеличением возраста  $\delta^{18}O$  становится более изотопно легким, что в свою очередь может быть обусловлено обменом с пресной водой ([524], стр. 322). При таком объяснении возникает одна сложность: мезозойские и кайнозойские карбонаты представляют собой известняки, а не доломиты, хотя было достаточно времени для диагенетической переработки, что особенно важно, поскольку источники древних доломитов считаются постседиментационными [859].

II. Концентрация Mg со временем может не изменяться, это кальций преимущественно уходит из океана в карбонатные осадки, что сказывается на возрастании отношения Mg/Ca в океане. Современное высокое значение отношения Mg/Ca в морской воде должно, по этой гипотезе, отражать следующее явление: «Главным событием за последние 150 млн. лет является тот факт, что кальцит стал основным минералом пелагических осадков» вследствие планктоногенного осаждения (фораминиферами и кокколитофоридами) [775]. Более того, Mg замедляет образование низкомагнезиального кальцита и соответственно благоприятствует осаждению арагонита (и высокомагнезиального кальцита) из современных иловых вод [291]. Если в воде палеозойских морей существовало более выравненное молярное отношение Mg/Ca

( $\approx 2/1$ ), то скорее должен был осаждаться кальцит, а не арагонит, что и наблюдается в действительности [709]. Эти наблюдения подтверждают идею, что концентрация Mg в океане возрастала, а Ca снижалась.

III. Третье объяснение тенденции изменения содержания Mg со временем состоит в том, что при высоком давлении  $\text{CO}_2$  (например, в докембрии) Mg осаждался из воды в составе доломита, а Ca — кальцита. Поскольку давление  $\text{CO}_2$  в фанерозое уменьшалось, преимущественно осаждался кальцит [854, 397].

Д. Организмы извлекают элементы из морской воды, изменяя их концентрации и время пребывания. Предыдущие исследователи (например, Нанц [601]) приписывали увеличение содержания CaO,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_4$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в тонкозернистых породах с протерозоя по кайнозой усиливавшемуся их концентрированию карбонатными организмами. В современную эпоху наиболее эффективный биологический контроль состава морской воды осуществляется планктоном, особенно по отношению к кремнию, фосфору, азоту (и некоторым микроэлементам). Низкие концентрации трех главных элементов в поверхностных водах обусловлены биологической экстракцией. С глубиной их концентрации возрастают, так как окисление опускающихся органических остатков высвобождает эти элементы.

Si, P и C транспортируются сквозь водную толщу главным образом в составе фекалий [130] и других агрегатов того или иного типа, включая «морской снег» [779]. До развития участвующего в пищевых цепях фитопланктона и популяций зоопланктона океанские донные осадки, видимо, получали гораздо меньше этих элементов в единицу времени, чем сейчас, так как не было эффективного способа транспортировки их на дно. В общем времена пребывания рассматриваемых элементов в океане на протяжении семи восьмых временной истории Земли были, должно быть, гораздо более длительными, чем в современную эпоху.

Если говорить о кремнеземе, то считается, что диатомеи «извлекают ежегодно по меньшей мере на порядок больше опала, чем радиоларии» ([373], стр. 84). Кремнистые илы, сформированные скоплениями скелетных остатков обеих групп, располагаются в открытом океане в областях больших скоростей седиментации из поверхностных вод, а именно около экватора и в высоких широтах. По биологическим причинам цикл образования кремнезема мог подвергаться в течение последних 100 млн. лет значительным изменениям, особенно потому, что формирование меловых и третичных кремней, считавшихся ранее вулканогенными, обусловлено в конечном счете скоплениями фитопланктона [893].

Другим примером биологического контроля состава морской воды является вхождение ряда микроэлементов в состав раковин планктонных организмов и в органический детрит и их концентрирование. Вхождение в раковины и в органическое вещество сильно влияет на те металлы,

которые участвуют в геохимическом круговороте в основном в растворенном состоянии. Время пребывания таких металлов, «видимо, состоит из суммы продолжительности процессов органического извлечения, оседания биогенных частиц, их растворения и финальной адсорбции на поверхности неорганических частиц взвеси в глубинных водах» [66]. Томпсон и Боуэн обнаружили [830], что планктонные фораминиферы извлекают гораздо больше Co, Ni и Zn, чем кокколитофориды. Извлечение Al из морской воды может быть связано с деятельностью диатомей [525]. Следовательно, химический состав морской воды может варьировать в зависимости от соотношения главных карбонат- и кремнийконцентрирующих организмов в планктоне.

Е. Существует много и других наблюдений как над стабильностью, так и над изменениями концентраций элементов в хорошо известных вариациях химического состава горных пород во времени ([524], где цитируются и более ранние работы). Неизвестно, отражают ли эти вариации действительно эволюционные тенденции или только представляют собой результат предполагаемой слабой реакции на смешение осадочного материала из разных источников (так что лучше сохраняющиеся компоненты обладают большей продолжительностью существования) [314]. Тем не менее были замечены и недавно описаны [863, 859, 748] дополнения к общей картине эволюции.

I. K/Rb-отношение в аутигенных иллитах позднего докембрия (белта) и фанерозия примерно одинаково, что указывает на «незначительные его изменения в морской воде начиная с раннего белта» ([684], стр. 1097). С другой стороны, K/Rb-отношение увеличивается с возрастом в образцах, проанализированных Вейзером и Гарреттом [863]. Авторы этой работы объясняют увеличение рассматриваемого отношения возрастанием концентрации K, поскольку в более древних породах встречается больше аутигенных калиевых полевых шпатов и иллита.

II. Концентрация бора в морском иллите сохраняется на одинаковом уровне по меньшей мере в течение фанерозия [484], а может быть, и вплоть до 1,9 млрд. лет назад ([685], стр. 8). Поэтому, согласно закону Форчхаммера, «соленость океана существенно не менялась в течение последних двух или трех миллиардов лет» ([348], стр. 9). Однако изучение подписи к рисунку в работе Рейнольдса [685] обнаруживает некоторое осложнение этой зависимости: «Концентрации бора отложены в логарифмическом масштабе из-за логарифмической природы лабораторных ошибок».

III. Отношение  $Sr/Ca \times 1000$  в породах сильно варьирует. Возможно, это зависит от возраста [239], однако более вероятна диагенетическая обусловленность [858].

IV. Отношение  $SiO_2/Al_2O_3$  уменьшается с увеличением возраста пород [695]. Низкие отношения указывают на увеличение доли мафических компонентов и уменьшение доли гранитных. Следовательно, эта тенденция «совпадает с прогрессивной гранитизацией коры» [748].

Основные изменения в течение периода с 2,0 млрд. лет назад по настоящее время обусловлены увеличением содержания кислорода в атмосфере и эволюцией геохимически важной биосферы. Уровень кислорода в атмосфере может быть связан со способностью фитопланктона к усвоению фосфора, который содержится в фиксированном количестве из-за низкой растворимости в морской воде. В течение фанерозоя мог осуществляться широкий спектр колебаний состава морской воды и атмосферы. Однако соленость не изменялась более чем в 2 раза по сравнению с современными значениями, а содержание кислорода в атмосфере никогда не равнялось нулю. Общее состояние системы определялось взаимодействием между атмосферой, биосферой, гидросферой и литосферой.

## Краткое содержание

Химический состав морской воды зависит от привноса элементов с суши, частичной утилизации и перемешивания биосом в океане и поступления элементов на дно, где они включаются в состав осадков. Следовательно, состав морской воды рассматривается как часть длительного круговорота и обмена элементами между литосферой, биосферой и гидросферой. Механизмы отрицательной обратной связи предохраняют систему от слишком интенсивных изменений химического состава во времени.

Соленость океана начиная по крайней мере с кембрия была в целом такой же, как и в современную эпоху, так как очень сложные организмы, обитающие сегодня только в океанах, существуют в течение всего фанерозоя. Более точные реконструкции палеосолености основаны на данных борного метода, методике осадочных фосфатов и изотопии кислорода и углерода. Менее точными являются реконструкции по распределению микроэлементов, иловым водам, сидериту, специфическим таксонам растений или животных. Легче всего различить пресноводные и морские условия, анализируя флору и фауну.

В данной книге поддерживается точка зрения о ранней почти полной дегазации недр Земли и раннем достижении равновесия с летучими. Эти процессы обусловили однонаправленную эволюцию состава океана, которая привела к почти современным значениям солености и химического состава океана около 2,0 млрд. лет назад. Эволюция, видимо, обусловила смену ранней атмосферы с дефицитом кислорода явно окислительной обстановкой, вероятно, 2,0 млрд. лет назад, а вполне определенно — 700 млн. лет назад. Очевидно, в течение последнего миллиарда лет происходили изменения химического состава океана. Особенно это касается элементов, участвующих в биологических циклах, но общая соленость не изменялась более чем в два раза.

## Глава 6

# КЛИМАТОЛОГИЯ

---

В природе не существует такой вещи, как умеренность. — это придумали люди.

*Ф. фон Фойхтландер, 1977*

Для настоящей работы климатология имеет отношение к тому, когда и где идет дождь, какие это вызывает последствия и что можно предположить о картине атмосферной циркуляции. Данная глава содержит три раздела: 1) о широтном расположении климатических зон; 2) о распределении осадков и осадочных пород; 3) о штормах.

Поскольку температура и соленость широтно зональны, то часть тем, изложенных в других главах, тоже связана с климатом. Эти ранее рассмотренные темы включают в себя: карбонатный лизоклин и УКК (гл. 2), соотношение средиземноморского и эстуарного типов циркуляции (гл. 3), кремнистые осадки и кремни (гл. 3) и состав атмосферы и альбеда (гл. 4). Многие аспекты палеоокеанологии влияют на другие процессы и явления, так что это (или любое другое) подразделение на темы является до некоторой степени условным.

## Широтные вариации

Широтная зональность оказывает влияние на распределение типов осадков 1) на континентальных шельфах и 2) в глубоководных областях. В современную эпоху каждое полушарие в общем разделено на полярную (и субполярную), умеренную, субтропическую и тропическую (или экваториальную) климатические зоны (рис. 6-1). Эти зоны соответствуют градиентам понижающейся по направлению к полюсу температуры, влажным поясам в тропических и умеренных областях и сухим — в субтропиках и полярных областях. Они соответствуют также изменениям систем течений (так как и климат, и течения связаны с атмосферной циркуляцией), в результате климат отражается в фаунистических и флористических провинциях.

1. Типы осадков на континентальном шельфе связаны с климатом [433; 502, стр. 133], главным образом с количеством атмосферных осадков и температурой (рис. 6-2 и 6-3). Даже в ограниченных по площади бассейнах седиментации скорость осадконакопления может быть обусловлена в основном количеством атмосферных осадков в области сноса [788].

Распределение осадков в связи с дождями и температурой отчасти обусловлено различным характером эрозии. Как показано на рис. 6-4, с увеличением количества дождей возрастает роль химического выветривания с глинистыми минералами в качестве наиболее вероятных

конечных продуктов (см. гл. 5). Из области выветривания материал переносится как во взвешенном состоянии [214], так и в растворе. Глинистые минералы наиболее обильны там, где наблюдается самая

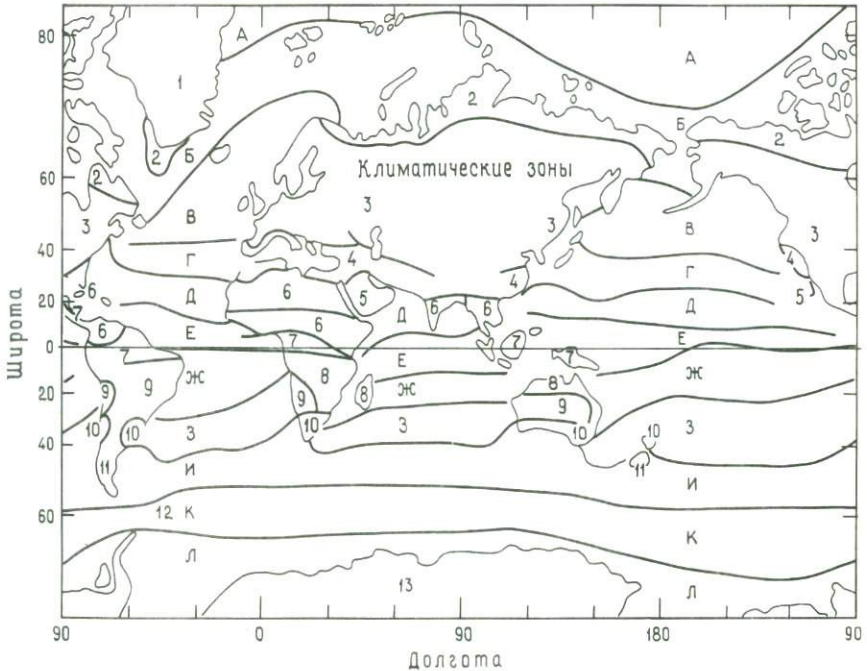


Рис. 6-1. Схематическая карта природных климатических зон Мирового океана в сравнении с климатическими зонами суши [73, 644].

Зоны: А – полярная арктическая; Б – субполярная субарктическая; В – умеренная; Г – субтропическая; Д – тропическая пассатная; Е – экваториальная; Ж – тропическая пассатная; З – субтропическая; И – умеренная; К – субполярная субантарктическая; Л – полярная антарктическая. Для сравнения на суше показаны зоны: 1 – арктическая (ледовая пустыня); 2 – субарктическая (тундра и лесотундра); 3 – умеренная (тайга, листопадные леса, степь); 4 – сухие, средиземноморские и влажные субтропики (северные части пустынь); 5 – тропические пустыни<sup>1</sup>; 10 – сухие и влажные субтропики; 11 – умеренная (в основном безлесная); 12 – субполярная; 13 – ледниковая зона Антарктиды.

<sup>1</sup> В тексте отсутствует описание условных обозначений с пункта б по 9. – Прим. перев.

высокая температура и где атмосферные осадки выпадают в виде дождя, а не снега. В низких широтах отношение взвешенного вещества к растворенному составляет приблизительно 2,3/1 [249].

В тропиках глинистые минералы являются главным продуктом выветривания из-за большого количества атмосферных осадков, выпадающих из поднимающегося экваториального воздуха. Здесь профили глубокого выветривания являются правилом, так как «по сравнению

с умеренным климатом *разрушение пород* (в основном в результате химического выветривания) *происходит быстрее, чем перенос материала по склонам*, а последний в свою очередь *более эффективен, чем эрозия*.

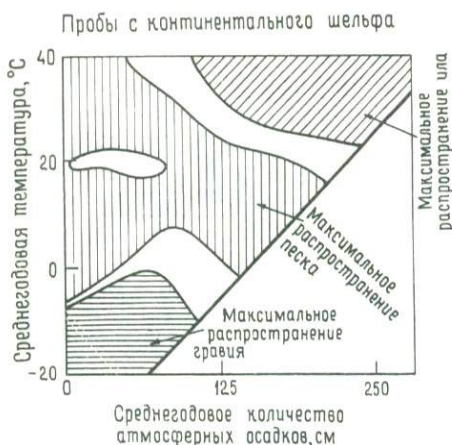


Рис. 6-2. Области концентрации гравия, песка и ила на континентальном шельфе как функция среднегодовой температуры и количества атмосферных осадков ([371], стр. 119).

*обусловленная текущей водой*» ([67], стр. 73; курсив автора цитаты). Тропическое солнце способствует бурному развитию карбонатных водорослей, которые поставляют огромное количество пелитоморфного карбоната кальция в осадки. В мировом масштабе около 50% тро-

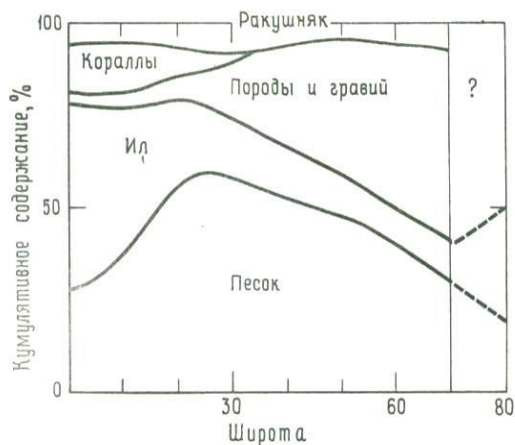


Рис. 6-3. Изменение типа осадка на внутреннем шельфе в зависимости от широты ([371], стр. 121).

Заметно, что карбонатные илы и кораллы наиболее развиты в экваториальных районах, а пески — в средних широтах. В более высоких широтах осадки являются более грубозернистыми.

пических осадков внутреннего шельфа представлены карбонатными пелитовыми илами (рис. 6-3), вероятно водорослевыми по происхождению.

В субтропиках, между 5 и 35° ю. ш. и 15 и 40° с. ш. опускающийся сухой воздух испаряет грунтовую влагу, что вызывает обра-

зование пустынь и эвапоритовых условий (рис. 6-7). При высокой температуре и малом количестве атмосферных осадков превалирует механическое выветривание. В семиаридном климате по сравнению с гумидным выветривание создает большое количество обломков пород, полевых шпатов и акцессорных минералов и меньшее количество кварца [936, 521]. Осадки внутренних шельфов в основном обладают песчаной размерностью (рис. 6-3). (Однако проблема интерпретации осадков внешнего шельфа с точки зрения современного климата заключается в том, что последний изменялся гораздо быстрее, чем условия седиментации на шельфе! Осадки современного внешнего шельфа отражают климат, существовавший в период более низкого стояния уровня моря, однако о том, насколько различались условия седиментации, надо судить отдельно в каждом конкретном случае; см. стр. 46, 205.)

Между 50 и 60° в обоих полушариях характер атмосферной циркуляции опять меняется, в результате возрастает количество осадков из поднимающегося воздуха. Здесь, однако, воздух холоднее, чем в тропиках, так что влаги высвобождается меньше. Поэтому в районах умеренного климата химическое выветривание менее интенсивно, чем в тропиках, а более важно механическое выветривание. В мелководных морях континентальных шельфов осадки становятся более грубозернистыми, особенно в ледовых условиях (рис. 6-3). В более тонкой фракции алеврит доминирует над пелитом ([554], стр. 77).

Наибольший контраст существует между тропическими и приполярными условиями, где низкие температуры и небольшое количество атмосферных осадков доводят до максимума механическое выветривание и ветровую эрозию (рис. 6-4). Существуют как шельфовые, так и глубоководные индикаторы полярного климата помимо палеотемператур и континентальных ледниковых отложений. В прибрежной зоне, где каждый год образуется лед, пляжевые отложения содержат валы, состоящие из плохо сортированного песка и гравия [347]. Здесь же располагаются небольшие зандровые равнины, сформировавшиеся при таянии снежных скоплений, и промоины, образовавшиеся при таянии морского льда. Вероятно, подобные пляжевые отложения в Арктике находятся в равновесии со льдом в качестве агента седиментации (как в других условиях — с водой).

Широтная зональность, описанная в нескольких последних параграфах, в общем отражается и на характере гравия. Как показано на рис. 6-5, в районах с умеренным и теплым гумидным климатом распространен гравий с минимальным количеством не кварцевых обломков и с самой высокой степенью окатанности, что указывает на максимальное выветривание [175]. В гравии семиаридных районов и зон с холодным климатом наблюдается наибольшее количество галек метаморфических и гранитных пород и наименьшая степень окатанности, что указывает на минимальное выветривание.

С точки зрения влияния широтных факторов на шельфовые осадки рассмотрим карбонаты, кремнистые отложения, эвапориты, доломиты

### Типы выветривания

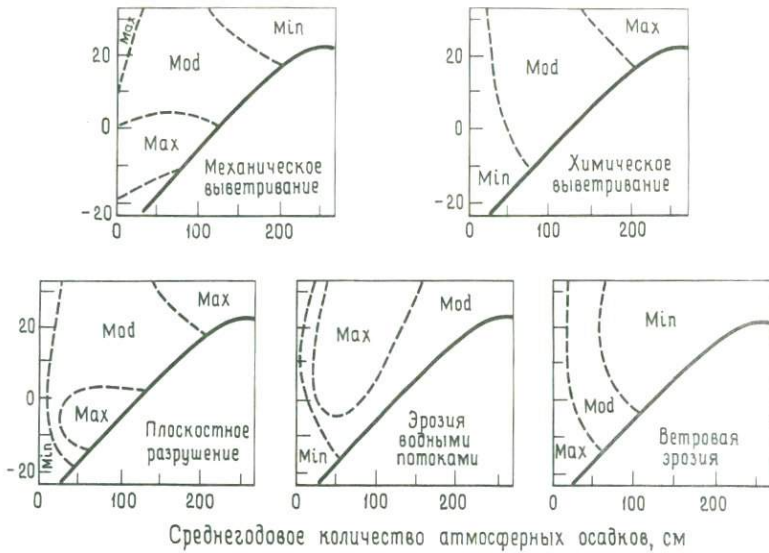


Рис. 6-4. Соотношения между различными геоморфологическими процессами и среднегодовой температурой и количеством атмосферных осадков ([915], стр. 307).

Заметны максимальные (Max), промежуточные (Mod) и минимальные (Min) эффекты.

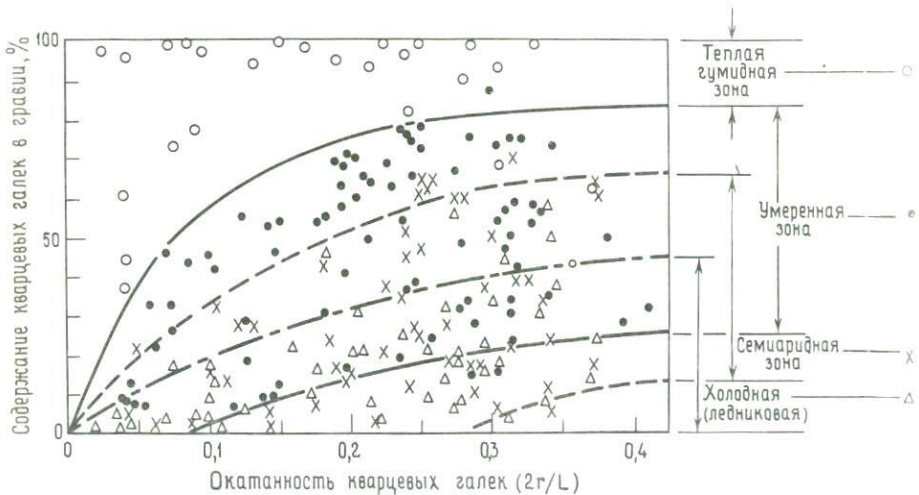


Рис. 6-5. Использование окатанности и процентного содержания галек кварца в гравии для разделения климатических зон ([140], стр. 1098).

$L$  – длина гальки;  $r$  – радиус изгиба наиболее острого выступа вдоль его контура.

и фосфориты. Количество карбонатных осадков уменьшается с удалением от экватора (рис. 6-6). При этом их состав изменяется от водорослево-коралловых, доминирующих в тропиках, до фораминиферово-моллюсковых (иногда мшанковых), преобладающих в более высоких широтах [490]. Кремнистые (диатомовые) осадки могут также играть важную роль на шельфах умеренных широт ([612], стр. 160).

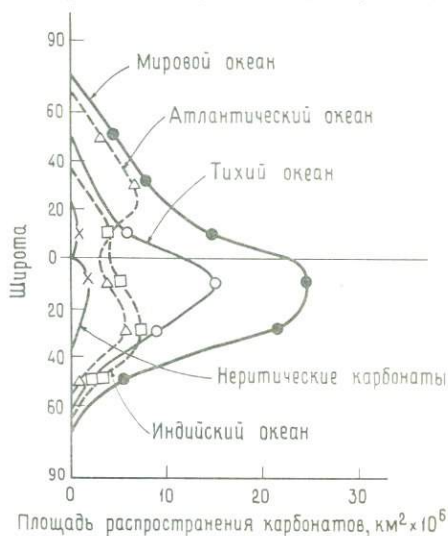


Рис. 6-6. Распространение современных морских карбонатов (пелагических и негеритических) в зависимости от широты ([272], стр. 473).

Замечен бимодальный характер распределения карбонатов в Атлантике, обусловленный относительно интенсивным выносом терригенного материала Амазонкой и Нигером; этот эффект отсутствует в открытой части Тихого океана и не заметен в Мировом океане.

Эвапориты ассоциируют: а) с аридными широтами (особенно с 30 по 40°, рис. 6-7) и б) с благоприятными формами рельефа, особенно грабенами, образующимися при раскрытии океанских бассейнов [111, 270], в которых циркуляция может быть сильно ограничена (см. стр. 109). Однако не все «аридные» условия являются в равной степени аридными. Для осаждения эвапоритов должно существовать равенство между средней относительной влажностью и давлением водяного пара в растворе [457]. Сульфат кальция осаждается, когда средняя относительная влажность атмосферы колеблется между 93 и 76%, галит — когда между 76 и 67%, калий-содержащие минералы — когда она составляет менее 67%. Таким образом, возможен вывод об аридности или гумидности на основе изучения эвапоритовых фаций (что и сделано Б. Шрайбером и Е. Шрайбером [742]).

Средняя относительная влажность низкоширотных прибрежных зон составляет от 70 до 80%. Более низкие значения существуют только в тех случаях, когда морской бассейн окружен большими пространствами суши. Это обстоятельство может объяснить столь сильное доминирование сульфата кальция (гипса и ангидрита) в эвапоритовых отложениях [454], хотя хлористый натрий составляет около 85%

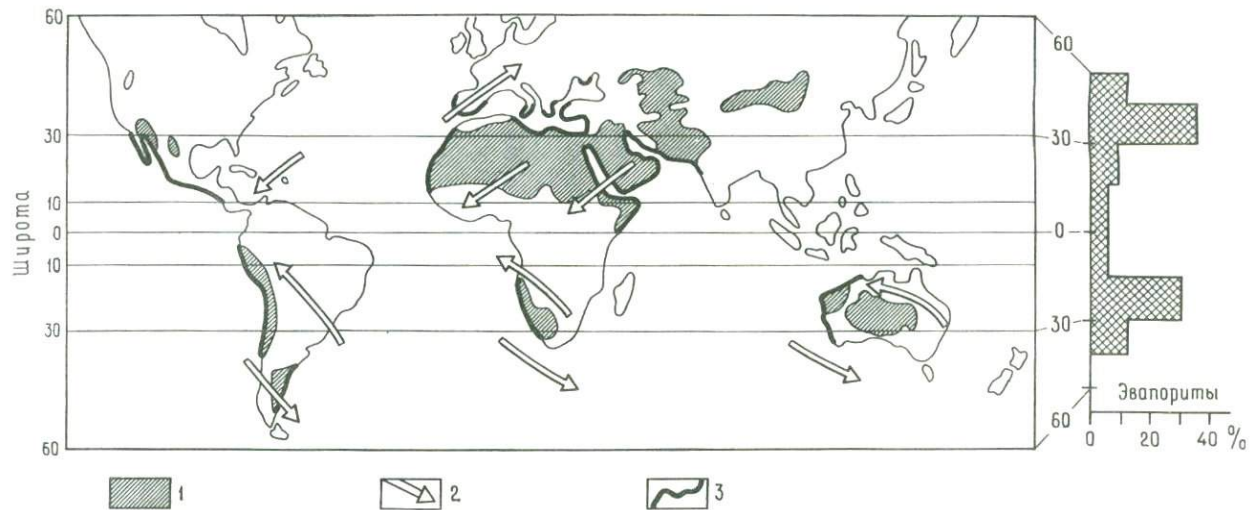


Рис. 6-7. Основные мировые пустыни [331] и распространение современных эвапоритов ([221], стр. 547),  
 1 – основные пустыни; 2 – преобладающие ветры; 3 – сухие прибрежные области.

растворенных в морской воде солей. Связь калиевых отложений с условиями сильной континентальности климата также имеет палеогеографическое значение.

Образование доломита и фосфорита связано с климатом. Доломиты надлиторальной зоны встречаются в аридных и в гумидных условиях, однако каждый тип климата накладывает индивидуальный отпечаток на надлиторальные отложения. Аридные области характеризуются гипсом или ангидритом, в то время как в гумидных областях

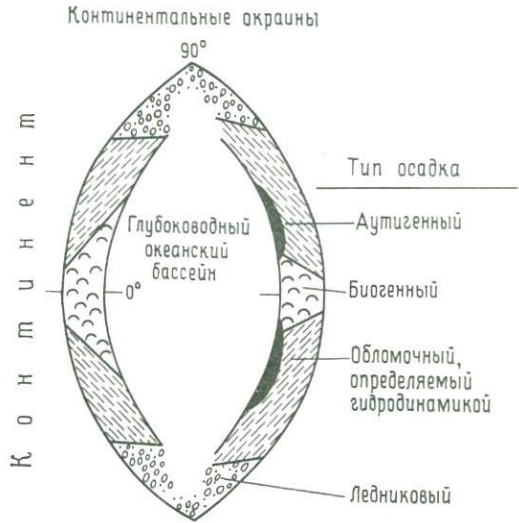


Рис. 6-8. Идеализированное распределение основных типов осадков на континентальных шельфах, ограничивающих океан, когда осадки находятся в равновесии со средой седиментации ([246], стр. 446).

Ширина шельфов преувеличена.

развиты солонатоводные водорослевые марши с карбонатными корками [773, 392]. Большое количество осадочных фосфоритов (см. стр. 112) приурочено к отложениям континентальных окраин аридной зоны [694] в районах апвеллингов. В аридных зонах фосфаты тесно коррелируются с органическим углеродом, в гумидных — с железом.

Морские фаунистические и флористические провинции, разумеется, широтно-зональны, вероятно, вследствие того, что циркуляция водных масс обусловлена ветрами. Главными индикаторами тропических условий являются рифы с присущими им таксономическим разнообразием и способностью формировать горные породы и ассоциировать с водорослями и другими фотосинтетическими организмами.

На рис. 6-8 представлены данные по предполагаемым осадочным режимам для шельфовых отложений относительно климата и других факторов. Экваториальные осадки — в основном биогенные, осадки умеренных широт главным образом отложены водой (флювиогенные) и высокоширотные осадки — гляциальные (в настоящее время). Аутигенные минералы (особенно фосфаты) встречаются на широтах от тропических до умеренных в районах интенсивных апвеллингов.

В отличие от этих общих соображений равновесия исторические и географические факторы часто препятствуют быстрой палеоклиматической интерпретации. Грубозернистые осадки внешнего шельфа отражают условия, существовавшие много тысяч лет назад, когда уровень моря был на десятки метров ниже (стр. 46, 201). По-видимому, исторические факторы особенно важны, когда мы имеем дело с «быстрыми» колебаниями уровня моря; к сожалению, это явление могло происходить в течение большей части геологического времени. Даже такой обычный факт, как увеличение устойчивости полевых шпатов при выветривании с уменьшением разницы между температурой кристаллизации и температурой на земной поверхности [334], не всегда отражается в осадках [833]. Общее правило состоит в том, что каждый конкретный район хотя и относится к некоторому предполагаемому режиму седиментации, но *не находится* в равновесии с ним, и некоторые районы будут очень далеки от предполагаемого «равновесия».

Хотя распределение атмосферных осадков подчиняется широтной зональности, любая данная широта может иметь как высокие, так и низкие значения количества осадков, что зависит от гористости рельефа. Тропик Рака проходит как посередине пустынь Сахары и Аравии, так и через зону лесов Юго-Восточной Азии, получающую много дождей! Причина заключается в том, что Гималаи заставляют воздух подниматься. При этом выпадает влага, собранная воздушными массами, прошедшими над Аравийским морем и Бенгальским заливом. Поэтому пустыни Азии расположены к *северу* от Гималаев в зоне от 40 до 50° с. ш., т. е. на широте, где в Европе, примыкающей к Атлантике и Средиземному морю, господствуют влажные условия. Другой пример орографического эффекта. Северная Америка в целом засушлива западнее линии, проходящей от западного окончания Мексиканского залива на север. Однако к востоку от этой линии на территории Северной Америки преобладает довольно влажный климат, так как влага из воздуха над заливом переносится на север и выпадает там.

Возможно, наиболее ярким свидетельством влияния орографии на количество атмосферных осадков являются Анды. Южнее 35° с. ш. побережье Чили получает огромное количество дождей, приносимых воздушными потоками с запада, со стороны океана. В то же время между 35° ю. ш. и экватором воздушные течения приходят с востока, и они разгружают все свои запасы влаги в бассейне Амазонки. Следовательно, при изменении широты на 5° лесистый район вдоль берега переходит в пустыню, а ежегодное количество осадков уменьшается от >300 до <25 см.

Общий результат влияния этих орографических факторов на климат таков, что градиент влажных или сухих условий примерно одинаков как при движении с севера на юг, так и с востока на запад как в Северной, так и в Южной Америке и от Европы через Азию. Следовательно, на вопрос: «Почему данный район является пусты-

ней?» – существуют три одинаково возможных ответа: «Он (район) или соседствовал с поясом гор, или находился в широтной аридной зоне, или имело место сочетание того и другого». Поскольку рельеф контролирует климат, который определяет растительность, а растительность в свою очередь контролирует тип почвы ([308], стр. 8, 9), то рельеф имеет фундаментальное климатологическое значение.

2. Так же как и шельфовые осадки, глубоководные океанские отложения подчиняются широтной зональности (рис. 6-9). Эта зональность проявляется в: а) гляциальных отложениях; б) карбонатных осадках; в) глинистых минералах и кварце золотого происхождения; г) вулканическом пепле.

а. Гляциальные морские отложения характеризуются айсберговым обломочным материалом, который состоит из плохо сортированных угловатых обломков изверженных, осадочных и метаморфических пород или из таких минеральных зерен, принадлежащих этим породам, как кварц и полевые шпаты [160, 161]. Этот материал встречается при переходе к тонкозернистым осадкам различного состава, что указывает на быстро меняющийся океанский климат.

Как показано на рис. 6-10, во время межледниковий принесенный льдами обломочный материал в большом количестве накапливался вблизи континентальных районов, расположенных в самых высоких широтах, где происходило интенсивное образование айсбергов.

В ледниковые периоды айсберги плыли в сторону экватора и по мере таяния разгружали ледниковый обломочный материал в большом количестве на удалении от источников льда. Таким образом, отложения принесенного льдами обломочного материала могут иметь различный возраст в различных местах, встречаясь даже в зонах высокой карбонатной продуктивности (стр. 114). Интерпретация конкретных данных дает обычно ценную информацию для палеогеографических реконструкций.

Поверхность зерен в кварцевом песке может быть изменена в результате различных химических и механических процессов в зависимости от агентов эрозии. Те зерна, которые подвергались давлению и ледовому истиранию при ледниковом режиме, обладают многочисленными особенностями структуры поверхности (табл. 6-1). Поэтому если наблюдаются четыре или более таких структурных особенностей «в одиночных зернах на больших площадях, то это может считаться адекватным доказательством ледникового происхождения» [476]. Присутствие таких зерен в нижне-, среднеэоценовых и олигоценовых океанских осадках вблизи Антарктиды указывает на существование третичного континентального оледенения [535].

б. В целом карбонатность океанских осадков варьирует в соответствии с балансом первичной продукции на поверхности и последующим растворением. В течение более теплых межледниковых интервалов растворение глубоководных карбонатов, видимо, возрастало по сравнению с ледниковыми периодами [51]. Следовательно, циклы карбо-

Поверхностный слой глубоководных осадков

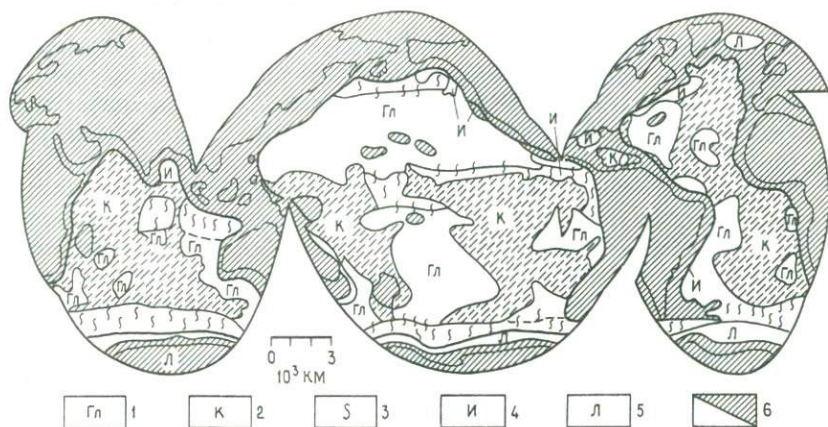


Рис. 6-9. Распространение современных глубоководных осадков на дне океанов ([52], стр. 214).

Заметно доминирование карбонатных илов в Атлантическом и Индийском океанах и пелагических глин в Тихом океане. 1 – пелагические глины или области отсутствия осадков; 2 – карбонатные илы; 3 – кремнистые илы; 4 – терригенные глинистые илы; 5 – ледниковый обломочный материал; 6 – континенты и континентальные окраины.

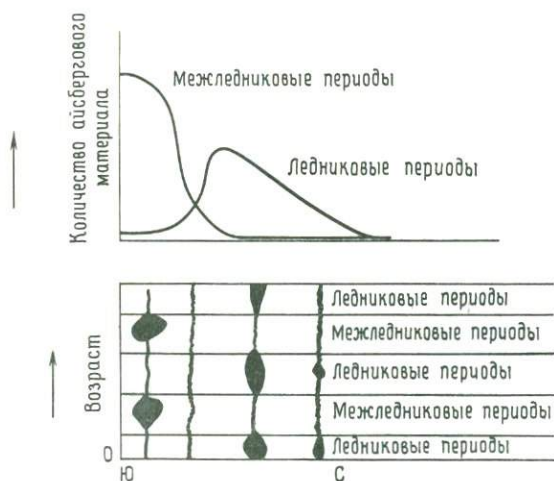


Рис. 6-10.

Вверху: модель, объясняющая распространение во времени и пространстве накоплений айсбергового материала в глубоководных осадках Южного океана в течение ледниковых и межледниковых периодов ( $\text{мг}/\text{см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$ ). В межледниковые периоды айсберговый материал накапливается близко к источнику вследствие усиления таяния айсбергов. В течение ледниковых периодов айсберговый материал продвигается гораздо дальше на север, что соответствует перемещению изотермы  $0^\circ\text{C}$ . Внизу: количество айсбергового материала в течение межледниковий максимально на самых южных широтах, а в течение ледниковых периодов – на более северных широтах ([891], стр. 534).

натности в колонках плейстоценовых осадков могут быть интерпретированы как результат крупномасштабных климатических изменений, воздействовавших на океанскую циркуляцию (стр. 114).

в. Глинистые минералы и кварц эолового происхождения вымываются дождями из атмосферной пыли в океан. Они могут адсорбировать рассеянные металлы и затем опускаться на дно и накапливаться в тонкой фракции глубоководных осадков [131]. Вклад эолового материала составляет около 10–30% от валового состава глубоководных осадков [920]. Осаждающиеся аэрозоли располагаются в соответствии с широтной зональностью ветровой деятельности и, таким

Таблица 6-1

**Основные характеристики структур поверхности песчаных зерен в ледниковых условиях [476]. В ледниково-флювиальных условиях характеристики те же, но зерна окатаны**

1. Большие колебания размера раковистого излома
2. Очень высокий рельеф (по сравнению с литоральными или эоловыми зёрнами)
3. Полупараллельные уступы
4. Дуговидные уступы
5. Параллельная штриховка различной длины
6. Чешуйчатые блоки излома, которые выглядят как серии крутопадающих грядовых хребтиков
7. Небольшие желобки неправильной формы, которые обычно ассоциируются с раковистым изломом
8. Призматическая структура, состоящая из серии удлинённых призм и включающая в себя очень тонкозернистый фон

образом, отражают климатическую зональность на континентах, причём иногда на большом расстоянии от них. Пыльные бури в Сахаре поставляют пыль, пересекающую Атлантику за 5–6 сут [124].

Как показано на рис. 6-11, глинистые минералы — хлорит, иллит и каолинит — характеризуют различные широтные режимы выветривания [351]. Хлорит наиболее обилен в осадках высоких широт, где механическое выветривание преобладает над химическим. В эоловом обломочном материале хлорит присутствует в виде небольшой, но постоянной примеси, причём в образцах из более высоких широт его концентрация слегка увеличивается (рис. 6-11).

Иллит содержится в наименьшем относительном количестве в эоловом материале экваториальных районов. При этом его концентрация растёт с широтой (рис. 6-11). Такое распределение характерно для континентальных массивов, где почвы более низких широт содержат меньше иллита. Каолинит формируется в условиях сильного химического выщелачивания [436] и в больших количествах концентрируется как в эоловом материале (рис. 6-11), так и в глубоководных осадках на экваториальных широтах. Разумеется, эти различия глинистых минералов отражаются в химическом составе осадков. Концентрация Si, Ti и K ниже, а Al выше в осадках низких широт по сравнению с осадками более высоких широт [212]. Представляется, что во всех этих

случаях распределение глинистых минералов отражает условия выветривания источников сноса на близлежащих континентах.

Столь же обычным компонентом золотого материала является кварц, поэтому его распределение в глубоководных осадках отражает зональность ветровой деятельности. Наиболее высокие концентрации кварца в атлантических осадках найдены к западу от Сахары [132]. Во время максимального распространения морских льдов 18 000 лет

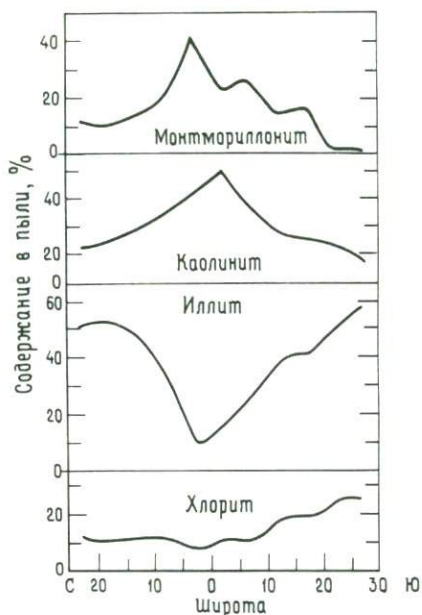


Рис. 6-11. Изменение содержания глинистых минералов в золотой пыли с широтой ([132], стр. 100).

Значения для фракции <2 мкм усреднены для каждой 5° широты.

назад «эта полоса высоких концентраций кварца была сдвинута к югу на 7–8°» частично вследствие смещения к югу пояса пассатов [68]. Были описаны также золотые песчаные турбидиты [712]. В глубоководных осадках Тихого океана обнаружен обломочный кварц с нетипичными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\approx 18\text{‰}$ ), что позволяет предположить для него золотое происхождение [134]. При этом между 8° ю.ш. и 43° с.ш. не наблюдались географические вариации значения  $\delta^{18}\text{O}$ , хотя существуют систематические различия в размере частиц (от 1 до 44 мкм), что предполагает смешение в золотом резервуаре кварца как из магматических, так и из осадочных источников. В аридные эпохи панцири пресноводных диатомей и остатки наземной растительности («фитолиты») могут выноситься в составе пыли в океан, где их присутствие в осадках является индикатором климатических условий [633].

г. Попадание вулканического пепла в атмосферу может оказать большое влияние на температуру, что было отмечено в гл. 4.

Когда пепел оседает на дно, его можно рассматривать в качестве трассера зональной циркуляции ветров в атмосфере. Итон показал [232], что существует тесная связь между наблюдаемой широтной циркуляцией в нижних слоях атмосферы и направлением длинной оси накоплений пепла как в морских, так и в континентальных отложениях. Данные по эксплозивному вулканизму за последние 200 лет указывают на существование двух широтных поясов поступления вулканических продуктов в стратосферу [174]. Один из них представляет собой широкий пояс, расположенный между  $15^{\circ}$  с. ш. и  $8^{\circ}$  ю. ш. Второй — узкий пояс между  $56$  и  $65^{\circ}$  с. ш. Вулканический пепел переносится ветром на расстояние свыше 3000 км. При этом он состоит из частиц, которые слишком велики для транспортировки на такое расстояние поверхностными или придонными океанскими течениями [404]. 7 мая 1902 г. при извержении вулкана Суфриер на Сент-Винсенте (Малые Антильские острова) ветры со скоростью 60 км/ч на высотах 7 и 16 км сыграли главную роль в распределении пепла [122]. Осаждение пепла было прослежено на расстоянии 3000 км, а абсолютные массы пепла в осадках составили несколько  $\text{мг/см}^2 \cdot 10^3$  лет. Могут существовать значительные локальные вариации мощности пеплового прослоя. Так, отмечалось ([217], стр. 1144), что в колонках, расположенных на расстоянии 25 км друг от друга, наблюдаются «большие колебания мощности [пепловых] прослоев (от 0 до 17 см), при этом часть прослоев может отсутствовать» по неизвестным причинам.

Считается, что монтмориллонит указывает на вулканические источники. Его высокое содержание в осадках экваториальной зоны (рис. 6-11) обусловлено интенсивной вулканической деятельностью в этом районе, которая была описана выше. Однако вулканогенные осадки более значимы для формирования маркирующих горизонтов, чем для поставки значительного количества материала в бассейны осадконакопления. «Осадки всех частей океанов являются в конечном счете исключительно терригенными, включая многие осадки, первоначально определенные в качестве вулканогенных» [212].

3. Большое внимание должно быть уделено возможному взаимоотношению между глубоководными и шельфовыми отложениями. Ключевое значение при этом имеет тот факт, что продукция органического вещества, скорость седиментации и привнос элементов имеют очень высокие градиенты при пересечении континентального шельфа, а это сильно влияет на соответствующие параметры в более глубокой части океана. Климатические колебания вместе с эвстатическими изменениями уровня океана контролируют как глубоководную, так и шельфовую седиментацию. Высокое положение уровня моря вызывает задержку в переносе осадочного материала в пелагиаль [180]. С периодами низкого положения уровня моря тесно коррелируются эпохи повышения скорости седиментации глубоководных осадков (и наоборот) в течение последних 48 млн. лет [926]. Это представляется

логичным, однако остается открытым вопрос о том, существует ли причинно-следственная связь между колебаниями уровня моря и климатом, предполагаемая рядом авторов ([179] и [52], стр. 228).

В табл. 6-2 представлено большинство седиментологических индикаторов климата, обсуждавшихся выше. Хемогенные осадки сосредоточены между 40° южной и северной широты, а обломочные осадки доминируют в более высоких широтах. Сходная картина локализации хемогенных шельфовых отложений характерна для среднего девона (палеошироты определены палеомагнитным методом) и для ранней

Таблица 6-2

**Климатические критерии, основанные на осадочных образованиях — индикаторах климата [554]**

Климат	Осадки внутренних шельфов	Глубоководные осадки
Полярный	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ил, небольшое количество глинистых минералов</li> <li>2. Гравий, если содержится в близлежащем материковом леднике</li> <li>3. Кварцевые зерна с ледниковой структурой поверхности</li> <li>4. Некоторые разновидности хлорита в алевритовой и пелитовой фракциях</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Кварцевые зерна с ледниковой структурой поверхности</li> <li>2. Терригенные зерна в пелагических осадках, многочисленные; если присутствуют в близлежащем материковом леднике</li> <li>3. Некоторые разновидности хлорита в алевритовой и пелитовой фракциях</li> </ol>
Тропический дождливый	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ил, много глинистых минералов</li> <li>2. Каолинит, в большом количестве около устьевых частей малых рек</li> <li>3. Много кварца в гравии</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Каолинит</li> </ol>
Сухой	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Песок, присутствует также в средних широтах</li> <li>2. Кварцевые зерна с золотой структурой поверхности</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Древесный уголь, семена трав, пресноводные диатомеи, опаловые фитолиты и т. п. в пелагических осадках</li> <li>2. Кварцевые зерна с золотой структурой поверхности</li> </ol>
Промежуточный	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Песок, также присутствует в зоне перехода к сухому климату</li> </ol>	

перми (рис. 6-12). Брайденом было установлено ([92], стр. 442), что «резкая граница области распространения хемогенных осадков по  $40^\circ$  палеошироты представляет собой климатическую границу в системе хорошо выраженной климатической зональности, которую можно ожидать в эпохи существования шапок полярного льда, что

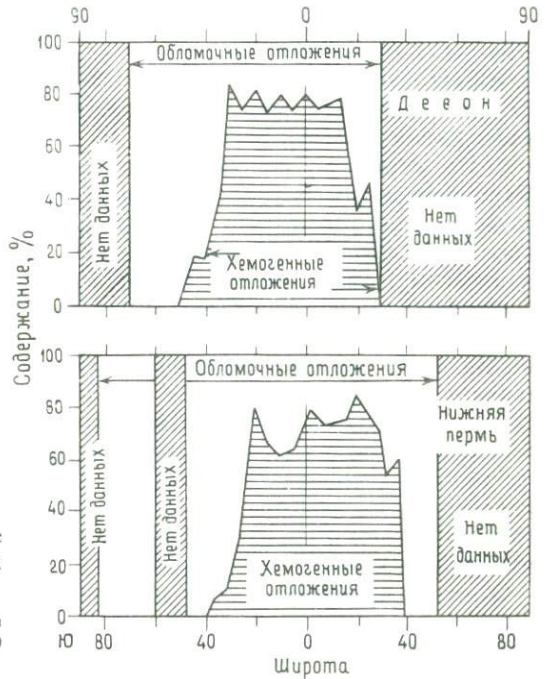


Рис. 6-12. Распространение хемогенных и нехемогенных отложений ([92], стр. 443).

Распространение литофаций в среднем девоне (вверху) и нижней перми (внизу) показано с учетом палеоширот.

наблюдалось в южном полушарии». В качестве выдающегося примера палеоклиматологического значения геологических данных Зиглер и Хансен с соавторами продемонстрировали изменение широтного положения континента, определенное по расположению литологических индикаторов климата [937]. Казахстан сместился из зоны холодного влажного климата на  $60^\circ$  ю.ш. (в позднем докембрии) последовательно через зоны теплых сухих субтропиков, жарких влажных тропиков в теплые сухие субтропики на  $30^\circ$  с.ш. в пермское время.

### Величина твердого стока

Скорость поставки осадков в океан зависит, вероятно, в первую очередь от региональной географии, а во вторую — от климата. Комбинации этих двух факторов определяют изменения количества осадков в геологической истории. В современную эпоху средняя

скорость эрозии должна быть равна средней скорости аккумуляции (или, нестрого выражаясь, седиментации). Ниже представлены данные как по эрозии, так и по седиментации. Тема о количестве поставляемого осадочного материала может быть рассмотрена в следующих аспектах: 1) влияние географических особенностей, 2) влияние климата и 3) геологической истории. Хотя в течение длительных промежутков времени большую роль играет скорость седиментации, в короткие промежутки времени превозмучивание уже осадившегося материала имеет гораздо большее значение для ежедневной и от прилива к приливу жизнедеятельности морских организмов и для формирования текстур осадков.

1. По количеству поставляемого осадочного материала различные географические регионы отличаются не меньше, чем различные континенты в целом. Примерно 80% взвешенного вещества выносится в океан из Азии, и по меньшей мере половина этого количества переносится реками, дренирующими Гималаи и лёссовые отложения на севере Центрального Китая [393]. Пять рек, несущих наибольшее количество взвешенного материала (Хуанхэ, Ганг, Брахмапутра, Янцзы, Инд), не являются самыми длинными (по длине они соответственно занимают 6, 40, 25, 5 и 21 место). Самая длинная река в мире (Нил) по количеству взвешенного в ней материала находится на шестнадцатом месте, а вторая по длине река (Амазонка) содержит еще меньше взвешенного материала. В историческом плане влияние локальных географических особенностей и характера взвешенного вещества на количество поставляемого осадочного материала не меньше, чем климата как такового.

Одним из наиболее интересных факторов, определяющих количество сносимого осадочного материала, является размер дренируемой области. У меньших по размеру бассейнов водосбора обычно более крутые склоны и меньшие по площади поймы, чем у больших бассейнов. В результате из небольших бассейнов водосбора в море поступает относительно больше осадочного материала. Кроме того, в больших бассейнах осадочный материал образуется преимущественно за счет химического, а не механического выветривания, так как частицы этого материала более длительное время остаются в пределах больших по размеру бассейнов. На это обстоятельство указывает тот факт, что десятикратное увеличение площади водосбора приводит только к двукратному увеличению количества поставляемого материала ([916], стр. 344).

Существует общее географическое соотношение между площадью водосбора, длиной речной сети [658] и количеством главных рек. На каждые  $10 \times 10^6$  км<sup>2</sup> суши приходится около  $30 \times 10^3$  км главных рек на влажных континентах и  $7 \times 10^3$  км — на сухих континентах (рис. 6-13). Если море покрывает 75% площади современной суши, то площадь оставшейся части составит около  $2,9 \times 10^7$  км<sup>2</sup>, что сравнимо с Азией, территория которой на треть больше, —  $3,7 \times$

$10^7$  км<sup>2</sup>. Если бы эта гипотетическая суша находилась во влажных условиях, то суммарная длина главных рек составила бы  $87 \times 10^3$  км, а в современной Азии —  $72 \times 10^3$  км (что находится между графиками для влажных и сухих континентов, но ближе к первым, см. рис. 6-13).

Можно установить и количество главных речных систем. В современную эпоху существует 60 главных речных систем. Можно

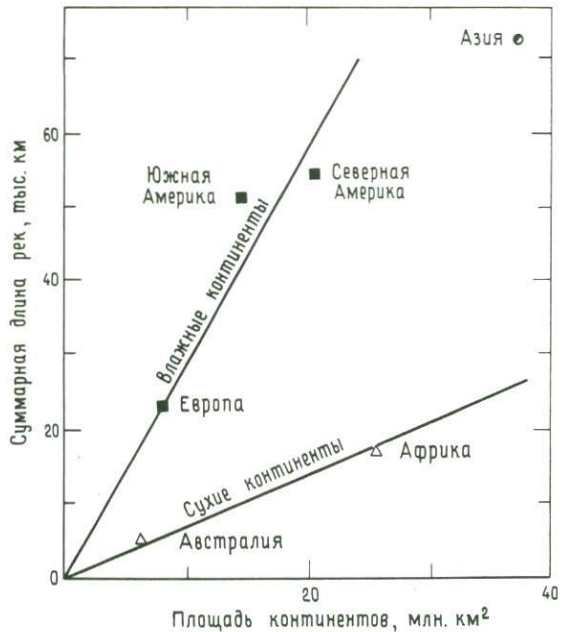


Рис. 6-13. Отношение суммарной длины рек к площади континента (Рабе, персональное сообщение, 1973).

Заметно различие между влажными и сухими континентами. Азия занимает промежуточное положение.

предположить, что на четверти площади современной суши будет находиться 15 систем; в Азии, площадь которой составляет примерно четверть площади суши, расположено 19 речных систем. Было показано [774], что отношение длины главной реки к общей длине данной речной сети изменяется в зависимости от площади водосбора: от 0,6 в бассейнах площадью  $1-10^3$  км<sup>2</sup> до 0,5 в бассейнах площадью примерно  $10^7$  км<sup>2</sup>. Таким образом, для данной палеогеографической ситуации можно предсказать длину главных рек и количество основных речных систем. Также можно предсказать расположение основных бассейнов седиментации, дельт и подводных каньонов [658]. Дельты классифицировались по тектоническому режиму [413, 18] и ведущему энергетическому процессу [312]; по климату тщательная классификация пока отсутствует.

Из 60 современных главных речных систем 20 впадают в Атлантический океан, 9 — в Тихий, 9 — в Индийский, и 7 — в Северный

Ледовитый океан. Оставшиеся речные системы распределены между Черным (4), Балтийским (3), Аральским (2), Каспийским (2), Средиземным морями (1) и Гудзоновым заливом (3).

Высокогорный рельеф тихоокеанской окраины Северной и Южной Америки является причиной того, что основные реки этих материков текут к противоположным побережьям. Доминирование Атлантики в качестве конечного бассейна стока сказалось на большом количестве поступающего в нее осадочного материала [619]. Средние скорости

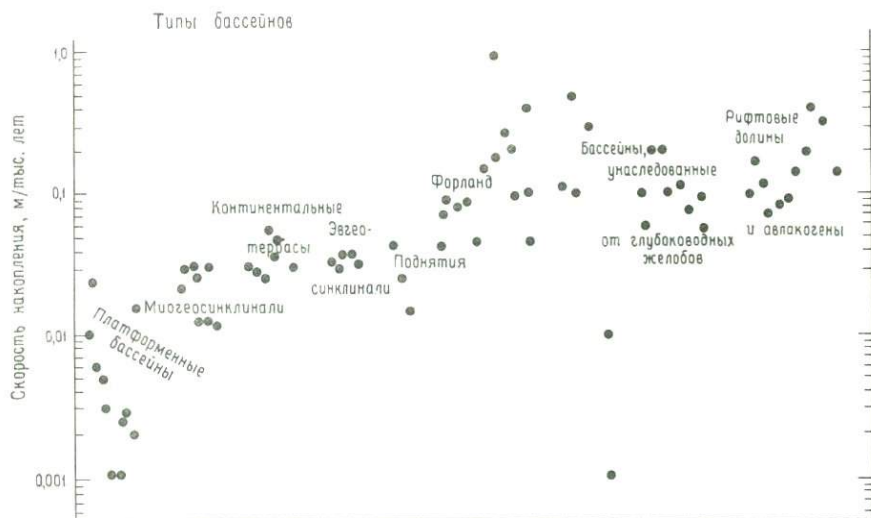


Рис. 6-14. Скорость накопления осадков в бассейнах различных типов ([747], стр. 723).

Заметьте, что скорости накопления в платформенных бассейнах значительно ниже, чем в любом другом типе бассейна.

седиментации в Атлантике в 2,5–4,0 раза выше, чем в Тихом океане. Это различие проявляется и во взвеси [249]. Как концентрация терригенной взвеси в поверхностных водах, так и накопление твердой фазы в осадках западных частей океана выше, чем в восточных. Однако концентрация органического вещества выше в областях апвеллингов в восточных частях океанов.

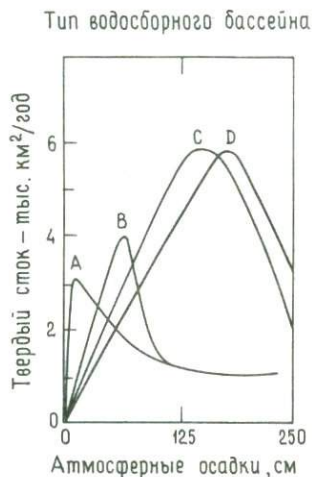
Для предсказания скорости аккумуляции в древних осадочных бассейнах большое значение имеет их тектоническая позиция [747], в частности отношение к открывающемуся или закрывающемуся океану. Скорость накопления осадков в платформенных бассейнах гораздо ниже, чем в любом другом типе бассейнов (рис. 6-14).

2. Климат региона влияет на объем стока и концентрацию осадочного материала в реках, следовательно, и на количество

поставляемого осадочного вещества. По температуре и количеству атмосферных осадков можно выделить шесть климатических режимов, из них три несезонных — ледниковый, пустынный и режим сельвы (круглогодичное доминирование тропических воздушных масс) — и три сезонных — средиземноморский (влажная зима, сухое лето), континентальный (теплое влажное лето и холодная влажная зима или холодная сухая зима) и тропический, с чередованием влажных и сухих сезонов (влажное лето, сухая зима).

Рис. 6-15. Соотношение твердого стока в четырех типах водосборных бассейнов и среднего ежегодного количества атмосферных осадков ([915], стр. 308).

Кривые А, В, С и D обсуждаются в тексте.



Количество смываемого осадочного материала в каждом из этих шести режимов, вероятно, очень различно. Однако хорошо обоснованные графики зависимости количества смываемого осадочного материала от количества атмосферных осадков известны только для одного климатического режима (континентального) и более или менее для двух других (средиземноморского и сезонного тропического) ([916], стр. 341). В континентальном климате максимальная величина твердого стока наблюдается при выпадении в среднем 70 см атмосферных осадков в год и уменьшается как при уменьшении, так и при увеличении этого параметра (пик В, рис. 6-15). Однако если рассматриваются данные по небольшим водосборам, расположенным в лёссовых областях, где отсутствуют сельскохозяйственные угодья, то максимальное количество смываемого осадочного материала соответствует выпадению в среднем 4 см осадков в год (пик А, рис. 6-15). Именно этот вариант, по-видимому, более точно отвечает скоростям сноса осадочного материала до появления человека. В обоих случаях сходный вид графика объясняется тем, что сначала возрастающее количество атмосферных осадков вызывает увеличение смыва, однако после точки перегиба кривой возрастающее количество ат-

мосферных осадков стимулирует развитие травы и лесов, которые стабилизируют почву, уменьшая смыв (это явление известно как закон Лангбейна — Шумма).

В средиземноморском климате максимальный смыв осуществляется при выпадении в среднем 130—165 см осадков в год (пик *C*, рис. 6-15). Возможно, интенсивный смыв в климатическом режиме Средиземноморья вызван совпадением влажного сезона с отсутствием развития растительности (зимние условия), что уменьшает возможность стабилизации почвы. В сезонном тропическом режиме максимальный смыв приходится в среднем на 180—190 см осадков в год (пик *D*, рис. 6-15).

Для несезонных климатов данных мало. Вероятно, в условиях круглогодичных дождей (тропические леса) (стр. 199) или полного отсутствия дождей (пустыни или ледниковый режим) происходит относительно слабая эрозия. В общем «скорость флювиальной эрозии намного выше в областях с четко сезонным климатом, чем в областях с несезонными климатами» ([916], стр. 342). В тропиках доля продуктов химического выветривания возрастает и составляет примерно две трети величины твердого стока, независимо от состава выветриваемых силикатных пород (от 0 до 200 см среднего ежегодного стока) [225].

В эпохи широкого распространения эпиконтинентальных морей приморские климаты, вероятно, были развиты гораздо шире, чем сейчас. Современные окраинные моря увеличивают континентальность климата. Различие между континентальным и приморским климатами хорошо выражается разницей летних и зимних температур на восточном побережье Северной Америки ( $\approx 5-10^\circ\text{C}$ , континентальный климат) и на западном ( $\approx 1-3^\circ\text{C}$ , приморский климат) [282]. Даже крупные области орошаемых территорий могут оказывать влияние на климат через круговорот воды, хотя и в гораздо меньшей степени, чем эпиконтинентальные моря ([804]; оспаривается Фаулером и Хелви [298]).

Общее дренирование региона также является функцией климата. Как было показано на рис. 6-13, на сухих континентах (Африка и Австралия) общая длина рек значительно меньше, чем на влажных, и это отражается на общей величине водного стока [315]. В целом сумма площадей зон семиаридного, аридного и экстрааридного климатов составляет 83% от площади Австралии, 64% от площади Африки, 39% от площади Азии, 17% от площади Южной Америки, 16% от площади Северной Америки и 1% от площади Европы [562]. Скорость химической денудации влажных континентов в общем не зависит от средней их высоты, однако скорость механической денудации увеличивается с ростом среднего превышения (рис. 6-16), возможно, экспоненциально. В среднем для всех областей суши скорость механической эрозии превышает скорость химической эрозии примерно в 6 раз ([398], стр. 145).

Морская абразия сконцентрирована на клифовых берегах. Ежегодная продукция взвешенного вещества за счет абразии клифов составляет порядка  $10^6$  т по сравнению с  $10^9$  т, поставляемыми реками (75% твердых веществ и 25% в растворенном состоянии), и чуть больше  $10^7$  т золотого материала из больших пустынь [249]. Средняя скорость эрозии на Земле близка к  $1 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$  ([398], стр. 144),



Рис. 6-16.

Химическая денудация не зависит от средней высоты континентов, в то время как механическая денудация в общем возрастает с увеличением высоты. Для Африки характерны чрезмерно низкие значения обоих типов денудации, хотя этот континент обладает чрезмерно большой высотой (рис. 1-5) ([315], стр. 122).

однако существуют значительные ее вариации в различных регионах [563]. Например, на вулканических островах скорость эрозии достигает  $40 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$  [871].

Было установлено, что для формирования подводных каньонов наиболее важное значение имеет величина твердого стока с континентов [408], при этом существенную роль играет климат.

Зоны высоких скоростей современной седиментации (от 30 до  $100 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ ) значительно шире в гумидных областях, чем в аридных, и концентрация подводных «каньонов» наибольшая именно в этих местах.

3. Существуют предположения, что в докембрии скорости эрозии были: а) гораздо ниже, чем сейчас, б) примерно такими же или в) гораздо выше.

а. Точка зрения о низких скоростях эрозии в докембрии базировалась на предположении, что Земля была гораздо холоднее, не покрыта растительным покровом (выделявшим органические кислоты)

и содержала *меньшее* количество  $\text{CO}_2$  в атмосфере, чем сейчас [210]. Однако, по современным оценкам, докембрий считается более теплой эпохой, а  $\text{CO}_2$ , вероятно, был главным компонентом атмосферы (стр. 175).

б. Большинство авторов полагают, что скорости эрозии в течение геологической истории практически не менялись. Для того чтобы проверить это предположение, измерили скорость химического выветривания в ряде районов Исландии, лишенных покрова из высших растений. Скорость химического выветривания оказалась в 2–3 раза ниже, чем в районах с растительным покровом. Однако «требуется давление  $\text{CO}_2$ , превышающее современное не более чем в 5 раз, для того чтобы получить современные средние скорости выветривания в сравнимых климатических и географических условиях до начала развития высших наземных растений» ([126], стр. 392). Поддерживая идею о сходной интенсивности химического выветривания в докембрии и в сравнительно недавние геологические эпохи, Холланд ([395], стр. 648) отметил, что минеральный и химический состав глинистых сланцев, возраст которых 3,4–3,2 млрд. лет, «практически не отличается» от состава глинистых сланцев возрастом 0,5 млрд. лет. Кроме того, на протяжении 3,3 млрд. лет отношение неорганического углерода к органическому в известняках остается на постоянном уровне [720]. Холландом было установлено [397], что если в докембрии скорость эрозии была бы выше из-за значительно более высокого содержания  $\text{CO}_2$ , то концентрации Mg и Ca, связывающих углекислый газ, были бы гораздо выше, а  $\delta^{13}\text{C}$  известняков изменялось бы со временем, отражая изменения в источниках углерода. Однако не наблюдаются ни соответствующие колебания  $\delta^{13}\text{C}$ , ни требуемые уменьшения концентраций Ca и Mg, что предполагает отсутствие изменения скорости эрозии во времени.

Но если скорость эрозии в докембрии была приблизительно такой же, как и сейчас, то отсутствие наземной растительности до девона могло иметь (по крайней мере) два последствия. Во-первых, в отсутствие растительности не формируются почвы, поэтому эрозия должна была воздействовать непосредственно на коренные породы. Лепп и Голдич [493] считают, что «в докембрии процесс выветривания, сходный с латеритизацией, сохранял в реголите алюминий, титан и фосфор, однако в отличие от современной латеритизации поставлял в грунтовые воды железо, кремнезем, щелочные земли и щелочи». Эти породы могли частично подвергаться химической эрозии за счет грибов (которые известны уже в докембрии), воздействовавших на базиты и метаморфиты. В лабораторных экспериментах воздействие грибов на горные породы «заметно увеличило содержание Si, Al, Fe и Mg в растворе по сравнению с контрольными растворами» [780]. Лишайники также осуществляют заметную химическую деградацию базальтов [415]. Эти факты подтверждают точку зрения о том, что развитие наземной растительности в среднем палеозое

не слишком изменило скорость эрозии. Холланд ([398], стр. 51), напротив, делает акцент на том, что разлагающееся органическое вещество увеличивает давление  $\text{CO}_2$  в почве в 10–100 раз по сравнению с давлением в атмосфере. Если бы не было этого органического вещества и более высокого давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере, то химическая эрозия была бы гораздо слабее, чем сейчас.

Во-вторых, главным фактором, определенно отличающимся от современных значений, является более высокий смыв в додевонском времени, обусловленный отсутствием такого связующего агента, как почва. Возможно, именно этим объясняется отсутствие отчетливо выраженных береговых линий в толще типично приливно-отливных и лагунных отложений («глубина никогда не превышала 8–10 м») мощностью 2000 м, слагающих кварцито-карбонатный верхний докембрий центральной Индии [783]. Влияние приливов на перераспределение осадков на обширных площадях, уничтожавших хорошо выраженные пляжи, могло быть правилом, а не исключением перед появлением наземной растительности (см. на стр. 92 обзор по области Сундарбан, возможному современному аналогу). Вероятно, ранее смыв осадочного материала был линейно связан с количеством атмосферных осадков в значительно более широком интервале величин, чем сейчас. Возможно, в качестве наиболее заметного эффекта половодий разветвленных рек следует предполагать эпизоды циклической седиментации [746].

В отсутствие наземной растительности ветры также могли быть более активным агентом эрозии и переноса осадочного материала. Доказательством этого является широкое развитие в верхнем докембрии кварцевых и полевошпатовых песчаников с окатанными зёрнами [129].

в. До широкого принятия концепции осадочных круговоротов доминировавшая точка зрения на скорость поставки осадочного материала заключалась в том, что «если о скоростях осаждения в прошлом судить по видимой максимальной мощности отложений в единицу времени для каждого возрастного периода, то не возникает сомнения в том, что скорость седиментации экспоненциально увеличивалась во времени» [601]. Скорости накопления третичных отложений настолько превосходят мезозойские, а мезозойские — палеозойские и т. д., что историческая, нестационарная точка зрения не могла не признать увеличение скорости эрозии во времени. Скорость эрозии часто интерпретируется и с точки зрения увеличения континентальности (что обсуждалось в гл. 1). Однако, поскольку отсутствуют четко выраженные эволюционные тренды в континентальности, от принятия предположения об увеличении эрозии следует отказаться.

Как показано на рис. 6-17, скорости накопления мелководных осадков выражаются двумя похожими графиками: одним — для интервала времени с позднего докембрия по девон, другим — с карбона по настоящее время. Эти графики означают, что до карбона ско-

рости денудации были в среднем в четыре раза выше, чем впоследствии [349]. Возможно, это уменьшение скорости денудации обусловлено бурным развитием растительности начиная с позднего девона. Альтернативное объяснение состоит в том, что такое несоответствие в объемах осадков может определяться гораздо меньшей возможностью разрушения более древних отложений, вероятно, из-за начала новых крупных тектонических циклов эрозии и отложения [316]. Видимо, в континентальных областях «естественные» (до появления человека)

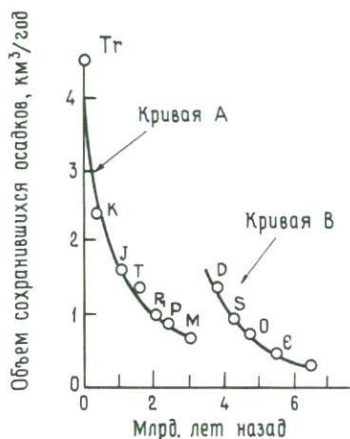


Рис. 6-17. Сохранность осадков как функция их возраста ([350], стр. 274).

Кружки и буквы — обозначения геологических периодов. Объем сохранившихся осадков каждой геологической системы выражен в км³/год (имеется в виду продолжительность геологического периода). Для кривой А  $s = 2.1 (e^{-2.0t} + e^{-0.37t})$ . Для кривой В  $s = 1.4 (e^{1.7(t-3)} + e^{-0.44(t-3)})$ . Заметьте, что степень уничтожения осадков для пяти самых ранних периодов (от позднего докембрия до девона) отличается от более поздних данных и указывает, возможно, на два основных цикла денудации континентов в фанерозое.

скорости эрозии и седиментации не изменялись с карбона по настоящее время.

Скорости седиментации в относительно глубоководных частях океанов в палеоцене и с позднего эоцена по ранний миоцен составляли всего 10–25% от известных современных значений [183, 212]. Очевидно, часть этого дефицита может быть обусловлена естественными вариациями около некоторой средней величины. Пока, однако, нельзя дать исчерпывающего объяснения этим пертурбациям скорости седиментации в 4–5 раз. Частично они скорее обусловлены тем фактом, что на значительную часть времени формирования глубоководных отложений приходятся периоды неосаждения (возможно, вызванного эрозией), чем просто очень низкой скоростью непрерывного осаждения. В Южной Атлантике треть продолжительности геологической летописи приходится на перерывы в седиментации [848]. Обилие перерывов серьезно влияет на расшифровку климатических колебаний продолжительностью  $10^3$  или  $10^4$  лет, если происходило вертикальное перемешивание фауны, отложение пелловых прослоев и т. п. Вероятно, не удастся различить климатические события на обширных участках Тихого и Индийского океанов, поскольку скорости седиментации составляют менее 1 см/ $10^3$  лет, а в Северной Атлантике, где скорости седимен-

тации превышают  $3 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ , они хорошо выделяются ([702], стр. 119).

По-видимому, деятельность человека привела к увеличению скорости денудации в 2–3 раза, в основном за счет превращения залесенных участков суши в безлесные и затем в урбанистические [556, 561]. С территории смежных 48 штатов в США ежегодно реками выносятся 4 млрд. т осадков, из них 3 млрд. т — с сельскохозяйственных угодий; еще 1 млрд. т осадков теряется с сельскохозяйственных угодий за счет ветровой эрозии ([648], стр. 150).

Подводя итоги, следует отметить, что нет твердых доказательств ни заметно более низких, ни заметно более высоких скоростей денудации в течение геологической истории, однако все свидетельствует о том, что скорости могли быть значительно выше в докаменноугольное время, до начала эволюции наземных растений. Это особенно справедливо потому, что механическая эрозия гораздо эффективнее химической. В современную эпоху скорости седиментации глубоководных красных глин и кремнистых илов составляют несколько  $\text{мм}/10^3 \text{ лет}$  ( $\text{м}/\text{млн. лет}$ ), достигая максимума в тропической Атлантике (обобщено Бергером [52], [34]). Считается, что с такой же скоростью осаждались ордовикские и силурийские граптолитовые сланцы предположительно глубоководного происхождения [135]. В прибрежных бассейнах, типа расположенных мористее Южной Калифорнии, или в дельтах скорости седиментации достигают нескольких  $\text{м}/10^3 \text{ лет}$  (= сотни  $\text{м}/\text{млн. лет}$ ). Скорости седиментации шельфовых отложений или глубоководных карбонатных илов имеют значения, промежуточные между приведенными выше экстремальными цифрами. В течение одного периода времени в разных районах накапливается чрезвычайно различное количество осадков. В шельфовых районах более низкие скорости седиментации присущи трансгрессивным эпохам (как и в настоящее время), более высокие — регрессивным. В качестве средней абсолютной массы осадочного материала, накапливающегося на континентах и шельфах, Барт предложил величину  $3 \text{ кг}/\text{см}^2 \cdot \text{млн. лет}$  [39]. Для современной площади суши вычислено, что это означает эрозию 150 км в течение 4 млрд. лет. Поскольку вполне очевидно, что эрозия такого масштаба никогда не происходила, то это «просто означает, что осуществляется интенсивный круговорот вещества» [39].

## Штормы

Почему следует рассматривать редкие события, такие, как ураганы, грандиозные наводнения и другие «ненормальные» происшествия, которые случаются раз в год, в десятилетие или столетие? Дело в том, что эти необычные события скорее, чем гораздо менее энергоемкие ежедневные события, могут определить конечный облик осадков [924, 27]. Например, свыше 90% ежегодного твердого стока Миссисипи переносится в течение менее 10% времени. Основные накопления

глины и алеврита в осадках Мексиканского залива, вероятно, являются результатом чрезвычайно редко осуществляющихся условий. Другой пример. В течение одной недели после того, как прошел ураган Агнес (1972 г.), из реки Саскуэханна в Чесапикский залив поступило больше осадочного материала, чем за несколько последних десятилетий [745]. Важность этих редких ураганов заключается в том, что твердый сток зависит как от речного стока, так и от концентрации взвеси [559], а одновременное повышение *обоих* параметров происходит редко. В качестве биологического примера отметим, что 85 % ежегодной биомассы диатомей в районе побережья Южной Калифорнии

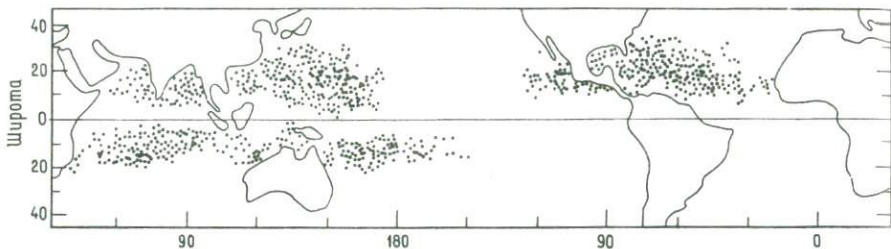


Рис. 6-18. Районы, где впервые обнаружены нарушения атмосферной циркуляции, превратившиеся затем в тропические штормы ([343], стр. 670).

Тропические штормы определяются как циклонически вращающиеся системы ветров с теплым ядром, в которых скорость непрерывных ветров составляет 64 км/ч или больше. В это определение включены также ураганы, тайфуны и циклоны южного полушария. Видно, что тропические штормы не возникают на юго-западе Атлантики и на севере центральной части Тихого океана. Данные основаны на наблюдениях продолжительностью от 20 до 70 лет в зависимости от района.

создается в течение трех основных цветений, совпадающих с апвеллингами [834]. Так кратковременные флуктуации климата контролируют основную массу осадочного материала.

Географическое расположение и время проявления сильных бурь неслучайны. Для тропических штормов как распределение в пространстве (рис. 6-18), так и суммирование участков их зарождения по широте (рис. 6-19) указывают на главную роль зоны между 10 и 20° широты. Эти широтные зоны соответствуют обращенным к полюсам сторонам экваториального штилевого трога и могут проявляться то севернее, то южнее экватора в зависимости от сезона (рис. 6-20).

Ураганы мигрируют от места своего зарождения, и основной эффект их воздействия также ограничен широтными поясами (рис. 6-21). Между 1900 и 1963 гг. 86 % ураганов в Северной Атлантике произошли между 15 и 40° с.ш. (в среднем на 28° с.ш.). Сходным образом 84 % тайфунов в северо-западной части Тихого океана произошли между 10 и 35° с.ш. (в среднем на 23° с.ш.).

Считается, что лунные приливы увеличивают уже известные метеорологические нарушения в атмосфере (рис. 6-22). Существуют данные по времени развития 1013 ураганов и тайфунов и 2481 тропического шторма в обоих полушариях за последние 78 лет. Новолуния (и менее четко полнолуния) коррелируют с наибольшим количеством штормов по сравнению с другими фазами лунного цикла. В это же время выпадает максимальное количество атмосферных осадков.

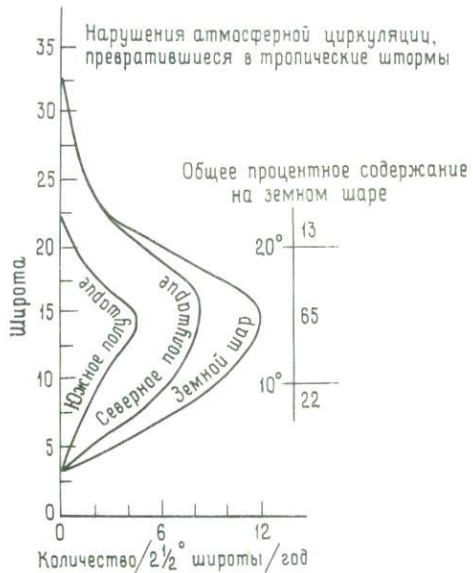


Рис. 6-19. Широты, на которых были впервые обнаружены нарушения атмосферной циркуляции, превратившиеся затем в тропические штормы ([343], стр. 672).

Насколько часто происходят штормы и ураганы? В Северной Атлантике ураганы возникают раз в год в полосе их наибольшей встречаемости (между 25 и 30° с. ш.). На северо-западе Тихого океана тайфуны происходят 4–5 раз в год в полосе их наибольшей встречаемости (между 20 и 25° с. ш.). В течение последних 30 лет увеличилась продолжительность и частота штормов, генерирующих высокие волны (а также продолжительность зимних сезонов штормов) [368]. Болл, Шинн и Штокман [29] описали последствия урагана Донна (1960 г.) в южной Флориде и установили, что подобные штормы происходят в среднем 16 раз в столетие, что соответствует 500 000 раз в течение последних 3 млн. лет. В пределах группы явлений, называемых штормами, самые разрушительные из них могут иметь неизмеримо большее значение, чем относительно умеренные [787].

Приливные течения, усиливаемые штормовыми волнами, могут перемещать осадочный материал с такими скоростями и на такие глубины, которые намного превышают обычные условия [770]. На

глубине 6 м у побережья Мексиканского залива скорость движения воды над осадками составляет обычно около 10 см/с, но во время урагана Камилла (15–17 августа 1969 г.) эта скорость достигала 160 см/с [597]. Для шельфа юго-западной Англии была рассчитана

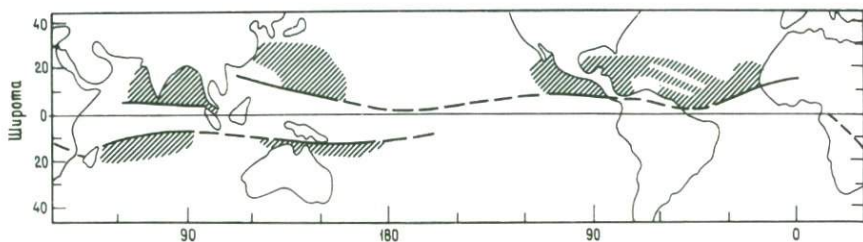


Рис. 6-20.

Заштрихованы области сильного ветрового давления (между 200 и 800 мбар, давление  $\pm 10$  кт или меньше), которые находятся на обращенных к полюсам сторонах депрессии экваториального трога в августе в северном полушарии и в январе — в южном. Заметно хорошее соответствие заштрихованных областей и областей развития тропических штормов (рис. 6-18), за исключением Северной Атлантики, где штормы приурочены к району, обозначенному пунктирными линиями (а интенсивные нарушения атмосферной циркуляции зарождаются восточнее) ([343], стр. 681).

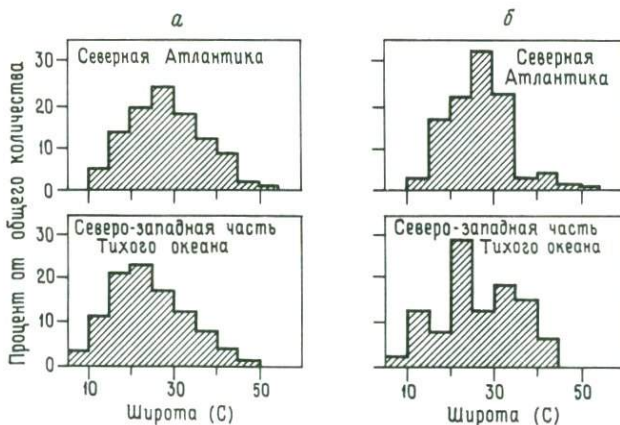


Рис. 6-21.

а. Распространение тропических циклонов (ураганов и тайфунов) по широте в Северной Атлантике (период 1900–1963 гг.) и северо-западной части Тихого океана (период 1958–1962 гг.). б. Широты, на которых тропические циклоны пересекают основные массивы суши в Северной Атлантике (период 1900–1963 гг.) и северо-западной части Тихого океана (период 1958–1962 гг.) ([370], стр. 5).

продолжительность интервалов времени (в течение года), когда скорости перемещения взвешенных частиц превышают определенные значения (рис. 6-23). Значения, которые встречаются в течение только 1% времени на глубине 90 м, на глубине 30 м встречаются уже

на протяжении 40% времени. Сходные расчеты были сделаны и для побережья южного Техаса. Воздействие редких высокоскоростных течений возрастает на шельфах, прорезанных каньонами, которые канализируют течения за счет отражения волн стенками. Возвратно-поступательные движения воды, очевидно обусловленные приливами, сформировали знаки ряби и другие следы перемещения песка до глубины 200 м у побережья Англии [271] и Орегона [472].

Вне связи с приливами штормовые ветры и сами по себе имеют важное значение для переноса осадочного материала водой. Основываясь на углах наклона слоев в песчаниках древних островов,

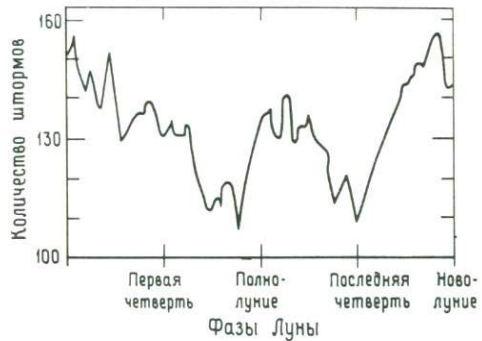


Рис. 6-22. Соотношение между количеством штормов (всего 1013) и фазами Луны ([125], стр. 459).

Кривая сглаженная и усредненная.

Дотт [213] установил, что в одном из районов кембрийского моря на расстоянии 500 м от берега глубина составляла около 50 м. Кварцитовые обломки в песчаниках, расположенных ближе к островам, указывают на штормы ураганной силы с бурунами «высотой по меньшей мере 7–8 м». Даже в отсутствие экстремальных условий урагана ветровой эффект может быть существенным. Доказано существование на глубине от 3 до 10 м волн длиной 60 м с периодом 10 с ([452], стр. 13). Очевидно, они не соответствуют условиям «низких энергий» вблизи берега, создаваемым в обычной модели эпиконтинентального моря (гл. 2).

К наиболее геологически значительным результатам сильных штормов приводят штормовые волны на мелководье. При этом уровень воды может быть на несколько метров выше, чем во время нормальных высоких приливов [700]. Раз в столетие могут возникать волны, высота которых в три раза превышает среднюю за пять лет высоту волны (рис. 6-24). Воздействие штормовой волны урагана Карла (1961 г.) на внутреннюю неритическую зону Хейс [370] описал следующим образом: «По мере движения шторма в сторону суши разнообразный донный материал (обломки пород, макробентос, коралловые блоки и т. п.) переносился с глубин, достигавших 15–24 м, на пляж и перекрывал комплекс отложений барьерного острова и равнин, созданных ветровым нагоном. После того как шторм

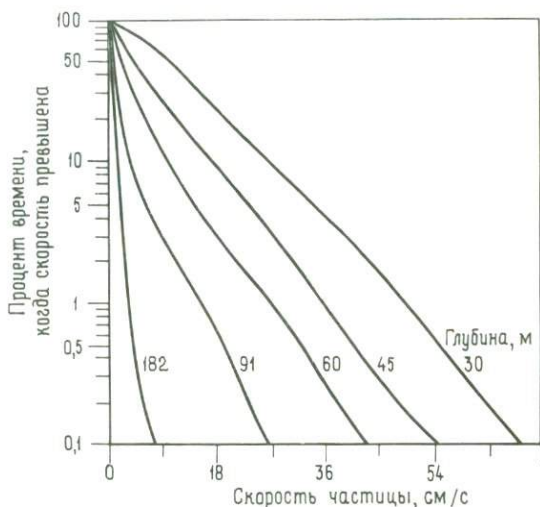


Рис. 6-23. Скорость частицы около Севенстоунза, мористее юго-западного побережья Англии ([219], стр. 137).

Скорость частицы — это наивысшая мгновенная скорость в слое морской воды, которую достигла частица при прохождении каждой волны, равной по высоте значению средней высоты трети самых высоких волн из общего их количества в это время. Процентное значение времени, в течение которого скорость частицы превышает любую данную скорость, показано для глубин 30, 45, 60, 91 и 182 м. Например, около Севенстоунза на глубине 60 м скорость частицы 27 см/с будет превышена в течение 1% времени, или в течение 3–4 дней в году.

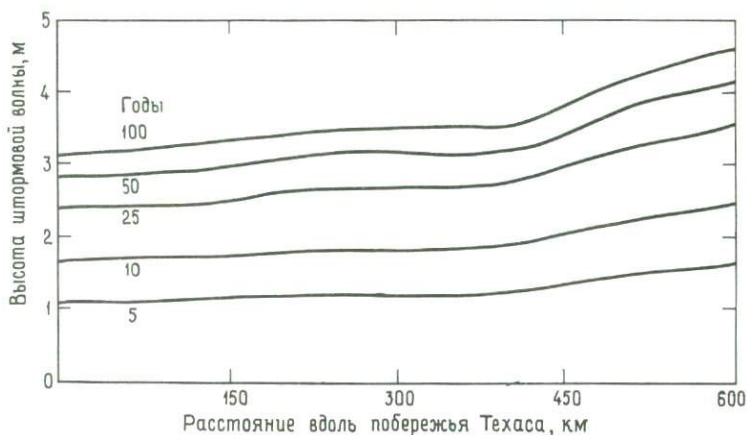


Рис. 6-24. Высота штормовой волны вдоль техасского побережья Мексиканского залива, которую можно ожидать каждые 5, 10, 25, 50 и 100 лет ([72], стр. 22).

Разрез охватывает Порт-Изабел, остров Мустанг, Порт-О'Коннор, Фрипорт, Галвестон и Сабину.

ушел в глубь суши и штормовая волна стала откатываться, сильные течения образовали многочисленные «каналы урагана», прорезавшие барьерный остров во время штормового наводнения. Эти течения, превратившиеся в основном в плотностные потоки, отложили прослой «чистого» песка мощностью 1–3 см, который перекрывал ранее образовавшийся однородный глинистый ил на глубинах 15–18 м, а также залегающий ближе к берегу пласт с градационной текстурой, или турбидит (до 9,0 см мощностью), состоящий из тонкого песка, алеврита и глины». Еще ближе к берегу, в комплексе барьерного острова, фаунистические комплексы были сильно перемешаны, и на поверхности осталась «мостовая» из самых тяжелых раковин. Другой важной особенностью штормов является возрастание концентрации терригенной взвеси над внутренним шельфом [560].

Для выявления деятельности штормов в геологической истории можно использовать несколько критериев общего характера. В основном штормы переотлагают материал, так что эродированные и перенесенные высокоскоростными течениями осадки перемежаются с фоновым материалом, принесенным низкоскоростными течениями. Приведем семь примеров. 1) Крупные обломки пород или грубозернистые пески переносятся в районы с доминирующими нормальными тонкими осадками. Таков гравий, оставшийся на поверхности почвы островков атолла Джалуит в группе Маршалловых островов после тайфуна Офелия 7 января 1958 г. [70, 548]. 2) Большие волны грубозернистого материала встречены в районах, где нормальная приливо-отливная деятельность редуцирована. Примерами являются районы побережья Северной Каролины на глубине 30–50 м [520], Плимута (Англия) на глубине около 50 м и Орегона на глубине 200 м [472]. 3) Остатки морской фауны перемежаются с наземными или солоноватоводными формами, причем почти все раковины сломаны. 4) Необычно большое количество тонкого материала смыывается с приливных равнин в море и отлагается на песках. Возникающая при этом слоистость сильно напоминает полосчатую, «флазерную» слоистость (или идентичную ей?) (см. стр. 89). Мак-Кейв [542] показал, что при нормальных условиях отливами не переносится достаточное количество тонкого осадочного материала, чтобы образовать наблюдаемое количество глины в отложениях с флазерной слоистостью. Кроме того, времени между приливом и отливом недостаточно для отложения уже имеющегося в воде тонкого материала. Поэтому Мак-Кейв предположил, что большие количества тонких осадков могут накопиться только во время наводнений, сопровождающих штормы, и что флазерная слоистость указывает, во-первых, на штормовые условия, а во-вторых, на отложение в межприливной обстановке. 5) Необычайно большое количество песка выносятся в море и отлагается на глинистых и алевритовых илах. В осадках Балтийского моря такие тонкие песчаные слои были названы «ритмитами» [680]. 6) Заприливные равнины по определению расположены

слишком высоко, чтобы размываться приливами, однако растительность и континентальная фауна здесь не развиты, вероятно, из-за того, что жизнь убивается соленой водой во время штормов. Такие области не обладают способностью самовосстановления без дополнительных штормов. Следовательно, осадки в этой зоне отлагаются лишь в штормовых условиях, как было с ураганом Донна в районе барьерного острова Флориды 9–10 сентября 1960 г. [29], или в муссонных условиях. 7) Эрозионный базальный контакт, перекрытый грубым обломочным материалом (галькой или ракушняком) [932].

Хотя штормы переносят большое количество осадочного материала, конечный результат их проявления может оказаться незначительным, если все быстро возвращается к «нормальным» условиям. В Новой Англии ураган 1938 г. эродировал в течение 3–4 ч от 6 до 12 м на многих клифах, и этот результат не может быть компенсирован. Однако каналы, прорезанные в дне заплывевых лагун штормами, могут «засориться» и заполниться со временем. Пляжевые валы, образующиеся во время штормов, разрушаются, и галька уносится [71]. Огромные объемы отложений намывных дельт, созданные штормами (например, ураганом Белла, 1976 г.), часто переносятся обратно на пляж уже шесть месяцев спустя [280]. Если говорить о подводных областях, то штормовые знаки ряби на дне глубоководных участков могут модифицироваться, даже если они не находятся в равновесии с местным гидрологическим режимом. Наконец, тонкие осадки, снесенные штормами с приливных равнин, не возвращаются на прежнее место, хотя большое количество этого материала перехватывается и возвращается в эстуарии [557, 558, 610].

Древние отложения, образовавшиеся, как полагают, в штормовых условиях, известны в докембрии [391] и в каждом геологическом периоде фанерозоя. Поскольку штормы концентрируются в периоды новолуния и полнолуния, то следует предполагать большую частоту встречаемости сильных штормов и большую силу приливов в более древние геологические эпохи. В докембрии силы приливов и штормы могли быть большими, однако в фанерозое, по-видимому, штормовые отложения не были более распространенными, чем сейчас.

## Краткое содержание

Цель настоящей главы заключалась в том, чтобы обратить внимание на три климатологически важных аспекта палеоокеанологии.

1. Из-за широтной зональности распределения количества атмосферных осадков, температуры и биологической продуктивности наблюдается примерно широтное распространение ряда типов осадков и некоторых их компонентов как в шельфовых, так и в глубоководных областях (глинистых илов, песков, гравия, тиллитов, эвапоритов, доломитов, фосфоритов, карбонатов, золотого кварца и глинистых минералов). Была предпринята попытка увязать седиментацию на шельфах и в глубо-

ководных областях. При этом периоды высокого стояния уровня моря соответствуют низким скоростям седиментации пелагических осадков<sup>1</sup> (и наоборот). В палеоклиматических реконструкциях, возможно, наиболее важным является идентификация тропической гумидной зоны и окаймляющих ее субтропических аридных зон.

2. В течение геологического времени, очевидно, существовали большие региональные различия в поставке осадочного материала, которые лишь частично были обусловлены количеством атмосферных осадков и температурой. Общую величину речного стока и скорость механической денудации можно предсказать, исходя из климатического режима и рельефа. Наибольший твердый сток нельзя предсказать, принимая во внимание только климатические данные. В современную эпоху самое большое количество осадочного материала поступает из районов, где на огромной площади развиты плейстоценовые лёссовые отложения и имеются очень большие превышения. Знаний об одном только климате достаточно для того, чтобы предсказать длину главных рек и количество основных речных систем в мировом масштабе. Современные режимы выветривания существуют, возможно, около 3 млрд. лет.

3. Штормы имеют огромное геологическое значение, поскольку переносят колоссальное количество осадочного материала в кратчайшие промежутки времени.

---

<sup>1</sup> Этот вывод автора является дискуссионным. — *Прим. перев.*

## Глава 7

# БИОЛОГИЯ

---

Биогеография не может ограничиваться только описанием распространения живых форм, их классификацией по регионам и исследованием экологических причин распределения. Она должна также быть исторической наукой.

*С. Экман, 1953*

В палеоокеанологических исследованиях биология (как мы видели это в предыдущих главах) имеет важное значение: с точки зрения участия фитопланктона в круговоротах элементов (например, диатомеи); как индикатор приливов (например, сине-зеленые водоросли в строматолитах); как маркер океанских течений (например, фораминиферы); как индикатор батиметрии, солености, температуры и климата (каждый вид обитает в присущем ему диапазоне условий). Короче говоря, данные по биологии уже вошли в состав каждой из предыдущих глав. В этой главе будут рассмотрены три основные темы: продуктивность, картина таксономических изменений и биогеография.

### Продуктивность

Я рассмотрю два способа, с помощью которых можно оценить продуктивность в течение геологического времени: 1) сравнение содержаний углерода в глинистых сланцах и 2) исследование величин  $\delta^{13}\text{C}$ . В обоих случаях сделан вывод о том, что продукция органического углерода изменилась примерно в два раза на протяжении от 10 до 100 млн. лет. Кроме того, с 3,3 млрд. лет назад по настоящее время общая продукция органического углерода в единицу времени увеличилась примерно в 10 раз.

1. О продукции органического углерода в течение геологического времени можно судить по ее связи с количеством органического углерода, захороненного в осадках (Гаррелс, персональное сообщение, 1975). Основное выражение для расчета выглядит следующим образом: общее количество продуцированного  $C_{\text{орг}}$  (в  $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$ ), помноженное на отношение (в %) захороненного  $C_{\text{орг}}$  к продуцированному, должно быть равно количеству  $C_{\text{орг}}$  (в  $\text{г}/\text{см}^3$  осадка), помноженному на скорость седиментации (в  $\text{см}/\text{год}$ ), минус диагенетическая потеря  $C_{\text{орг}}$ .

Для того чтобы применить этот метод определения продукции органического углерода, требуется, чтобы скорости седиментации и потери за счет окисления и диагенеза были бы примерно одинаковыми у сравниваемых отложений, а другие систематические отклонения отсутствовали бы. При этом необходимо сравнивать разновозрастные отложения, принадлежащие к одному литологическому типу.

Таблица 7-1

Расчет процента захороненного органического углерода в современную эпоху в различных фашиальных условиях. Числа в третьей колонке возрастут, если учесть среднюю плотность осадка ( $\approx 2,7$ ), и уменьшатся, если учесть конечную пористость ( $\approx 1 - 0,5$ ), что даст примерно те же значения, что и для первичной фракции осадков

Фашиальные условия	Продукция органического углерода (биопродукция) <sup>а</sup> , г/см <sup>2</sup> -год	Часть органического углерода в осадках, г/см <sup>3</sup>	Скорость седиментации <sup>б</sup> , см/год	Расчитанный процент захороненного органического углерода
Дельты, эстуарии, лагуны	0,0194 <sup>в</sup>	1,3 <sup>г</sup>	0,100	6,7
Шельф	0,0194	0,12 <sup>г</sup>	0,002	0,012
Континентальный склон	0,0183 <sup>д</sup>	0,7 <sup>г</sup>	0,030	1,12
Абиссальная равнина	0,0033	0,3 <sup>е</sup>	0,003	0,27

<sup>а</sup> По Эмери и Учупи ([251], стр. 305–306).

<sup>б</sup> По Эмери и Учупи ([251], стр. 417–418).

<sup>в</sup> Принято то же значение, что и для шельфа.

<sup>г</sup> По Эмери и Учупи ([251], табл. 18, стр. 384).

<sup>д</sup> Принято, что 80% *S<sub>org</sub>* поступает в процессе фотосинтеза на шельфе и далее путем оползней и проч., а 20% — непосредственный вклад за счет фотосинтеза над склоном.

<sup>е</sup> По Сандеру, Хесслеру и Хомпсону ([710], табл. 2, станции MM, NN, OO).

Таблица 7-2

Расчитанная продукция органического углерода для глин и глинистых сланцев различного возраста. В дробях: числитель — значения для условий континентального склона, знаменатель — значения для условий дельт

Возраст горных пород	Процент захоронения <sup>а</sup>	Часть в породах <sup>б</sup>			Скорость седиментации <sup>в</sup> , см/год	Расчитанная продукция органического углерода	
		Русская платформа	Среднее значение	Северная Америка		г/см <sup>2</sup> /год	г/м <sup>2</sup> /год
> 2,4 млрд. лет	1,12	—		0,74	0,030	0,020	200
	6,7				0,10	0,011	110
2,4–1,7 млрд. лет	1,12	0,17		—	0,030	0,0045	45
	6,7				0,10	0,0025	25
1,7–0,8 млрд. лет	1,12	0,34		—	0,030	0,0091	91
	6,7				0,10	0,0051	51
0,8–0,225 млрд. лет	1,12	1,04	0,88	0,72	0,030	0,024	240
	6,7				0,10	0,013	130
0,225–0,0 млрд. лет	1,12	0,90	1,21	1,52	0,030	0,032	320
	6,7				0,10	0,018	180
Современный						0,0188	188
						0,0194	194

<sup>а</sup> См. табл. 7-1. <sup>б</sup> Архей (> 2,4 млрд. лет) — по Камерону и Бауманну [119]; остальные значения по Ронову [692, стр. 40].

В нашем распоряжении есть данные по продукции углерода, количеству его в осадках и породах и скорости седиментации. Мы можем использовать эти величины для расчета процентного отношения захороненного  $C_{\text{орг}}$  к продуцированному. В табл. 7-1 приведены величины захороненного  $C_{\text{орг}}$  (в %) для обстановок седиментации, в которых формировалось большинство глинистых сланцев, известных в геологической летописи, за исключением таких специфических условий, как апвеллинги. Наиболее высок процент захоронения в дельтах ( $\approx 7\%$ ), затем на континентальном склоне ( $\approx 1\%$ ); наименьшие значения присущи абиссальным равнинам и континентальным шельфам. Самые высокие значения захороненного  $C_{\text{орг}}$  (в %) приурочены к обстановкам наибольших скоростей седиментации — фактору, эффективно выводящему углерод из окислительных условий. При 16-кратном увеличении скорости седиментации содержание органического углерода возрастает примерно в 2 раза [593].

Производство  $C_{\text{орг}}$  в древние геологические эпохи можно оценить по содержанию углерода в глинистых сланцах различного возраста. Современными аналогами обстановок накопления глинистых сланцев могут быть или континентальные склоны, или дельты, или и то, и другое! Я использую оба сравнения.

Содержание органического углерода в древних глинистых сланцах известно. Давайте временно допустим, что процент захоронения не изменялся в течение геологического времени. Используя основное выражение, приведенное на предыдущей странице, рассчитаем продукцию органического углерода в прошлом. Результаты этого расчета приведены в табл. 7-2 и нанесены на рис. 7-1. Основной вывод из рис. 7-1 заключается в том, что с архея продукция углерода могла увеличиться в 4–8 раз (архей будет рассмотрен ниже). Если дельты были наиболее подходящей обстановкой для накопления древних глинистых сланцев (кривая В), то среднее значение продукции  $C_{\text{орг}}$  составит примерно  $100 \text{ г/м}^2 \cdot \text{год}$ , а иногда до 200.

В течение значительной части докембрия могли существовать восстановительные условия (гл.5). При этом процент захороненного органического углерода должен был быть выше, чем в современную эпоху. Возможно, захоронялось до 50% продуцированного  $C_{\text{орг}}$ . Абсолютное количество органического углерода в архейских породах выше, чем в протерозойских (табл. 7-2). Если в архее захоронению подвергался гораздо больший процент  $C_{\text{орг}}$ , чем впоследствии, то это надо иметь в виду при интерпретации других аномально высоких значений для архея.

На рис. 7-2 показано, насколько увеличивается количество органического вещества во времени, если процент захороненного  $C_{\text{орг}}$  в прошлом был гораздо выше, чем теперь. В общем современная продукция органического вещества в единицу времени должна быть примерно в 50 раз больше, чем в раннем докембрии, если принять процент захоронения в то время равным 50, а в современную эпоху — 1,0.

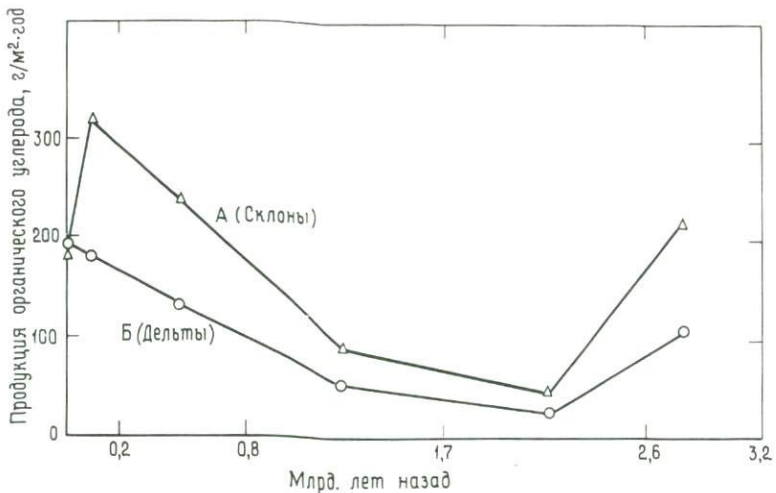


Рис. 7-1. Эволюция продукции органического углерода в геологическом времени для двух контрастирующих ситуаций.

А — древние глинистые сланцы, соответствующие отложениям современных континентальных склонов;  
 Б — древние глинистые сланцы, соответствующие отложениям современных дельт.

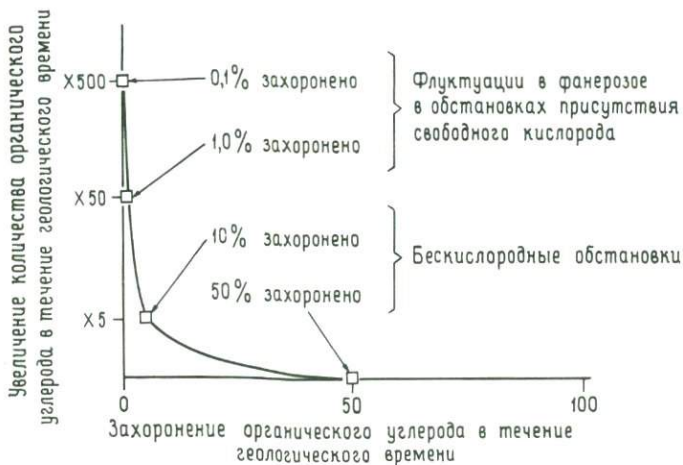


Рис. 7-2. Соотношение между процентом захороненного органического углерода и увеличением его количества в органическом материале в течение геологического времени, необходимого для поддержания «постоянной» концентрации от 0,5 до 1,0 %  $C_{орг}$  в глинистых сланцах.

Для докембрия, вероятно, захоронено менее 10%.

Это 50-кратное увеличение продукции  $C_{\text{орг}}$  от восстановительных условий докембрия до настоящего времени, вероятно, является пределом по двум соображениям.

А. Если лучше сохранившиеся осадки формировались в дельтах, а не в другой обстановке седиментации, то более реальным представляется процент захоронения около 10, а не 1. Тогда для соответствия количеству  $C_{\text{орг}}$  в осадках всех эпох требуется, чтобы в восстановительных условиях докембрия захоранивалось бы в 5 раз меньше, чем сейчас.

Б. Отнюдь не очевидно, что в восстановительных условиях следует ожидать 50 %-ного захоронения органического углерода. В колоннах восстановленных вод не наблюдается большого увеличения  $C_{\text{орг}}$  ([687] и более ранние работы). Для осадков бассейнов с восстановительными условиями характерны содержания органического углерода только от 4 до 8 % [686]; даже в исключительных случаях содержание  $C_{\text{орг}}$  в глинистых илах не превышает 14 % [649]. В Черном море, где кислород исчезает на глубине  $\approx 125$  м, «в осадках постоянно фиксируется не более 4 % от привнесенного количества» [193]. Каким-то образом органический углерод продолжает окисляться в этом и других бассейнах с восстановительными условиями. После того как свободный кислород израсходован, следующим его источником является редукция нитратов до нитритов и затем до  $N_2O$ , как в заливе Саанич [154], и даже до  $N_2$  [918]. После этого осуществляется редукция сульфатов до  $H_2S$  [623]. В настоящее время нельзя не сделать вывод о том, что восстановительные условия сами по себе не приводят к заметному возрастанию степени захоронения органического углерода. Я не знаю, существовали ли реакционноспособные нитраты в течение интересующего нас докембрия, однако сульфатный резервуар был заполнен (стр. 179). Поэтому вместо предполагаемых 50 % захороненного  $C_{\text{орг}}$  в восстановительных условиях разумнее ожидать 10 % (или менее). Увеличение биомассы от восстановительных условий к окислительным требует сбалансировать эквивалентные количества  $C_{\text{орг}}$  в глинистых сланцах, которые соответственно были ниже в 5 раз.

При восстановительном метаболизме выделяется гораздо меньше энергии, чем при окислительном. Таким образом, через одинаковую по размеру биомассу в восстановительную эру должно проходить намного меньше углерода, чем в окислительную эру. Уменьшенная продукция в восстановительных условиях может создать впечатление о сильно уменьшенной биомассе в докембрии, если захоронение было примерно пропорционально продукции. Однако тот факт, что различие между восстановительной и окислительной эрами незначительно, согласуется с идеей о том, что продукции углерода в докембрии и фанерозое не слишком отличались друг от друга. Может ли быть, что на протяжении большей части «восстановительного» докембрия существовал кислород (см. также стр. 181)?

Сейчас мы можем указать нижний предел величины продукции органического углерода в интервале от восстановительных условий докембрия до современных окислительных условий. Если в восстановительных условиях захоронялось 10%  $C_{орг}$ , а в окислительных — 1%, то отсюда следует 10-кратное возрастание биомассы для того, чтобы сохранялось постоянное содержание органического углерода в древних и современных глинах. Эти цифры кажутся вполне приемлемыми.

Сценарий изменений продукции органического углерода и его сохранности в геологическом времени выглядит следующим образом. Несколько более высокое содержание  $C_{орг}$  в архейских породах может свидетельствовать о более высоком проценте захоронения в восстановительной обстановке архея. Последующее резкое понижение процента захоронения в нижнем протерозое может отражать начало формирования атмосферы и водной колонны, содержащих кислород. Постепенное увеличение концентрации органического углерода в породах с протерозоя по настоящее время вероятно, является следствием десятикратного увеличения продукции  $C_{орг}$ .

2. Измерения  $\delta^{13}C$  позволяют получить другой способ оценки количества органического углерода, генерируемого в единицу времени. Ниже будет обсуждаться тот факт, что эти данные совпадают с вариациями продукции органического вещества, не превышавшими в течение фанерозоя двукратного увеличения или уменьшения. Вероятно, большая часть изменений продукции  $C_{орг}$  происходила до фанерозоя, в то время, когда в атмосфере стал накапливаться кислород.

В течение последних 3 млрд. лет изотопные значения  $\delta^{13}C$  органического углерода были одинаковыми: от  $-25$  до  $-30\%$  (рис. 7-3). На рубеже 3,5 млрд. лет они быстро сменяются значениями около  $-15\%$  [617]. Изотопно-тяжелый углерод из австралийских и гренландских горных пород, возраст которых 3,5 млрд. лет, характерен для «первичного органического вещества» известковистых хондритов. Его присутствие в очень древних породах «может маркировать время начала действия биохимического механизма, способного фракционировать изотопы углерода путем, напоминающим фракционирование современными автотрофами» ([616], стр. 1247). (Согласно альтернативной интерпретации, аномально-тяжелые значения могут быть обусловлены метаморфической термальной переработкой [552].)

$\delta^{13}C$  современных слоёв сине-зеленых водорослей находятся в основном в интервале от  $-8$  до  $-16\%$  [46, 116]. Это указывает на то, что самый ранний, безусловно, биогенный углерод 3 млрд. лет назад (с  $\delta^{13}C$  от  $-25$  до  $-30\%$ ) не мог формироваться исключительно за счет деятельности сине-зеленых водорослей в современной атмосфере. По альтернативному объяснению, значения  $\delta^{13}C$  в результате биогенного фракционирования могли составлять от  $-15$  до  $-19\%$ , если в атмосфере содержалось [259] 3%  $CO_2$  (характерно для древней атмосферы?), а не 0,3% (как сейчас).

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического углерода из докембрийских пород соответствуют предположению о более высоком содержании  $\text{CO}_2$  в древней атмосфере [317].

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  морских карбонатов заметно отличаются от  $\delta^{13}\text{C}$  органического углерода и тем самым (рис. 7-3) отражают относительный

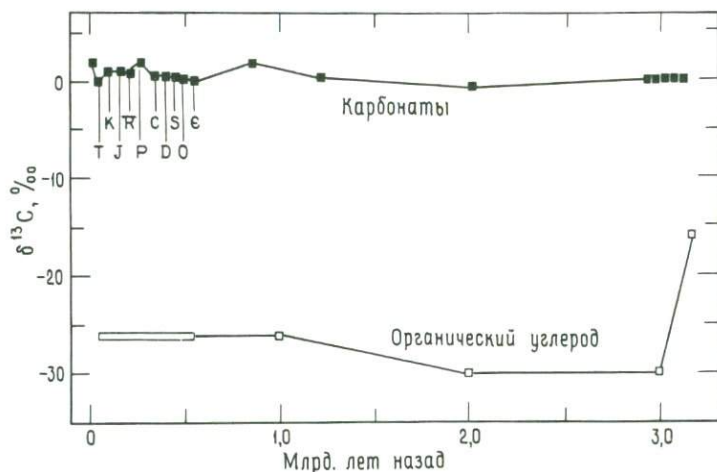


Рис. 7-3. Средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  (‰, стандарт PDB) для известняков [864, 720] (верхний график) и органического углерода [317] (нижний график) в течение геологического времени.

Заметно, что с возрастом изотопный состав углерода изменяется очень слабо, за исключением состава органического углерода из самых древних пород.

вклад как органического, так и карбонатного углерода в общий резервуар осадочных карбонатов [97].  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов в течение последних 3,3 млрд лет, а может быть, даже и 3,8 млрд лет [719] практически не изменялись ( $0\text{‰} \pm 2\text{‰}$ , как видно на рис. 7-3).

$\delta^{13}\text{C}$  современных карбонатов образуются при фракционировании первичного карбонатного резервуара (с  $\delta^{13}\text{C} \approx -5\text{‰}$ ) за счет удаления 20% легкого  $^{12}\text{C}$  и обогащения оставшихся карбонатов до более «тяжелых» значений  $\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$ . Следовательно, органический углерод составляет около 20% резервуара осадочного углерода, а неорганический — 80%. Отклонение от 0 до  $\pm 2\text{‰}$  должно отражать изменение на 50% количества выводимого из резервуара более легкого изотопа (удаляющегося в основном фитопланктоном). Это приводит к двум выводам.

А. Шидловский, Эйхман и Юнге ([720], стр. 1, 2) установили, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  «точно отражают большое количество кислорода, продуцируемого при фотосинтезе... В целом данные по изотопии углерода доказывают чрезвычайно раннее происхождение жизни на

Земле, поскольку включение органического углерода в геохимический цикл углерода можно проследить почти до  $3,5 \times 10^9$  лет».

Б. В течение последних 3,3 млрд. лет величина продукции органического углерода изменялась на  $\pm 50\%$  [317].

Для выявления изменений во фракционировании углерода в морской воде по образцам плейстоценовых и третичных карбонатов, значительно отличающихся по возрасту, вполне пригодна методика анализа изотопов углерода, так как разрешение  $\delta^{13}\text{C}$  составляет десятые доли промилле. Преимущественное потребление фитопланктоном легкого изотопа  $^{12}\text{C}$  (стр. 133) и последующее захоронение и того и другого в илах должны повышать содержание тяжелого изотопа ( $^{13}\text{C}$ ) в остающейся морской воде и в осаждающихся карбонатах. Следовательно, более высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для известняков, сформировавшихся в периоды предположительно интенсивного захоронения фитопланктона (а пониженные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , например в триасе, отмечаются для периодов предположительно слабого захоронения фитопланктона). Таким образом, изменения  $\delta^{13}\text{C}$  могут отражать изменения продуктивности фитопланктона и/или степени его захоронения [99]. Альтернативно величина привноса  $\text{CO}_2$  из атмосферы могла изменяться точно так же, как изменявшийся объем океана в плейстоцене приводил к различным первичным значениям отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Согласно Шеклtonу [760], особое влияние на цикл  $\text{CO}_2$  оказало расширение и сужение зоны тропических дождевых лесов в плейстоцене. В течение периодов в несколько тысяч лет ариддно-плювиальные циклы могли сказаться на изменении ширины зоны тропических лесов от менее трети современной ширины до более чем наполовину большей величины. Переход атмосферного  $\text{CO}_2$  в органическое вещество и противоположный процесс рассматриваются Шеклtonом в качестве причин изменений изотопно-углеродных значений плейстоценовых образцов на десятые доли промилле. Это можно считать еще одним примером взаимодействия историко-геологических интерпретаций и моделей равновесия.

В конце этого раздела по продуктивности можно сделать следующие выводы: 1) наиболее приемлемой оценкой изменения биомассы в геологическом времени является ее десятикратное увеличение от докембрийских океанов с их восстановительными условиями до современных океанов; 2) величина продукции органического углерода от одного геологического периода к другому варьировала в пределах  $\pm 50\%$ .

## Таксономические изменения

Настоящий раздел посвящен раннему развитию жизни и последовавшему распространению морских беспозвоночных организмов. Мы рассмотрим 1) таксономический состав, 2) таксономическое разнообразие и 3) эпохи вымирания фаун.

1. Наиболее древние из описанных в литературе предполагаемых ископаемых (~ 3,4 млрд. лет) найдены в системе Свазиленд в Южной Африке [468]. Однако если организмы участвовали в образовании полосчатых железистых кварцитов Гренландии с возрастом  $\approx$  3,8 млрд. лет, как считается для аналогичных образований в других районах (гл. 5), то по возрасту жизнь конкурирует с самыми древними горными породами Земли.

Достоверные наиболее древние ископаемые (~ 2,0 млрд. лет) описаны из железистых кварцитов Ганфлинт в южном Онтарио. Они представлены сине-зелеными водорослями и бактериями — двумя главными группами прокариотов, представляющими неформальную группировку организмов, у которых отсутствуют ядерная мембрана, органеллы (такие, как митохондрии) и мейоз при размножении. В современную эпоху такие организмы способны к обмену веществ на основе очень широкого спектра химических соединений. Они живут и размножаются в весьма широком диапазоне условий [578]. В этой связи прокариоты являются более гибкими организмами, чем эукариоты, в которые они эволюционируют.

В протерозое в основном существовали клетки небольших размеров (~ 20 мкм), однако 1,4 млрд. лет назад в организмах впервые появляются большие клетки (от ~ 40 до 80 мкм). В современных микроботах клетки такого большого размера характерны только для эукариотов. Это указывает на вероятное появление эукариотов 1,4 млрд. лет назад [731]. Наиболее разнообразная флора эукариотов описана из отложений Биттер-Спрингс в центральной Австралии, возраст которых  $\approx$  800 млн. лет. Для эукариотов характерны: ядерная мембрана, ограниченные оболочками органеллы (такие, как митохондрии), значительно больший размер клеток, чем у прокариотов, размножение и путем мейоза, и путем митоза. Архей и ранний протерозой могут рассматриваться как эпохи главных эволюционных нововведений, когда происходила эволюция основных биохимических и клеточных механизмов.

Первые многоклеточные организмы (как животные, так и растения) найдены в породах возрастом  $\approx$  0,7 млрд. лет и впервые описаны из эдиакариевых слоев в южной Австралии [328]; сейчас они известны во многих районах [152]. Многоклеточные животные организмы быстро развивались, и к концу раннего палеозоя уже существовало примерно столько же отрядов, сколько и в конце третичного времени (как показано на рис. 7-7, см. ниже).

Многоклеточные организмы замаскировали расположение своих биохимических и клеточных механизмов за большим количеством внешних морфологических форм. Способ консервации  $C_{\text{орг}}$  в фанерозое отличается от вида к виду, от рода к роду и т.д., поскольку они в течение геологического времени участвуют в круговоротах (много «эволюционных свидетельств» суммировано в главах книги Хэллема [358]). Документация этого морфологического разнообразия лучше всего

проиллюстрирована в почти 30 опубликованных томах «Основ палеонтологии беспозвоночных».

На рис. 7-4 показаны главные изменения таксономического состава ископаемых многоклеточных беспозвоночных в фанерозое. Существовали четыре основные фауны.

А. Среди общего количества видов морских беспозвоночных в раннем кембрии около 75% составляли трилобиты, и этот процент оставался высоким на протяжении раннего палеозоя. Во время рас-

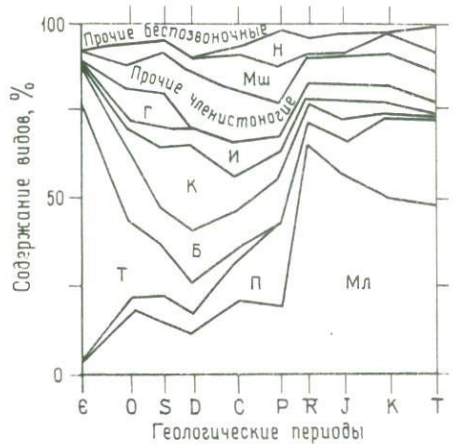


Рис. 7-4. Изменение таксономического состава ископаемых беспозвоночных в фанерозое ([672], стр. 287).

Мл — моллюски, П — простейшие, Г — трилобиты, Б — брахиоподы, К — кишечнополостные, И — иглокожи, Г — граптолиты и прочие членистоногие, Мш — мшанки, Н — насекомые и прочие беспозвоночные. Видно, что в раннем палеозое преобладали трилобиты, а в мезозое происходила экспансия моллюсков.

пространения более поздних фаун особенно типичны организмы со скелетом из фосфата кальция. Длительный интервал времени от кембрия до среднего ордовика (от 570 до ~450 млн. лет) был также периодом экстраординарных морфологических экспериментов у древнейших моллюсков и иглокожих.

Б. Вторая основная фауна фанерозоя характеризуется наиболее ранними типичными биогермами и рифами, широким распространением бентосных раковинных фаун, состоявших главным образом из брахиопод, а также стебельчатыми иглокожими (особенно криноидеями), жившими в районах с более высокими скоростями течений. Это вторая характерная фауна появилась с середины ордовика и просуществовала до конца перми (от 450 до 225 млн. лет); в течение перми половина семейств морских беспозвоночных вымерла (рис. 7-6).

В. Мезозойские фауны (от 225 до 65 млн. лет) отмечены обилием двустворок (вместо брахиопод) и фоссилизацией огромного количества представителей главной группы головоногих — аммонитов. Среди общего числа семейств морских беспозвоночных в это время семейства моллюсков составляли свыше 50%.

Г. В третичное время (с 65 млн. лет по настоящее время) общий характер фауны опять изменяется. Фауны аммонитов исчезают,

и их место занимают комплексы двустворок, улиток, мшанок и кораллов. Они и сейчас характерны для континентальных шельфов. Таким образом, в геологической летописи макрофауны беспозвоночных отражены как их стабильность (на уровне отрядов), так и изменения (на уровне семейств, родов и видов).

Геологическая летопись разнообразия раковинного планктона не столь «монотонна», как для раковинного бентоса. До юры карбонатный или кремнистый фитопланктон практически нераспознаваем. Однако образование палеозойских глубоководных кремней и глубоководных тонкозернистых известняков, весьма вероятно, связано с остатками таких групп, измененных впоследствии диагенезом в формы, не поддающиеся распознаванию. В палеозойских породах относительно обильны остатки большого количества групп планктона с органическим скелетом, включая акритархи, хитинозои, динофлагелляты и зеленые водоросли [838, 823], так же как и фосфатные остатки конодонтов (которые, вероятно, относились к зоопланктону). Хотя конодонты вымерли в триасе, планктон с органическим скелетом остается обильным и сейчас.

Начиная с ранней юры и вплоть до современной эпохи отмечается обилие в основном планктонных водорослей — кокколитофорид, которые поставляют огромные количества карбонатов в глубоководные осадки за счет дезинтеграции их известковых пластинок [666]. Планктонные фораминиферы (простейшие) также обладают кальцитовыми раковинами. Хотя эти организмы известны с юры, они, вероятно, не являлись мощным источником осадочного материала вплоть до мела, когда стали главной группой продуцентов карбоната кальция для глубоководных отложений. Тридцать семь современных видов планктонных фораминифер распространены в пяти биогеографических зонах: полярной, субполярной, переходной, субтропической и тропической [43], что характерно для всех организмов открытого океана. Ископаемые остатки организмов каждой из этих зон можно найти в колонках осадков возрастом несколько сотен тысяч лет ([702], стр. 136) и древнее.

Среди кремнистого планктона древнейшие (ордовикские) остатки принадлежат радиоляриям — зоопланктонным представителям простейших. В каждый данный период времени в кайнозое существовало около 200 видов радиолярий [666]. Известное разнообразие радиолярий из палеозойских пород гораздо ниже, чем ожидалось, если именно этот зоопланктон был главным источником кремнистого материала (хотя диагенетическое превращение в кремни могло бы быть ответственным за исчезновение их характерных черт). Как и карбонатный фитопланктон, первые остатки кремнистого фитопланктона (в форме диатомей) известны с юры, но начинают играть важную роль лишь в мелу.

2. Изменения количества морских беспозвоночных в фанерозое суммированы на уровне родов, семейств и отрядов (рис. 7-5, 7-6

и 7-7). На графиках для родов и семейств видно их сокращение почти в два раза со среднего палеозоя до нижнего триаса и последующий рост до значительно более высоких значений в кайнозое.

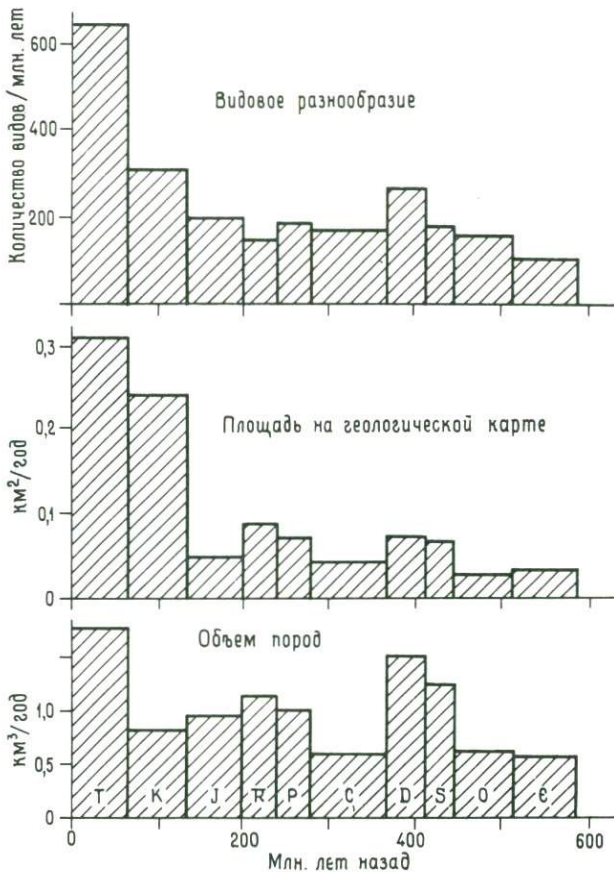


Рис. 7-5.

Верхняя гистограмма: вариации видимого видового разнообразия в фанерозое. Средняя: площади, занятые на геологических картах осадочными породами. Нижняя: установленные объемы осадков (за исключением океанских отложений) [672, 673].

Количество отрядов многоклеточных беспозвоночных, однако, практически не изменялось во времени (см. ниже). Это позволяет предположить, что количество основных единиц, через которые осуществляется круговорот углерода, не меняется во времени.

Ниже будут рассмотрены три объяснения изменения таксономического разнообразия на уровне родов и семейств: а) различная

степень распространения опробованных отложений; б) увеличение разнообразия в пределах адаптивной зоны; в) изменение разнообразия как следствие биогеографических изменений.

А. Как видно из рис. 7-5, реальная запись *видового* разнообразия во времени хорошо коррелируется с объемом и площадью осадочных пород, доступных для излучения. Следовательно, наблюдаемая картина разнообразия может быть не чем иным, как записью

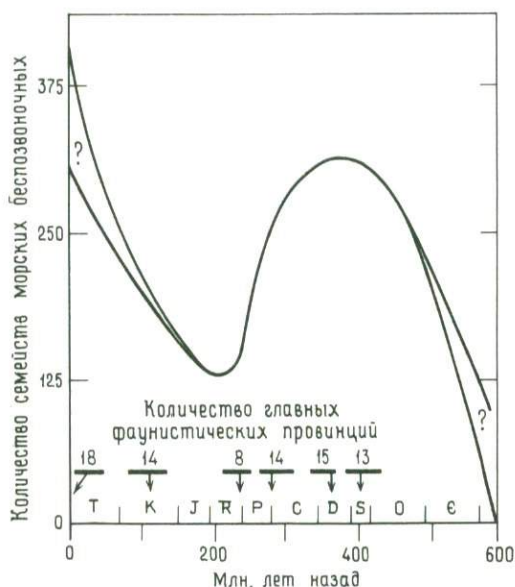


Рис. 7-6. Количество семейств морских беспозвоночных в фанерозое [738].

Буквы внизу — символы геологических периодов; числа над буквами (18, 14, 8, 14, 15, 13) обозначают количество главных фаунистических провинций. Знак вопроса для 600 млн. лет означает отсутствие информации о бесскелетных формах. Вопросительный знак для триасного времени относится к выбору наклона кривой для более адекватного отражения возрастания разнообразия ископаемых беспозвоночных. Количество семейств в 15 девонских провинциях дано по материалам Бамбача (1979, персональное сообщение).

результатов двухвекового опробования доступных пород. «Истинное» разнообразие в течение фанерозоя тогда будет представлено этой записью, исправленной с учетом любых изменений, которые могут быть обусловлены различиями между доступными и первичными данными. По-видимому, любое «исправление» наблюдаемого разнообразия скорее требуется для видов и родов (т.е. таксонов наименьшего географического и стратиграфического диапазонов), чем для отрядов и классов (т.е. таксонов с наиболее широким распространением). Следовательно, на уровне видов разнообразие хорошо коррелируется с количеством доступных пород, а для более высоких таксонов разнообразие находится почти на одном уровне. Описанная модель делает возможным представление о том, что количество таксонов морских беспозвоночных на протяжении большей части фанерозоя практически не менялось [673].

Б. Второе объяснение наблюдаемой картины изменения богатства видов и семейств (рис. 7-5 и 7-6) состоит в том, что эти вариации не только реальны, но и отражают значимую биологическую си-



Рис. 7-7. Количество отрядов многоклеточных животных как функция геологического времени [757].

Заметно единообразие после среднего ордовика.

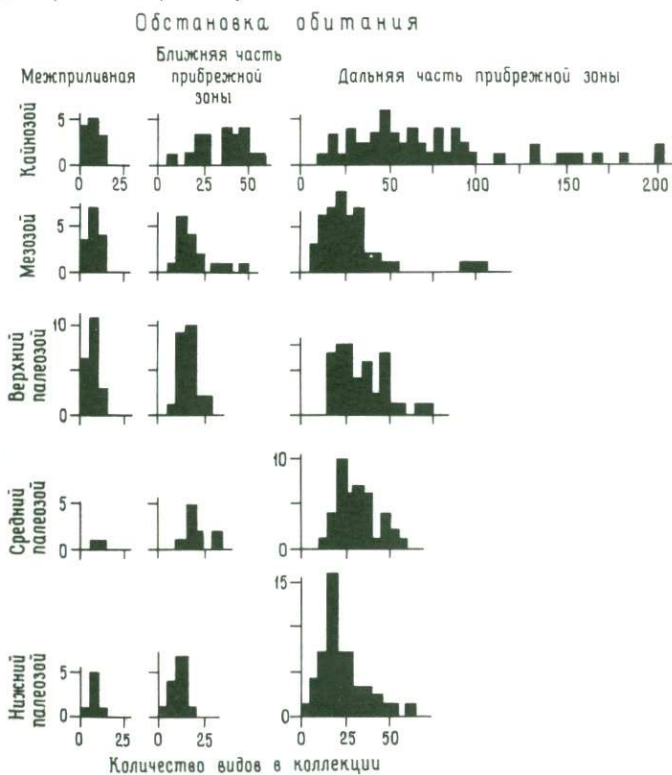


Рис. 7-8. Гистограммы количества видов в ископаемых отложениях, сгруппированных по обстановке обитания и геологическому времени [30].

По вертикали показано количество отложений, по горизонтали — количество видов в отложениях.

туацию. Одним из вариантов при этом является увеличение разнообразия методов освоения мест обитания в новых условиях. Бамбач [30] исследовал такую возможность, оценивая богатство бентосных видов в отложениях ближних и дальних прибрежных вод в геологическом времени. Очевидно, в этих отложениях сохраняется значительная часть фауны с минеральными скелетами [737]. Как видно из рис. 7-8, богатство видов в ближних прибрежных отложениях не меняется с кембрия по настоящее время. Напротив, богатство видов в дальних прибрежных отложениях значительно возрастает с верхнего палеозоя по мезозой и третичное время, что и отражается в наблюдаемом увеличении общего видового разнообразия (рис. 7-5).

Увеличение богатства видов в дальних прибрежных отложениях отражает включение в третичные образцы моллюсков, живущих в осадках, в то время как большинство более древних видов в рассматриваемой зоне обитали *на* осадках. Освоение и учет этого нового способа существования может объяснить тот факт, что изменения разнообразия аппроксимируются уступом, а не постоянно возрастающей кривой. Такие изменения разнообразия морских организмов аналогичны таковым наземных организмов, когда большие пустовавшие области (например, воздух) были колонизированы с помощью новых структурных модификаций (например, крыльев). Подход Бамбача позволил сделать вывод о том, что действительно происходило возрастание разнообразия морских беспозвоночных, обусловленное тем, что занимались и осваивались новые «адаптивные зоны».

В. Третье объяснение изменений разнообразия морских организмов в фанерозое состоит в том, что они отражают изменения числа биогеографических провинций в геологическом времени. При изменении конфигурации континентов изменяется и степень эндемичности. Периодам «сближения» континентов (пермь) соответствуют эпохи существования немногих биогеографических провинций (и низкого разнообразия), а периодам сильного расхождения континентов (как в настоящую эпоху) соответствуют многочисленные биогеографические провинции (и высокое разнообразие) [847]. На рис. 7-6 числа в основании рисунка (18, 14, 8, 14, 15 и 13) означают количество основных провинций морской фауны, известных для различных интервалов геологического времени. Отсюда следует, что высокое разнообразие эмпирически связано с биогеографической дифференциацией. Ниже будет обсуждаться экологическая основа такого биогеографического подхода к фаунистическому разнообразию.

3. Третья часть этого раздела касается проблемы вымирания фаун. Изменения фаун делятся на две группы: зависимые от изменения плотности и независимые от нее [844].

А. Под зависимыми от плотности изменениями разнообразия понимают изменения, в которых разнообразие является функцией количества уже существующих особей или таксонов. Например, зависимые от плотности изменения обычно происходят в тех слу-

чаях, когда область обитания изменяется по размеру, так как последняя контролирует размер популяции. Чем больше эта область, тем больше популяций (и таксонов), которые могут существовать за счет ресурсов области. Изменения разнообразия происходят постепенно до того предела, до которого изменяются постепенно и факторы, контролирующие область обитания (например, климат).

Под независимыми от плотности изменениями разнообразия понимают изменения, которые не зависят от количества особей или таксонов. Такие изменения происходят тогда, когда определенные факторы воздействуют в целом на популяцию. Имеются в виду, например, гипотетические эффекты сверхновых звезд, инверсий магнитного поля Земли, химического отравления моря и другие «специфические события», убивающие особей и виды независимо от их численности. Дополнительные независимые от плотности механизмы вымирания ассоциируются с «врожденной дегенерацией», например многочисленные вариации на тему ортогенеза (направленной эволюции) или старения расы. Общим для всех объяснений независимых от плотности изменений разнообразия является то, что специфическая причина (иногда внешняя, иногда внутренняя) буквально принуждает особи или виды к вымиранию.

Я рассмотрю три общих объяснения, касающиеся вымирания фаун: изменения температуры, изменения в химическом составе океана и в следующем разделе — «Биогеографии» — эффекты изменений в области обитания. Недавно предложены два объяснения независимого от плотности вымирания животных, которые здесь не рассматриваются: это изменения концентрации кислорода и генетическое старение расы. Они уже были отвергнуты ранее [739, 741]. При изучении вымирания фаун мы будем касаться общей картины вымирания всей фауны подобно статистику, оперирующему статистическими свойствами человеческой когорты. Мы не коснемся причин вымирания каких-либо отдельных видов (или особей).

I. Предполагалось, что температура была причиной отсутствия многоклеточных до позднего докембрия. Давайте допустим на время возможность, что в течение ранней и промежуточной стадий истории Земли (стр. 148) существовал экстремально высокий температурный режим (от 50 до 60 °C). Как указывалось выше, многоклеточные с высокой степенью сложности организма (остракоды из типа членистоногих) размножаются в горячих источниках с постоянной температурой 50 °C, а другие эукариоты (грибы) — при температурах до 60 °C. Прокариоты существуют в природных горячих источниках с температурой до 100 °C, пока вода сохраняется в жидком виде [95]. Так что, поскольку данная обстановка благоприятна для обитания, неизвестна причина, по которой некоторые эукариотные организмы не могли бы адаптироваться к условиям высокой температуры. Этот отрицательный пример показывает, что повсеместная высокая температура до 50 °C сама по себе, по-видимому, не была причиной

отсутствия многоклеточных до рубежа, на котором они появились, так как многоклеточные могут существовать и действительно существуют при таких условиях.

Предполагалось, что происходившие в природе изменения температуры были косвенной или непосредственной причиной вымирания. Этот аргумент обычно встречается тогда, когда, с одной стороны, заметны фаунистические изменения, а с другой — предполагается или наблюдается «резкое» изменение температуры. Например, по отношению к границе эоцена и олигоцена «изотопно-кислородные данные указывают на сильное и резкое понижение температуры поверхностных и глубинных вод около этой границы, совпадающее с глобальным кризисом океанского планктона. Очень резкое понижение температуры глубинных вод вызвало обширный кризис глубоководной бентосной фауны, повлиявший как на остракод, так и на бентосных фораминифер» ([423], стр. 70).

Давайте рассмотрим это требование связи между изменением температуры и вымиранием фауны. Несомненно, резким понижением температуры было бы ее изменение на  $10^{\circ}\text{C}$  в течение миллиона лет. И все-таки это — только изменение на  $1^{\circ}\text{C}$  в течение 100 000 лет, полностью соответствующее адаптивным способностям любого вида, который когда-либо изучался, а возможно, и любого вида, существующего сейчас или существовавшего в прошлом. Период времени 100 000 лет соответствует смене от 50 000 до 100 000 поколений почти всех видов, о которых идет речь. Однако, для того чтобы приспособиться к *гораздо* более суровым условиям существования, требуется только около 10 поколений [500]. Даже если произошло изменение на  $10^{\circ}\text{C}$  всего за 10 000 лет, это составляет только  $1^{\circ}\text{C}$  на каждую тысячу лет — опять тривиально слабое изменение температуры для природных популяций рассматриваемых организмов. Для сравнения можем заметить, что растения и животные в канале Кейп-Код (к северу от Вудс-Хола) поздним летом подвергаются изменению температуры на  $10^{\circ}\text{C}$ : в течение получаса вода с температурой  $22^{\circ}\text{C}$  на одном конце канала длиной 36 км сменяется водой с температурой  $12^{\circ}\text{C}$ , пришедшей с другого конца канала, и наоборот 12,5 ч спустя. Фауна и флора канала представляют собой обильную смесь как северных, так и южных видов. Сейчас хорошо известно также, что глубоководные виды, обитающие в наиболее стабильной среде, которая только существует на Земле, генетически столь же изменчивы, как и мелководные виды, а может быть, даже и более [741, 338]. Существует достаточная генетическая изменчивость для приспособления к любому широко распространенному режиму обитания, который существовал на Земле.

Все имеющиеся физиологические и генетические доказательства — и весьма значительные — указывают на огромные адаптационные возможности организмов (см., например, [528], стр. 113; [177], стр. 375—376). Температура, как и кислород, соленость или любой другой

независимый от плотности фактор среды, просто обеспечивает фон, на котором действуют важные причины вымирания — те, которые зависят от плотности. Возможно, истинное значение таких вычурных пояснений как, например «... существует хорошая корреляция между флуктуациями разнообразия и изотопной температуры в течение последних «х» миллионов лет», заключается в том, что *и* температура, *и* разнообразие являются прослеживаемыми изменениями в водных массах с различающимися характеристиками. Мой главный вывод заключается в том, что температура как таковая имела слабое отношение к *любой* картине появления или вымирания *любой* группы видов животных или растений.

II. Многие считают, что уменьшение солености обусловило массовые вымирания в перми (например, [800]). В течение поздней перми вымерла примерно половина семейств морских организмов (рис. 7-6). Этот химический механизм вымирания видов не зависит от количества организмов и основан на врожденном свойстве (физиологической реакции на изменение среды).

Однажды было проведено сравнение между изменениями разнообразия в эстуариях и предполагавшимися изменениями разнообразия, если бы весь океан имел такую же низкую соленость, как в эстуариях [486]. Однако океан не является эстуарием с точки зрения неустойчивости во времени — наиболее важного фактора ограничения разнообразия в эстуариях (стр. 156). Просто условия в эстуариях недостаточно стабильны, чтобы обеспечить *детальную* морфологическую и физиологическую адаптацию того типа, которая обычно существует в физиологически стабильных пресноводных и морских условиях. Сравнение изменений разнообразия в неустойчивой во времени и в пространстве ситуации, существующей от одного конца эстуария до другого, с медлительностью и обширностью изменения, которое должно сопровождать *любое* изменение океана, является ошибкой. Быстрое изменение солености океана должно составить  $\pm 5\%$  в миллион лет. Это всего-навсего  $1\%$  в 200 000 лет, что соответствует смене примерно 200 000 поколений. При изучении селекции в лабораториях каждый месяц осуществляются гораздо более масштабные адаптации [500]. Я полагаю, что нет причины, которая помешала бы адаптации организма к изменению солености примерно от 40 до 25% при условии достаточно медленного изменения (относительно продолжительности жизни особи). Многие виды, продолжительность жизни особей у которых составляет от 0,1 до 100 лет, живут в процессе изменения солености на  $1-3,5\%$  в течение от  $10^3$  до  $10^6-10^7$  лет без каких-либо наблюдаемых неблагоприятных последствий.

Объяснения вымирания животных за счет изменения температуры или солености полностью потеряли научную основу с открытием огромной генетической изменчивости организмов из всех сред обитания [500]. Короче, мне представляется, что никакие независимые от

плотности механизмы вымирания не подходят в качестве главной причины общей картины расцвета и угасания жизни в геологическом времени.

## Биогеография

Биогеография будет трактоваться как синтез трех точек зрения: 1) реконструкции фаунистического равновесия; 2) реконструкции количества и размера фаунистических провинций; 3) связи этих реконструкций с наблюдаемыми изменениями фаунистического разнообразия.

1. Сущность идеи, что изменения площади среды обитания контролируют общее фаунистическое разнообразие, состоит в существовании равновесия между количеством таксонов, приходящихся на единицу площади. Общее разнообразие может измениться либо за счет увеличения или уменьшения количества ареалов обитания (т. е. количества фаунистических провинций), либо за счет изменения размера каждого ареала. С одной стороны, если регион открыт для колонизации, то скорость заселения ареала высока; но впоследствии она должна понизиться, когда возрастет фаунистическое разнообразие и все пространство будет занято. С другой стороны, на пустовавшей территории начальная скорость вымирания будет очень низкой, однако по мере возрастания фауны скорость вымирания должна потом увеличиться. Существует некий рубеж, на котором фауна в регионе достаточно многочисленна и скорость прибавления особей (или таксонов) должна быть равна скорости вымирания особей (или таксонов). Достижение этого рубежа дает основу идее о равновесии фауны и флоры в течение экологического времени и, суммируя для зон, основу для равновесия биоты в течение геологического времени.

Фаунистическое разнообразие как функция площади ареала было описано для многих таксонов. Это соотношение использовалось для таких различных примеров, как виды десятиногих ракообразных на вершинах коралловых построек разного размера [2], клещи на грызунах разного размера [222], виды грибов на «материнских» деревьях разного размера [808], а также и для таких широко известных примеров, как амфибии и рептилии на островах различного размера [519]. Отношение таксона к площади ареала было определено уже свыше ста раз [283, 162]. Эти данные касаются видов, родов и семейств, причем как отдельных таксонов, так и всей биоты. Площадь ареала сама по себе является хорошим индикатором фаунистического разнообразия.

Существуют три основных объяснения того, почему должно работать отношение таксона к площади ареала. Каждое из них доказывается, причем доказательства не исключают друг друга [162]. Первое объяснение состоит в том, что увеличение площади ареала обитания позволяет увеличиваться размеру популяций всех реально

или потенциально обитающих видов. Поскольку размер популяции для каждого вида возрастает, возможность вымирания для каждого из них уменьшается и поэтому общее разнообразие увеличивается. Второе объяснение заключается в том, что когда происходит увеличение площади ареала обитания, увеличивается и набор способов обитания, что делает возможным заселение большего количества экологических ниш и, следовательно, возрастание таксономического разнообразия.

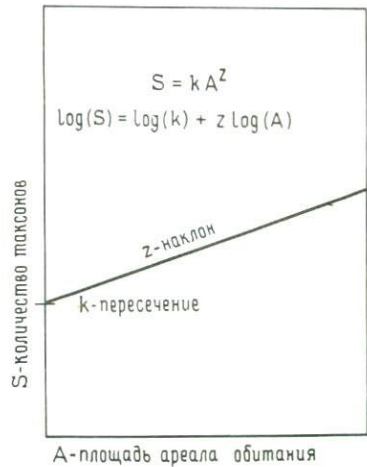


Рис. 7-9. График количества таксонов ( $S$ ) в зависимости от площади ареала обитания ( $A$ ).

Показаны типичная форма графика и соответствующие константы ( $k$  — отрезок оси ординат от нуля до места ее пересечения с графиком,  $z$  — наклон графика). Масштаб логарифмический.

Третье объяснение заключается в том, что больший ареал обитания просто представляет возможность для большей степени разнообразия животного и растительного мира.

В приведенных выше примерах площадь ареала обитания варьировала более чем на пять порядков — это гораздо больше известных вариаций таксономического разнообразия. Поэтому наклон обычного графика таксон/площадь ареала должен быть гораздо меньше 1,0. Хотя наблюдается широкий диапазон значений (в основном между 0,2 и 0,5), средняя величина очень близка к 0,3. Это главное соотношение показано на рис. 7-9.  $S = kA^z$ , или  $\log S = \log k + z \log A$ , где  $S$  — количество таксонов,  $A$  — площадь ареала, а  $k$  (отрезок оси ординат от нуля до места ее пересечения с графиком) и  $z$  (угол наклона графика) — соответствующие константы.

Когда мы имеем дело и с современным, и с ископаемым материалом, то все равно, какой график соотношения использовать: логарифмического масштаба к логарифмическому, логарифмического к арифметическому, арифметического к логарифмическому или даже арифметического к арифметическому [162]. Однако представляется, что отношение логарифмического масштаба к логарифмическому приложимо к большему разнообразию данных, чем любой другой график отношений.

Глобальное фаунистическое разнообразие современных мелководных морских фаун на континентальном шельфе в основном отражает высокое разнообразие в тропиках, которое существует по двум причинам: 1) в среднем суммарная площадь тропических фаунистических провинций более чем в два раза превышает площади умеренных или бореальных провинций [740], а разнообразие коррелируется с размером и 2) в тропиках существует больше провинций, чем в любой другой широтной зоне, из-за широкого распространения

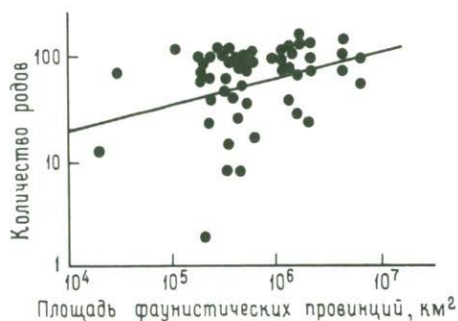


Рис. 7-10. График количества родов (двустворок, фораминифер и кораллов) в зависимости от площади фаунистических провинций континентального шельфа [740].

$y = 1,19 \times A^{0,25}$ ;  $r = 0,37$ ;  $n = 57$  (имеет значение на 5%-ном уровне).

мелководных морей в низких широтах, где окружность Земли наибольшая. В масштабе геологического времени сведения о количестве и размере тропических провинций, вероятно, гораздо важнее аналогичных данных по умеренным или полярным зонам.

В современных морях существует заметная корреляция между количеством морских родов, приходящихся на фаунистическую провинцию (для двустворок, фораминифер и кораллов), и размером последней (рис. 7-10). Разброс точек значительный, однако не больше, чем во многих других графиках отношения таксона к площади ареала. Кроме того, корреляция гораздо лучше для тропических и умеренных провинций и значительно хуже для бореальных и полярных (Мак-Кой, персональное сообщение, 1978). В этом состоит еще один довод в пользу фокусирования внимания на тропических и умеренных регионах при изучении древних фаунистических провинций.

Мы можем оценить относительную важность изменения количества фаунистических провинций по сравнению с изменением их размера. Если предположим, что размер данной провинции увеличился в 5 раз, то новое значение разнообразия составит  $5^2$  (считая, что  $S = kA^2$ ). При  $z = 0,3$  разнообразие возрастет в  $5^{0,3}$ , или в 1,6 раза. Если

размер провинции будет удвоен, то новое значение разнообразия увеличится в  $2^{0,3}$ , или в 1,2 раза. Сходным образом уменьшение площади ареала обитания в 2–5 раз приведен к уменьшению первичного разнообразия на 20–40%. При изменении положения уровня моря в плейстоцене, так же как и в другие эпохи материковых оледенений, а также в периоды значительных изменений скорости спрединга, размер отдельных фаунистических провинций, вероятно, изменялся в 2–5 раз. Эти изменения положения уровня моря должны были вызвать изменения размера провинций, что в свою очередь связано с изменениями разнообразия.

Существенное изменение разнообразия является, более вероятно, результатом изменения количества фаунистических провинций, а не их размера. Единая фаунистическая провинция может разделиться на две провинции, если районы континентального шельфа станут отодвигаться друг от друга. Если сумма площадей двух новых провинций такая же, как площадь старой провинции, тогда разнообразие в каждой новой провинции изменится в  $(1/2)^z$ . Если, как и ранее, мы примем  $z = 0,3$ , то разнообразие в каждой новой провинции составит 80% первичного значения разнообразия. Если, как это происходит в геологическом времени, в фаунистических провинциях образуются абсолютно различные фауны, то общее разнообразие этих двух провинций в 1,6 раза превысит первичное разнообразие. Последующий рост площади каждой провинции до первоначального размера увеличит общее разнообразие примерно в 2 раза по сравнению с тем, что было до разделения первичной провинции. Таким образом, представляется, что количество провинций является главным фактором, контролирующим разнообразие на протяжении периодов в десятки миллионов лет, а размер провинций становится более важным в этом плане, когда период времени составляет от нескольких до многих тысяч лет.

2. При использовании отношений таксон/площадь ареала необходимо иметь способ реконструирования количества провинций в геологическом времени. В любой данный момент времени мировая морская фауна организована в совокупность фаунистических провинций, размер которых определяется океанскими течениями и географией прибрежных районов. Обычно в современной провинции содержится от 30 до 50% эндемичных для нее видов [738]. При детальном изучении выявляется смещение границ фаунистических провинций. Однако поскольку площадь большинства провинций составляет порядка  $10^5$ – $10^6$  км<sup>2</sup>, то конкретные изменения положения границ почти не влияют на общий размер.

Для того чтобы прогнозировать границы современных фаунистических провинций, лучше всего знать течения, так как течения открытого океана и континентальных шельфов «охраняют» район сочетающихся температур, соленостей и других физических и химических условий, а также распространяют личинки в пределах этого специфического района [678]. Доминирующая роль течений в контроле фаунистических

ческих провинций известна океанографам уже в течение десятилетий (например, [238], стр. 2, 22]. Так, Бэ ([43, стр. 32) писал, что «многочисленные специалисты по биогеографии планктона... заметили тесную связь между планктонными сообществами и основными гидрографическими районами Мирового океана». Более конкретно — в открытой Атлантике происходят изменения сообществ фитопланктона, зоопланктона и рыб при движении от экватора к северу по направлению к Бермудам и затем к Гренландии [20, 416, 539]. Очевидно, не существует физических барьеров, делающих отчетливыми фаунистические провинции. В дополнение к этому в рамках Гольфстрима содержатся флоры и фауны, которые заметно отличаются от негольфстримских [911]. Сидящие (сипункулиды и погонофоры) на континентальном склоне организмы также разделены по районам в результате «воздействия придонных течений на распределение личинок» [176]. Действительно, точно такой же эффект наблюдается и в распределении глинистых минералов, которые тоже переносятся системами течений [367].

Короче говоря, виды более или менее ограничены отдельными системами течений и, вероятно, образуют дискретные популяции не потому, что специфический физический фактор представляет собой серьезный физиологический барьер для их распределения, а потому, что течения ограничивают распространение видов данными регионами. (Альтернативная точка зрения заключается в том, что крутизна термического градиента как такового имеет фундаментальное значение для регулирования таксономического разнообразия; см. [845] и более ранние работы). В настоящей книге поддерживается идея о том, что течения контролируют и прогнозируют фаунистические провинции и что необходимо сосредоточить усилия палеонтологов при реконструкции фаунистических провинций прошлого как в открытом океане, так и на дне на оконтуривании древних систем течений.

Наиболее устойчивые океанографические индикаторы, пригодные для реконструкции древних систем течений, показаны на рис. 7-11. Они включают в себя существование: 1) направленного к западу экваториального течения; 2) интенсификации течений вдоль западных окраин океанов, которые отворачивают к востоку между 30 и 40° широты аналогично Гольфстриму; 3) более бореальных смещенных к западу круговоротов, которые могут сливаться в полярные круговороты с перемещением водных масс по часовой стрелке вокруг полюса, что наблюдается сегодня в Арктике [625]. Конечно, местные географические условия будут влиять на полученную картину, однако основные системы течений сами по себе являются результатом атмосферной циркуляции на сфере, комбинирующейся с законами баланса масс, и эти два фактора, по-видимому, в течение фанерозоя существенно не изменялись. Поэтому для начала я рекомендую использование этой системы для реконструкции древних океанских течений и сопутствующих фаунистических провинций.

В простейшем из всех географических миров мы можем представить себе единый континент, типа Пангеи, и можем реконструировать океанские течения, окружающие его (гл. 3), и соответствующие биогеографические провинции (как на рис. 7-11). Такой мир с системами течений, отмеченными в предыдущем абзаце, будет состоять

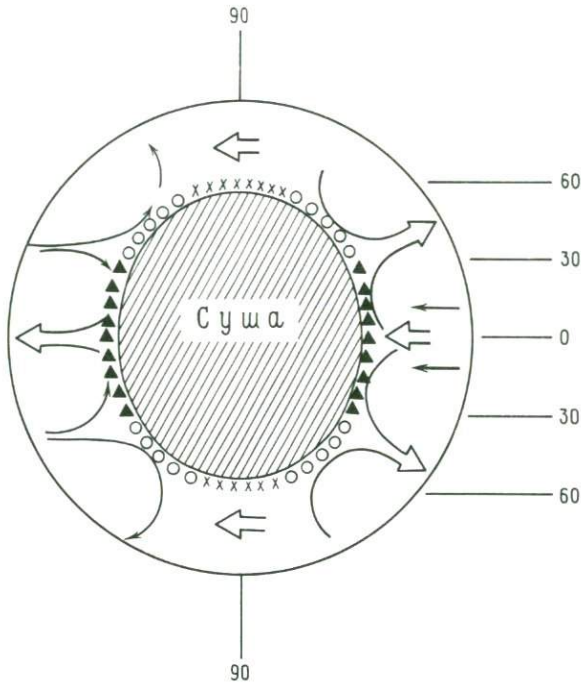


Рис. 7-11. Гипотетическая суша, окруженная Мировым океаном, как иллюстрация картины течений и фаунистических провинций [738].

Указаны восемь фаунистических провинций: две тропические (треугольники), четыре умеренные (кружки) и две полярные (крестики).

из восьми главных фаунистических провинций: северной и южной полярных, восточной и западной тропических и четырех промежуточных провинций (по одной с каждой стороны континента как в северном, так и в южном полушарии). Эти восемь провинций (со своей температурой воды и ее химическим составом) являются результатом океанской циркуляции.

Существуют и два дополнительных индикатора при определении фаунистических провинций: 1) по аналогии с современностью водная масса величиной со Средиземное море образует отдельную провинцию; 2) морские виды не в состоянии сохранять генетическое

единство на бесконечно большом расстоянии. Тропический район Индийского океана и западной части Тихого океана, протягивающийся от Сомали до Соломоновых островов (примерно на 15000 км), вероятно, может быть подразделен на три фаунистические провинции, несмотря на «непрерывную» водную связь. Причина такого биотического разделения состоит в том, что рассеивание на очень большом расстоянии является слишком слабым, чтобы одного лишь потока генов оказалось достаточно для поддержания репродуктивной непрерывности. Поэтому, хотя перенос личинок на большие расстояния и *возможен* [718], местная и региональная биогеографические дифференциации имеют большее значение, если расстояние превышает примерно 4000 км.

Такой способ рассмотрения фаунистического разнообразия ничего не говорит о том, *какие* виды существуют в любой данной провинции, поскольку это явно зависит от индивидуальной физиологической адаптации. Однако модель позволяет делать следующее: 1) реконструировать количество фаунистических провинций; 2) так как видовое разнообразие является функцией размера фаунистических провинций, то график отношения таксона к площади ареала позволяет реконструировать количество видов в каждой провинции; 3) в принципе несложно суммировать количество провинций и их размеры и установить общее таксономическое разнообразие; 4) можно сделать вывод о том, что изменения в количестве и размере провинций «контролируют» изменения общего разнообразия во времени.

Если применить этот общий метод определения фаунистических провинций к современной эпохе (рис. 7-12), то можно предсказать существование 18 основных фаунистических провинций. Эти провинции очень похожи на реально существующие современные провинции, а их количество, вероятно, является минимальным, которое может существовать при современном распределении материков и океанов. Для сравнения на рис. 7-13 показаны эмпирически установленные современные фаунистические провинции для мшанок (21 провинция на шельфах). Если учитывать слабые отличия провинций и острова (например, Гавайи), то можно выделять еще более мелкие провинции. Валентайн ([845], стр. 356) перечислил 31 провинцию морских моллюсков на мировом континентальном шельфе, однако многие из них являются более мелкими подразделениями основных провинций, показанных для мшанок, и выделить их в ископаемом состоянии не удалось бы. На распространение основных фаунистических провинций указывает общая океанская циркуляция. Кэмпбелл и Валентайн [120] предположили, что эти провинции очевидны и при анализе фауны прошлого.

Рассмотренная модель реконструированных фаунистических провинций пригодна для большого отрезка фанерозоя, когда размер морских трансгрессий на континентах был менее, скажем, 40%. Некоторые аспекты модели, относящиеся к континентам, служащим барьерами для

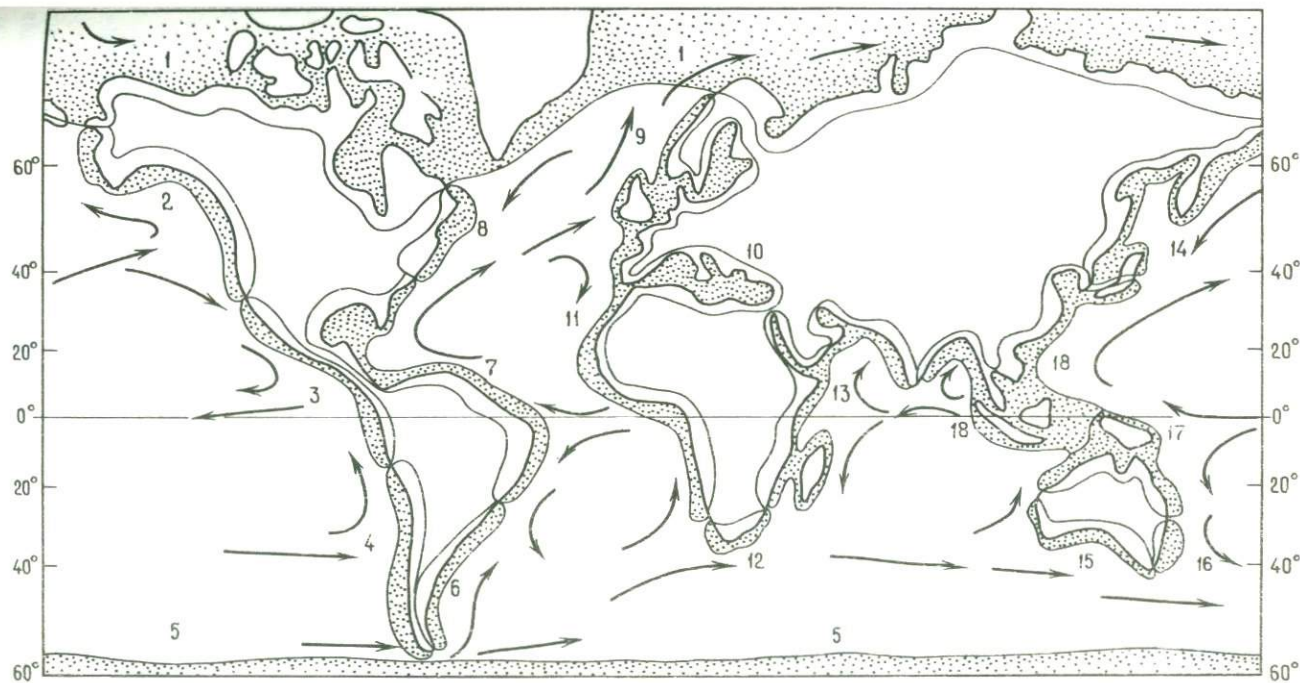


Рис. 7-12. Прогнозируемые фаунистические провинции современных шельфовых областей, соответствующие дедуктивной модели, обсуждаемой в тексте [738].

Видно, что по сравнению с «реальными» фаунистическими провинциями (рис. 7-13) прогнозируемая картина пренебрегает небольшими океанскими островами (например, Гавайскими) и такими географически контролируемыми провинциями, как Виргинская (между мысами Код и Хатгерас). Очертания континентов примерно соответствуют тому, что следует ожидать на палеогеографических реконструкциях.

океанских течений, неприменимы для тех периодов, когда эпиконтинентальные моря занимали, скажем, до 75% площади континентов. Особенно это касается узких континентов (например, менее 5000 км в ширину).

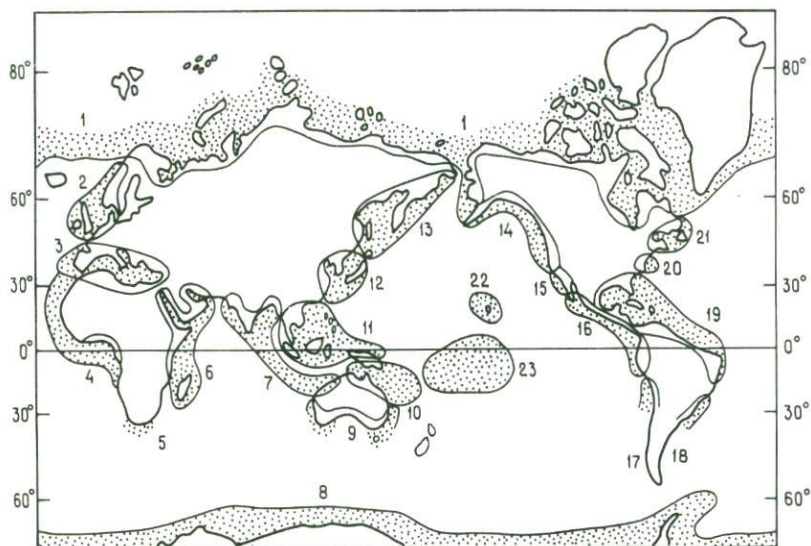


Рис. 7-13. Мшанковые фаунистические провинции континентальных шельфов [738].

Заметна большая детальность по сравнению с рис. 7-12.

Различия между предсказанной и реальной картиной распространения фаунистических провинций обусловлены главным образом 1) отсутствием в прогнозе *малых* провинций умеренных широт и океанских островов и 2) отсутствием информации о точной конфигурации тропических провинций, где на системы течений сильно влияют местные географические особенности (например, в Юго-Восточной Азии). Небольшие провинции умеренных широт, контролируются в основном их географическим положением (например, Виргинская провинция между мысами Хаттерас и Код) и характеризуются резкими градиентами температур с обеих сторон. Такие провинции *могут* являться частью дополнительных провинций, которые, как полагает Валентайн, характерны для эпох с резким температурным градиентом. Подобные небольшие провинции не оказывают такого влияния на общее разнообразие фауны, как основные тропические провинции.

3. Давайте теперь объединим теорию биогеографии и теорию изменений количества фаунистических провинций в общую теорию изменения разнообразия во времени. Я полагаю, что можно раздельно увидеть как эффект изменений эндемизма, так и эффект изменений площади ареалов

во время знаменитых вымираний в перми и триасе. На рис. 7-14 показан в логарифмическом масштабе по обоим осям график отношения разнообразия семейств пермских морских беспозвоночных к площади пермских мелководных морей. Заметен крутой наклон графика для

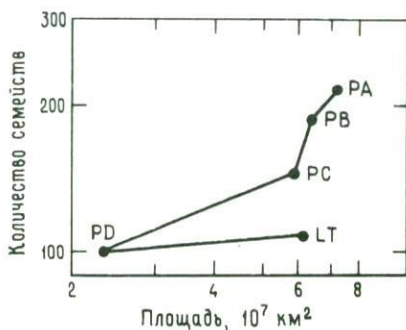


Рис. 7-14. График соотношения количества семейств пермских мелководно-морских беспозвоночных и площади пермских мелководных морей (масштаб по обоим осям логарифмический) [738].

PA — ранняя пермь; PB и PC — середина перми; PD — поздняя пермь; LT — ранний триас.

интервала времени с самого начала перми (PA) до ее середины (PB, затем PC). Эти периоды соответствуют заметно изменявшейся палеогеографии, вызванной присоединением Сибирской плиты к Европе (и формированием Уральских гор), а также Ангарской плиты к южной Азии (палеогеографические карты для этих интервалов времени даны Шопфом [735], рис. 3, 4). Для ранней перми, когда и Сибирская и Ангарская плиты были самостоятельными континентами, я выделил 14 фаунистических провинций, а для конца перми (Пангеи) — 8.

Эмпирическое рассмотрение пангейской фауны брахиопод поздней перми также обнаруживает только несколько провинций: тропические, умеренные и полярные как в северном, так и в южном полушариях [890]. Следовательно, основное уменьшение разнообразия с ранней перми до поздней обусловлено уменьшением числа эндемичных регионов, что совпадает с крутым наклоном графика отношения таксон/площадь ареала.

Последующие изменения разнообразия в самом конце перми и в раннем триасе соответствуют гораздо более пологой части графика (от PC до PD и от PD до LT на рис. 7-14). В это время не было заметных палеогеографических событий. Основное изменение разнообразия приписывается эффекту изменений в размере существовавших провинций (за счет понижения и затем подъема уровня моря). Для раннего триаса не задокументировано значительное увеличение эндемизма; в это время произошло только изменение площади ареала обитания из-за подъема уровня моря приблизительно на 200 м.

Гораздо раньше (в силуре), очевидно, выделялись континентальные области Гондваны, Северного и Южного Китая, Балтики, Сибири, Малайзии, Тибета, Казахстана и Лаврентии [937]. Применение опи-

санных выше принципов позволяет реконструировать около 13 силурийских фаунистических провинций, однако для некоторых из них на сегодня сохранилось слишком мало горных пород. Это число провинций вдвое больше эмпирически определенного [82], хотя эмпирические данные не нанесены при реконструкции с учетом дрейфа материков, что затрудняет оценку провинций. Надежное знание среднепалеозойских провинций в связи с географией этой эпохи является критически важным для проверки того, что мы можем назвать биогеографической теорией фаунистического разнообразия.

Неудивительно, что чисто эмпирические обзоры фаунистических регионов во времени (например, [846]) должны сильно уменьшать количество провинций. Согласно комментарию Зиглера и Скотиса с соавторами ([938], стр. 16), «большинство палеобιοгеографических единиц, определенных до сих пор в палеозое, имеют размер надрегионов или регионов в смысле, употребляемом биогеографами, работающими с современным материалом. В смысле, употребляемом для современной биоты, провинции должны надежно распознаваться в ископаемом состоянии. Однако это лишь вероятно, поскольку в нашем распоряжении отсутствует адекватная палеогеографическая основа». Некоторые древние фаунистические провинции сегодня почти полностью отсутствуют в породах соответствующего возраста. Поэтому точный эмпирический подсчет провинций, различаемых в геологической летописи, хотя ранее и сильно поддерживался некоторыми исследователями, может не отражать картину первичного разнообразия.

В заключение я утверждаю, что в фанерозое вариации разнообразия, должно быть, отражали изменения количества фаунистических провинций. Для того чтобы полностью проверить эту идею, пока явно недостаточно имеющейся палеогеографической информации. Однако представляется, что количество реконструированных фаунистических провинций и общее разнообразие изменялись параллельно, как показано на рис. 7-6.

## Краткое содержание

В этой главе мы в основном рассматривали: 1) продукцию органического углерода в геологическом времени; 2) картину изменений таксономического состава, таксономического разнообразия и вымирания фауны; 3) биогеографию. В течение последних 3,3 млрд. лет продуктивность, вероятно, не изменялась более чем в 2 раза, так как способы перевода солнечной энергии в органический углерод в основном не менялись во времени, хотя таксономические группы изменялись очень сильно. Относительно таксономического состава можно сказать следующее: возраст наиболее древних организмов, вероятно, 3,4 млрд. лет и, несомненно, 2,0 млрд. лет; прокариоты (сине-зеленые водоросли и бактерии) сменились эукариотами 1,4 млрд. лет назад; многоклеточные животные и растения известны начиная с 0,7 млрд.

лет назад. Большая часть главных таксонов беспозвоночных, живших в кембрии, представлена и сейчас. По отношению к картине таксономического разнообразия наши знания биологического разнообразия в геологическом времени являются функцией 1) опробования доступных обнажений, 2) адаптаций к новым условиям обитания и 3) изменений в степени эндемизма вследствие различного палеогеографического расположения. Относительно биогеографии описан способ определения количества и расположения биогеографических провинций. Он может помочь оценить традиционные эмпирические обзоры, в которых фауны группируются вместе независимо от рассмотрения их палеогеографической позиции. •

В этой книге принята следующая точка зрения: 1) разнообразие есть функция площади ареала обитания; 2) суммарная площадь ареалов обитания является функцией числа биогеографических провинций и размера каждой из них, обусловленного изменениями уровня моря; 3) можно расшифровать геологическую летопись по отношению к древней палеогеографии и изменениям уровня моря; 4) поэтому биогеографические реконструкции в сочетании с эмпирической документацией способны представить точный «сигнал» изменений разнообразия ( $\pm 25\%$ ) в геологическом времени; 5) на основной геологический контроль биологического разнообразия накладываются «скачки», обусловленные как присоединением новых адаптивных зон, так и увеличением разнообразия до локального насыщения.

# Приложение

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ НОМЕНКЛАТУРА

---

Осадки классифицированы по гранулометрическому составу в соответствии со схемой Аддена – Уэнтуэрта – Крамбейна (UWK), основанной на показателе «фи»:  $\phi = -\log_2 d/d_0$ , где  $d$  – диаметр (в мм), а  $d_0$  – стандарт (1 мм). Для размерности осадка, уменьшающейся направо на графике осадок – частота встречаемости,  $\phi$  имеет свойство увеличиваться слева направо. В зависимости от того, какая классификационная схема используется, к изучаемым осадкам можно применить больше одного названия по гранулометрии (см. табл. А-1).

**Три обычно применяемые гранулометрические шкалы.  
Принятый в США стандартный размер отверстий сит в мешах**

Аdden – Уэнтуэрт – Крамбейн	Значения $\varnothing$	Отдел сельского хозяйства и почв Американского научного общества, США	Корпус инженеров, Отдел вооруженных сил США и Бюро мелиорации
Крупная галька (булыжник)		Крупная галька (булыжник)	Валуны 10 в крупной гальке
64 мм	-6	80 мм	
	-5		
	-4		3 в
Галька		Гравий	гравии
	-3		
	-2		4,76 мм (= 4 меш)
4 мм			
Гравий			Крупнозернистый песок
2 мм	-1	2 мм	2 мм (= 10 меш)
Очень крупнозернистый песок		Очень крупнозернистый песок	Среднезернистый песок
1 мм	0	1 мм	
Крупнозернистый песок		Крупнозернистый песок	
0,5 мм	+1	0,5 мм	
Среднезернистый песок		Среднезернистый песок	0,42 мм (= 40 меш)
0,25 мм	+2	0,25 мм	
Мелкозернистый песок		Мелкозернистый песок	Мелкозернистый песок
0,125 мм	+3	0,10 мм	
Тонкозернистый песок		Тонкозернистый песок	0,074 мм (= 200 меш)
0,0625 мм	+4	0,05 мм	
	+5		
Алеврит		Алеврит	Тонкие осадки
	+6		
	+7		
0,0039 мм	+8	0,002 мм	
Глина		Глина	

## Список литературы

1. *Abbott B. M.*, Terminology of stromatoporoid shapes. *Journal of Paleontology* 47: 805–806, 1973.
2. *Abele L. G.*, Comparative species richness in fluctuating and constant environments: coral-associated decapod crustaceans. *Science* 192: 461–463, 1976.
3. *Abelson P. H.*, Chemical events on the primitive earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 55: 1365–1372, 1966.
4. *Adam D. P.*, The tropical cyclone as a global climatic stabilizing mechanism. *Geology* 3: 625–626, 1975.
5. *Adey W. H. and Macintyre I. G.*, Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences. *Geological Society of America Bulletin* 84: 883–904, 1973.
6. *Alexander R. R.*, Morphologic adaptation of the bivalve *Anadara* from the Pliocene of the Kettleman Hills, California. *Journal of Paleontology* 48: 633–651, 1974.
7. *Alexandersson E. T.*, Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galata Point, Panama. A discussion. *Journal of Sedimentary Petrology* 48: 665–688, 1978.
8. *Allen J. R. L.*, Assymetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata. *Liverpool and Manchester Geological Journal* 3: 187–236, 1963.
9. *Allen J. R. L.* A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5: 89–191, 1965.
10. *Allen J. R. L.*, Depth indicators of clastic sequences. *Marine Geology* 5: 429–446, 1967.
11. *Alvarez-Borrego S., Guthrie D., Culberson C. H., and Park P. K.*, Test of Redfield's model for oxygen-nutrient relationships using regression analysis. *Limnology and Oceanography* 20: 795–805, 1975.
12. *Anderson A. T.*, Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 85: 1485–1492, 1974.
13. *Anderson A. T.*, Some basaltic and andesitic gases. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 13: 37–55, 1975.
14. *Anderson E. J.*, Environmental models for Paleozoic communities. *Lethaia* 4: 287–302, 1971.
15. *Arking A.*, Latitudinal distribution of cloud cover from Tiros III photographs. *Science* 143: 569–572, 1964.
16. *Armstrong R. L. and Hein S. M.*, Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution in the Earth's crust and upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 1–18, 1973.
17. *Arrhenius G.*, Sedimentary record of long-period phenomena. Pp. 155–174 in *Advances in Earth Science*, ed. P. M. Hurley. M. I. T. Press, Cambridge, 1966.
18. *Audley-Charles M. G., Curray J. R., and Evans G.*, Location of major deltas. *Geology* 5: 341–344, 1977.
19. *Aumento F.*, Vesicularity of mid-ocean pillow lavas. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 1315–1319, 1971.
20. *Baskus R. H., Mead G. W., Haedrich R. L., and Ebeling A. W.*, The mesopelagic fishes collected during cruise 17 of the R/V Chain, with a method for analyzing faunal transects. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology* 134: 139–158, 1965.
21. *Bada J. L. and Miller S. L.*, Ammonium ion concentration in the primitive ocean. *Science* 159: 423–425, 1968.
22. *Bada J. L. and Schroeder R. A.*, Amino acid racemization reactions and their geochemical implications. *Naturwissenschaften* 62: 71–79, 1975.

23. *Badham J. P. N. and Stanworth C. W.*, Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake. *Nature* 268: 516–517, 1977.
24. *Badiozamani K., Mackenzie F. T., and Thorstenson D. C.*, Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadosephreatic effects. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 529–542, 1977.
25. *Baes C. F. Jr., Goeller H. E., Olson J. S., and Rotty R. M.*, Carbon dioxide and climate: the uncontrolled experiment. *American Scientist* 65: 310–320, 1977.
26. *Baker D. J., Jr.*, Models of oceanic circulation. *Scientific American* 222: 114–121, 1970.
27. *Baker V. R.*, Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1057–1071, 1977.
28. *Ball M. M.*, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 556–591, 1967.
29. *Ball M. M., Shinn E. A., and Stockman K. W.*, The geologic effects of Hurricane Donna in south Florida. *Journal of Geology* 75: 583–597, 1967.
30. *Bambach R. K.*, Species richness in marine benthic habitats through the Phanerozoic. *Paleobiology* 3: 152–167, 1977.
31. *Bandy O. L.*, General correlation of foraminiferal structure with environment. Pp. 7–19 in *International Geological Congress, 21st Session, Part no. 22 (Norway), 1960a*.
32. *Bandy O. L.*, Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation. Pp. 1–8 in *Science Reports, Tohoku University, Sendai, Japan, 2nd Series (Geology), Special Volume no. 4 (Professor Shoshiro Hanzawa Memorial Volume), 1960b*.
33. *Bandy O. L.*, Larger living foraminifera of the continental borderland of southern California. *Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 14: 121–126, 1963.
34. *Bandy O. L.*, A review of the calibration of deep-sea cores based upon species variation, productivity, and  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  ratios of planktonic foraminifera – including sedimentation rates and climatic inferences. Pp. 37–61 in *Calibration of Hominoid Evolution*, ed. W. W. Bishop and J. A. Miller. University of Toronto Press, Toronto, 1972.
35. *Bandy O. L. and Arnal R. E.* Concepts of foraminiferal paleoecology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 44: 1921–1932, 1960.
36. *Bandy O. L. and Arnal R. E.*, Middle Tertiary basin development, San Joaquin Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 80: 783–820, 1969.
37. *Banin A. B. and Navrot J.*, Origin of life: clues from relations between chemical compositions of living organisms and natural environments. *Science* 189: 550–551, 1975.
38. *Barnes S. S.*, Minor element composition of ferromanganese nodules. *Science* 157: 63–65, 1967.
39. *Barth T. F. W.*, The geochemical evolution of continental rocks. A model. Pp. 587–597 in *Origin and Distribution of the Elements*, ed. L. H. Ahrens. Pergamon Press, Oxford, 1968.
40. *Bates D. R. and Nicolet M.*, The photochemistry of atmospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research* 55: 301–327, 1950.
41. *Bathurst R. G. C.*, Carbonate Sediments and Their Diagenesis. *Developments in Sedimentology*, no. 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp., 1971.
42. *Bé A. W. H.*, Shell porosity of Recent planktonic foraminifera as a climatic index. *Science* 161: 881–884, 1968.
43. *Bé A. W. H.*, An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. Pp. 1–100 in *Oceanic Micropaleontology*, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 1. Academic Press, New York, 1977.
44. *Bé A. W. H. and Duplessy J. C.*, Subtropical convergence fluctuations and Quaternary climates in the middle latitudes of the Indian Ocean. *Science* 194: 419–422, 1976.
45. *Becker R. H. and Clayton R. N.*, Carbon isotopic evidence for the origin of

- a banded iron-formation in Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36: 557–595, 1972.
46. *Behrens E. W. and Frishman S. A.*, Stable carbon isotopes in blue-green algal mats. *Journal of Geology* 79: 94–100, 1971.
  47. *Bentor Y. K. and Kastner M.*, Notes of the mineralogy and origin of glauconite. *Journal of Sedimentary Petrology* 35: 155–166, 1965.
  48. *Berger W. H.*, Ecologic patterns of living planktonic foraminifera *Deep-Sea Research* 16: 1–24, 1969.
  49. *Berger W. H.*, Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. *Geological Society of America Bulletin* 81: 1385–1402, 1970.
  50. *Berger W. H.*, Deep sea carbonates: dissolution facies and age-depth constancy. *Nature* 236: 392–395, 1972.
  51. *Berger W. H.*, Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminiferal Research* 3: 187–195, 1973.
  52. *Berger W. H.*, Deep-sea sedimentation. Pp. 213–241 in *The Geology of Continental Margins*, ed. C. A. Burk and C. L. Drake. Springer-Verlag, New York, 1974. [Имеется перевод: *Бергер В.* Глубоководное осадконакопление. — В кн.: *Геология континентальных окраин*, т. 1, М., «Мир», 1978, с. 239–271.]
  53. *Berger W. H.*, Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. Pp. 265–388 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and R. Chester, vol. 5, 2nd ed., Academic Press, London, 1976.
  54. *Berger W. H.*, Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth. *Deep-Sea Research* 25: 447–452, 1978a.
  55. *Berger W. H.*, Oxygen-18 stratigraphy in deep-sea sediments: additional evidence for the deglacial meltwater effects. *Deep-Sea Research* 25: 473–480, 1978b.
  56. *Berger W. H.*, Historical oceanography (review of Oceanic Micropalaeontology, ed. A. T. S. Ramsay, 1977). *Science* 200: 1475, 1978c.
  57. *Berger W. H. and Gardner J. V.*, On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 5: 102–113, 1975.
  58. *Berger W. H., Johnson R. F. and Killingley J. S.*, “Unmixing” of the deep-sea record and the deglacial meltwater spike. *Nature* 269: 661–663, 1977.
  59. *Berger W. H. and Parker F. L.*, Diversity of planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Science* 168: 1345–1347, 1970.
  60. *Berger W. H. and von Rad U.*, Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 14: 787–954, 1972.
  61. *Berger W. H. and Winterer E. L.*, Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. Pp. 11–48 in *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
  62. *Berggren W. A. and Hollister C. D.*, Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. Pp. 126–186 in *Studies in Paleo-oceanography*, ed. W. W. Hay. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 20, 1974.
  63. *Berkner L. V. and Marshall L. C.*, The history of growth of oxygen in the earth's atmosphere. Pp. 102–126 in *The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans*, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron. John Wiley and Sons, New York, 1964.
  64. *Berner R. A.*, Principles of Chemical Sedimentology. McGraw-Hill Book Co., New York. 240 pp., 1971.
  65. *Berner R. A.*, Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget. Pp. 347–361 in *The Changing Chemistry of the Oceans*, ed. D. Dyrssen and D. Jagner. Nobel Symposium Proceedings, no. 20. John Wiley and Sons, New York, 1972.
  66. *Bewers J. M. and Yeats P. A.*, Oceanic residence times of trace metals. *Nature* 268: 595–598, 1977.
  67. *Biot P.*, The Cycle of Erosion in Different Climates. University of California Press, Berkeley. 144 pp., 1968

68. Biscaye P. E., Kolla V. R., and Hanley A., Quartz abundances and accumulation rates in the sediments of the Atlantic Ocean in relation to climatology. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 899, 1977.
69. Bluck B. J., Particle rounding in beach gravels. Geological Magazine 106: 1–14, 1969.
70. Blumenstock D. I., Typhoon effects at Jaluit Atoll in the Marshall Islands. Nature 182: 1267–1269, 1958.
71. Blumenstock D. I., Fosberg F. R., and Johnson C. G., The re-survey of typhoon effects on Jaluit Atoll in the Marshall Islands. Nature 189: 618–620, 1961.
72. Bodine B. R., Hurricane Surge Frequency Estimated for the Gulf Coast of Texas. U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Technical Memorandum no. 26. 32pp., 1969.
73. Bogdanov D. V., Map of the natural zones of the ocean, Deep-Sea Research 10: 520–523. (From Okeanologiya, 1961, 1: 941–943.)
74. Богоров В. Г., Виноградов М. Е., Воронина Н. М., Канаева И. П., Суетова И. А. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана. — ДАН, 1968, т. 182, вып. 5, с. 1205–1207.
75. Boltovskoy E., Note on the determination of absolute surface water paleotemperature by means of the foraminifer *Globigerina bulloides* d'Orbigny. Paläontologische Zeitschrift 47: 152–155, 1973.
76. Bond G., Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. Geology 4: 557–560, 1976.
77. Bond G., Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. Journal of Geology 86: 47–65, 1978a.
78. Bond G., Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary Periods. Geology 6: 247–250, 1978b.
79. Boon J. D. III, and MacIntyre W. G., The boron-salinity relationship in estuarine sediments of the Rappahannock River, Virginia. Chesapeake Science 9: 21–26, 1968.
80. Bordovskiy O. K., Accumulation of organic matter in bottom sediments. Marine Geology 3: 33–82, 1965.
81. Bosellini A., and Winterer E. L., Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. Geology 3: 279–282, 1975.
82. Boucot A. J., Silurian and Devonian biogeography. Pp. 165–175 in Paleogeographic Provinces and Provinciality, ed. C. A. Ross. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 21, 1974.
83. Boulos M., and Manuel O. K., The xenon record of extinct radioactivities in the earth. Science 174: 1334–1336, 1971.
84. Bouma A. H., Recent and ancient turbidites and contourites. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 22: 205–221, 1972.
85. Bowen H. J. M., Trace Elements in Biochemistry. Academic Press, London. 241 pp., 1966.
86. Bradshaw J. S., Ecology of living planktonic foraminifera in the North and equatorial Pacific. Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 10: 25–64, 1959.
87. Bramlette M. N., Pelagic sediments. Pp. 345–366 in Oceanography, ed. M. Sears. American Association for the Advancement of Science, Publication no. 67, 1961.
88. Bray J. R., Pleistocene volcanism and glacial initiation. Science 197: 251–254, 1977.
89. Brenner R. L. and Davies D. K., Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. Geological Society of America Bulletin 84: 1685–1698, 1973.
90. Brenner R. L. and Davies D. K., Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: reply. Geological Society of America Bulletin 85: 838, 1974.

91. Brewer P. G., Minor elements in sea water. Pp. 415–496 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
92. Briden J. C., Palaeolatititude distribution of precipitated sediments. Pp. 437–444 in *Palaeogeophysics*, ed. S. K. Runcorn. Academic Press, London, 1970.
93. Brinkman R. T., Dissociation of water vapor and evolution of oxygen in the terrestrial atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 74: 5355–5368, 1969.
94. Broadhurst F. M. and Simpson I. M., Bathymetry on a carboniferous reef. *Lethaia* 6: 367–381, 1973.
95. Brock T. D., *Thermophilic Microorganisms and Life at High Temperatures*. Springer-Verlag, New York, 465 pp., 1978.
96. Broecker W. S., Radiocarbon dating: a case against the proposed link between river mollusks and soil humus. *Science* 143: 596–597, 1964.
97. Broecker W. S., A boundary condition on the evolution of atmospheric oxygen. *Journal of Geophysical Research*. 75: 3553–3557, 1970.
98. Broecker W. S., A kinetic model for the chemical composition of sea water. *Quaternary Research* 1: 188–207, 1971.
99. Broecker W. S., Factors controlling CO<sub>2</sub> content in the oceans and atmosphere. Pp. 32–50 in *Carbon and the Biosphere*, ed. G. M. Woodwell and E. V. Pecan. Technical Information Center, Office of Information Services, U. S. Atomic Energy Commission, 1973.
100. Broecker W. S. and Takahashi T., The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. *Deep-Sea Research* 25: 65–95, 1978.
101. Broecker W. S., Takahashi T. and Li Y.-H., Hydrography of the central Atlantic – I. The two-degree discontinuity. *Deep-Sea Research* 23: 1083–1104, 1976.
102. Brooks R. R., Presley B. J. and Kaplan I. R. Trace elements in the interstitial water of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32: 397–414, 1968.
103. Brosche P. and Sündermann J., Tides around Pangaea. *Naturwissenschaften* 64: 89–90, 1977.
104. Brown C. W., Hurricanes and shore-line changes in Rhode Island. *Geographical* 29: 416–430, 1939.
105. Brown H., Rare gases and the formation of the earth's atmosphere. Pp. 200–208 in *The Atmospheres of the Earth and Planets*, ed. G. P. Kuiper. University of Chicago Press, Chicago, 1949.
106. Bryson R. A., A perspective on climatic change. *Science* 184: 753–760, 1974.
107. Buchardt B., Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary Period in the North Sea area. *Nature* 275: 121–123, 1978.
108. Buchardt B. and Fritz P., Strontium uptake in shell aragonite from the freshwater gastropod *Limnaea stagnalis*. *Science* 199: 291–292, 1978.
109. Budyko M. I., The effects of solar radiation variations on the climate of earth. *Tellus* 21: 611–619, 1969.
110. Budyko M. I., The future climate. *EOS (American Geophysical Union Transactions)* 53: 868–874, 1972.
111. Burke K., Atlantic evaporites formed by evaporation of water spilled from Pacific, Tethyan, and southern oceans. *Geology* 3: 613–616, 1975.
112. Burnett W. C., Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. *Geological Society of America Bulletin* 88: 813–823, 1977.
113. Butler W. A., Jeffery P. M., Reynolds J. H. and Wasserburg G. J., Isotopic variations in terrestrial Xenon. *Journal of Geophysical Research* 68: 3283–3291, 1963.
114. Byrnes J. G., Notes on the nature and environmental significance of the Receptaculitaceae. *Lethaia* 1: 368–381, 1968.
115. Cadogen P. H., Palaeoatmospheric argon in Phynic chert. *Nature* 268: 38–41, 1977.
116. Calder J. A., and Parker P. L., Geochemical implications of induced changes

- in  $C^{13}$  fractionation by blue-green algae. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 133–140, 1973.
117. Calvert S. E., The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. Pp. 188–280 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and R. Chester, vol. 6, 2nd ed. Academic Press, London, 1976.
  118. Calvert S. E., Mineralogy of silica phases in deep-sea cherts and porcelanites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Part A* 286: 239–252, 1977.
  119. Cameron E. M. and Baumann A., Carbonate sedimentation during the Archean. *Chemical Geology* 10: 17–30, 1972.
  120. Campbell C. A. and Valentine J. W., Compobability of modern and ancient marine faunal provinces. *Paleobiology* 3: 49–57, 1977.
  121. Carden J. R., Connely W., Forbes R. B. and Turner D. L., Blue schists of the Kodiak Islands, Alaska: an extension of the Seldovia schist terrane. *Geology* 5: 529–533, 1977.
  122. Carey S. N. and Sigurdsson H., Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufrière on St. Vincent, 1902: ash turbidites and air fall. *Geology* 6: 271–274, 1978.
  123. Carey C. W., *The Expanding Earth*. Elsevier, New York. 488 pp., 1976.
  124. Carlson T. N. and Prospero J. M., The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology* 11: 283–297, 1972.
  125. Carpenter T. H., Holle R. L. and Fernandez-Partagas J. J., Observed relationships between lunar tidal cycles and formation of hurricanes and tropical storms. *Monthly Weather Review* 100: 451–460, 1972.
  126. Cawley J. L., Burruss R. C. and Holland H. D., Chemical weathering in central Iceland: an analogy of pre-Silurian weathering. *Science* 165: 391–392, 1969.
  127. Chan K. M. and Manheim F. T., Interstitial water studies on small core samples, deep sea drilling project, leg 2. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 2: 367–371, 1970.
  128. Charney J., Stone P. H. and Quirk W. J., Drought in the Sahara: insufficient biogeographical feedback? *Science* 191: 100–102, 1976.
  129. Chaudhuri A., Influence of eolian processes on Precambrian sandstones of the Godavari Valley, South India. *Precambrian Research* 4: 339–360, 1977.
  130. Cherry R. D., Higgo J. J. W. and Fowler S. W., Zooplankton fecal pellets and elements residence times in the ocean. *Nature* 274: 246–248, 1978.
  131. Chester R., Geological, geochemical and environmental implications of the marine dust veil, Pp. 291–305 in *The Changing Chemistry of the Ocnas*, ed. D. Dyrsser and D. Jagner. Nobel Symposium Proceedings, no. 20. John Wiley and Sons, New York, 1972.
  132. Chester R., Elderfield H., Griffin J. J., Johnson L. R., Padgham R. C., Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 13: 91–105, 1972.
  133. Chilingar G. V., Ca/Mg and Sr/Ca ratios of calcareous sediments as a function of depth and distance from shore. *Journal of Sedimentary Petrology* 33: 236, 1963.
  134. Churchman G. J., Clayton R. N., Sridhar K., Jackson M. L., Oxygen isotopic composition of aerosol size quartz in shales, *Journal of Geophysical Research* 81: 381–386, 1976.
  135. Churkin M., Jr., Carter C., Johnson B. R., Subdivision of Ordovician and Silurian time scale using accumulation rates of graptolitic shale, *Geology* 5: 452–456, 1977.
  136. Ciesielski P. F., Weaver F. M., Early Pliocene temperature changes in the Antarctic seas, *Geology* 2: 511–515, 1974.
  137. Cifelli R., On the temperature relationships of planktonic foraminifera, *Journal of Foraminiferal Research* 1: 170–177, 1971.
  138. Cifelli R., Bernier C. S., Planktonic foraminifera from near the West African

- coast and a consideration of faunal parcelling in the North Atlantic, *Journal of Foraminiferal Research* 6: 258–273, 1976.
139. Cifelli R., Smith R. K., Problems in the distribution of recent planktonic foraminifera and their relationships with water mass boundaries in the North Atlantic. Pp. 68–81 in *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, ed. P. Brönnimann and H. H. Renz, vol. 2. E. J. Brill, Leiden, 1969.
  140. Cin R. D., Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates, *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 1094–1099, 1968.
  141. Clarke F. W., Wheeler W. C., *The Inorganic Constituents of Marine Invertebrates*. U. S. Geological Survey Professional Paper 124, 62 pp., 1922.
  142. Clarke W. B., Beg M. A., Craig H., Excess  $^3\text{He}$  in the sea: evidence for terrestrial primordial helium, *Earth and Planetary Science Letters* 6: 213–220, 1969.
  143. Clarkson E. N. K., Environmental significance of eye-reduction in trilobites and recent arthropods, *Marine Geology* 5: 367–375, 1967.
  144. CLIMAP Project Members, The surface of the ice-age earth. *Science* 191: 1131–1137, 1976.
  145. Cline R. M., Hays J. D., eds., *Investigation of Late Quarternary Paleooceanography and Paleoclimatology*, Geological Society of America, Memoir 145, 464 pp., 1976.
  146. Cloud P. E., Jr., Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth. *Science* 160: 729–736.
  147. Cloud P. E., Jr., Precambrian of North America, *Geotimes* 16: 13–18, 1971a.
  148. Cloud P. E., Jr., The Precambrian. *Science* 173: 851–854.
  149. Cloud P. E., Jr., Paleocological significance of the banded iron-formation, *Economic Geology* 68: 1135–1143, 1973.
  150. Cloud P. E., Jr., Evolution of ecosystems. *American Scientist* 62: 54–66, 1974a.
  151. Cloud P. E., Jr., Rubey conference on crustal evolution. *Science* 183: 878–881, 1974b.
  152. Cloud P. E., Jr., Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences, *Paleobiology* 2: 351–387, 1976a.
  153. Cloud P. E., Jr., Major features of crustal evolution, *Geological Society of South Africa, Annure to vol. 79*, pp. 1–33, 1976b.
  154. Cohen Y., Consumption of dissolved nitrous oxide in an anoxic basin, Saanich Inlet, British Columbia *Nature* 272: 235–237, 1978.
  155. Collins D., A coiled nautiloid preserved in life orientation from the Middle Ordovician of Ontario, *Canadian Journal of Earth Sciences* 15: 1661–1664, 1978.
  156. Condie K. C., A plate tectonics evolutionary model of the South Pass Archean greenstone belt, southwest Wyoming. Pp. 104–112 in *International Geological Congress, 24th Session, Section I (Montreal)*, 1972.
  157. Condie K. C., Archean magnetism and crustal thickening, *Geological Society of America Bulletin* 84: 2981–2992, 1973.
  158. Condie K. C., *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Pergamon Press, New York, 288 pp., 1976.
  159. Condie K. C., Potts M. J., Calc-alkaline volcanism and the thickness of the early Precambrian crust in North America, *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 1179–1184, 1969.
  160. Connolly J. R., Ewing M., Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores. *Science* 150: 1822–1824, 1965a.
  161. Connolly J. R., Ewing M., Pleistocene glacial-marine zones in North Atlantic deep-sea sediments, *Nature* 208: 135–138, 1968b.
  162. Connor E. F., McCoy E. D., The statistics and biology of the species-area relationship. *American Naturalist* 113: 791–833, 1979.
  163. Cook H. E., Enos P., eds., *Deep-Water Carbonate Environments*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 25. 336 pp., 1977.

164. Cook P. J., Loss of boron from shells during weathering and possible implications for the determination of palaeosalinity. *Nature* 268: 426–427, 1977.
165. Couch E. L., Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 55: 1829–1837, 1971.
166. Craig H., Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, *Science* 133: 1833–1834, 1961.
167. Craig H., The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Pp. 161–182 in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (Spoleto, 1965), ed. E. Tongiorgi, Consiglio Nazionale Delle Ricerche Laboratorio Di Geologia Nucleare, Pisa, 1965.
168. Craig H., Gordon L. I., Isotopic oceanography: deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Pp. 277–374 in *Symposium on Marine Geochemistry*, ed. D. R. Schink and J. T. Corless, Narragansett Marine Laboratory, University of Rhode Island, Occasional Publication, no. 3, 1965.
169. Craig H., Lupton J. E., Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 369–385, 1976.
170. Cram J. M., The influence of continental shelf width on tidal range: paleoceanographic implications, *Journal of Geology* 87, 1979.
171. Creager J. S., Sternberg R. W., Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. Pp. 347–362 in *Shelf Sediment Transport*, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilkey, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., 1972.
172. Crimes T. P., Harper J. C., eds., Trace Fossils, Seel House Press, Liverpool, 547 pp., 1970.
173. Crimes T. P., Harper J. C., eds., Trace Fossils 2. Seel House Press, Liverpool, 351 pp. 1977.
174. Cronin J. F., Recent volcanism and the stratosphere. *Science* 172: 847–849, 1971.
175. Crook K. A. W., Weathering and roundness of quartz sand grains, *Sedimentology* 11: 171–182, 1968.
176. Cutler E. B., Zoogeographical barrier on the continental slope off Cape Lookout, North Carolina, *Deep-Sea Research* 22: 893–902, 1975.
177. Dales R. P., Mangum C. P., Tichy J. C., Effects of changes in oxygen and carbon dioxide concentrations on ventilation rhythms in Onuphid polychaetes, *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 50: 365–380, 1970.
178. Daly R. A., First calcareous fossils and the evolution of the limestones, *Geological Society of America Bulletin* 20: 153–170, 1909.
179. Damon P. E., The relationship between terrestrial factors and climate. *Meteorological Monographs* 8: 106–111, 1968.
180. Damuth J. E., Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 695–710, 1977.
181. Dansgaard W., Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16: 436–468, 1964.
182. Davies R. D., Allsopp H. L., Strontium isotopic evidence relating to the evolution of the lower Precambrian granitic crust in Swaziland, *Geology* 4: 553–556, 1976.
183. Davis T. A., Hay W. W., Southam J. R., Worsley T. R., Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science* 197: 53–55, 1977.
184. Dearborn D. S. P., Newman M. J., Efficiency of convection and time variation of the solar constant. *Science* 201: 150–151, 1978.
185. Deelman J. C. On mechanisms causing birdseye structures, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* no. 10, pp. 582–595, 1972.
186. Defant A. Ebb and Flow, University of Michigan Press, Ann Arbor. 121 pp., 1958.
187. Degens E. T. Stable isotope distribution in carbonates. Pp. 193–208 in *Carbonate Rocks: Physical and Chemical Aspects*, ed. G. V. Chilingar, H. J. Bissell, and R. W. Fairbridge, Elsevier, Amsterdam, 1966.

188. *Degens E. T.* Biogeochemistry of stable carbon isotopes. Pp. 304–329 in *Organic Chemistry*, ed. G. Englinton and M. T. J. Murphy, Springer-Verlag, Berlin, 1969.
189. *Degens E. T., Epstein S.* Relationship between  $O^{18}/O^{16}$  ratios in coexisting carbonates, cherts, and diatomites. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46: 534–542, 1962.
190. *Degens E. T., Hunt J. M., Reuter J. H., Reed W. E.* Data on the distribution of amino acids and oxygen isotopes in petroleum brine waters of various geologic ages. *Sedimentology* 3: 199–225, 1964.
191. *Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.* Environmental studies of carboniferous sediments. Part II. Application of geochemical criteria. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 42: 981–997, 1958.
192. *Delaca T. E., Lipps H. J.* The mechanism and adaptive significance of attachment and substrate pitting in the foraminiferan *Rosalina globularis* d'Orbigny. *Journal of Foraminiferal Research* 2: 68–72, 1972.
193. *Deuser W. G.* Organic-carbon budget of the Black Sea. *Deep-Sea Research* 18: 995–1004, 1971.
194. *Deuser W. G.* Reducing environments. Pp. 1–37 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 3, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
195. *Deuser W. G., Degens E. T.* Carbon isotope fractionation in the system  $CO_2$  (gas) –  $CO_2$  (aqueous) –  $HCO_3^-$  (aqueous). *Nature* 215: 1033–1035, 1967.
196. *Deuser W. G., Degens E. T., Guillard R. R. L.* Carbon isotope relationships between plankton and sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32: 657–660, 1968.
197. *Deuser W. G., Ross E. H., Mlodzinska Z. L.* Evidence for and rate of denitrification in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research* 25: 431–445, 1978.
198. *Dewis F. J., Levinson A. A., Bayliss P.* Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin, Canada. IV. Boron-salinity-clay mineralogy relationships in modern deltas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36: 1359–1375, 1972.
199. *Dietz R. S.* A re-cycled hydrosphere? *Nature* 201: 279–218, 1964a.
200. *Dietz R. S.* Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: reply. *Geological Society of America Bulletin*. 75: 1275–1282, 1964b.
201. *Dietz R. S.* Earth's original crust – lost quest? *Tectonophysics* 6: 515–520, 1965.
202. *Dietz R. S., Holden J. C.* Earth and moon: tectonically contrasting realms. *Annals of the New York Academy of Science* 123: 631–640, 1965.
203. *Dingle R. V.* Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling. *Marine Geology* 3: 391–400, 1965.
204. *Дустанов У. Г., Сорокин В. И.* О двух генетических типах глауконитов Поволжья. – ДАН, 1973, т. 213, вып. 1, с. 194–196.
205. *Dodd J. R.* Magnesium and strontium in calcareous skeletons: a review. *Journal of Paleontology* 41: 1313–1329, 1967.
206. *Dodd J. R., Schopf T. J. M.* Approches to biogeochemistry. Pp. 46–60 in *Models in Paleobiology*, ed. T. J. M. Schopf. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 1972.
207. *Dodd J. R., Stanton R. J., Jr.* Paleosalinities within a Pliocene bay, Kettleman Hills, California: a study of the resolving power of isotopic and faunal techniques. *Geological Society of America Bulletin* 86: 51–64, 1975.
208. *Doemel W. N., Brock T. D.* Bacterial stromatolites: origin of laminations. *Science* 184: 1083–1085, 1974.
209. *Dole M.* The history of oxygen. *Science* 109: 77–81, 96, 1949.
210. *Donn W. L., Donn B. D., Valentine W. G.* On the early history of the earth. *Geological Society of America Bulletin* 76: 287–306, 1965.
211. *Donn W. L., Shaw D. M.* Model of climate evolution based on continental drift and polar wandering. *Geological Society of America Bulletin* 88: 390–396, 1977.

212. *Donnelly T. W.* Chemistry of Cenozoic sedimentation in the world ocean. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 953, 1977.
213. *Dott R. H., Jr.* Cambrian tropical storm waves in Wisconsin: reply. *Geology* 2: 613, 1974.
214. *Douglas I.* Erosion of granite terrains under tropical rain forest in Australia, Malaysia, and Singapore. Pp. 31–40 in Symposium on River Morphology, General Assembly of Bern, 25 Sept. – 7 Oct. 1967. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Publication no. 75, 1967.
215. *Douglas R. G., Savin S. M.* Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 17: 591–605, 1973.
216. *Douglas R. G.* Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32: 509–520, 1975.
217. *Dowling L. G.* Sediment dispersal within the Cocos Gap, Panama Basin, *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 1132–1156, 1977.
218. *Drake C. L., Burk C. A.* Geological significance of continental margins. Pp. 3–10 in *The Geology of Continental Margins*, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, 1974. [Имеется перевод: Дрейк Ч. Л., Берк К. А. Геологическая роль подводных континентальных окраин. – В кн.: Геология континентальных окраин, т. 1, М., «Мир», 1978, с. 9–17.]
219. *Draper L.* Wave activity at the sea bed around northwestern Europe, *Marine Geology* 5: 133–140, 1967.
220. *Drever J. I.* Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formations, *Geological Society of America Bulletin* 85: 1099–1106, 1974.
221. *Drewry G. E., Ramsay A. T. S., Smith A. G.* Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in Phanerozoic time, *Journal of Geology* 82: 531–553, 1974.
222. *Dritschilo W., Cornell H., Nafus D., O'Connor B.* Insular biogeography: of mice and mites. *Science* 190: 467–469, 1975.
223. *Drury S. A.* Were Archaean continental geothermal gradients much steeper than today? *Nature* 274: 720–721, 1978.
224. *Duffield W. A.* Vesicularity of basalt erupted at Reykjanes Ridge crest. *Nature* 274: 217–220, 1978.
225. *Dunne T.* Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments, *Nature* 274: 244–246, 1978.
226. *Duplessy J. C., Chenouard L., Vila F.* Weyl's theory of glaciation supported by isotopic study of Norwegian core K 11. *Science* 188: 1208–1209, 1975.
227. *Duplessy J. C., Lalou C., Vinot A. C.* Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed. *Science* 168: 250–251, 1970.
228. *Durazzi J. T., Stehli F. G.* Average generic age, the planetary temperature gradient, and pole location. *Systematic Zoology* 21: 384–389, 1972.
229. *Durum W. H., Haffty J.* Implications of the minor element content of some major streams of the world. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 1–11, 1963.
230. *Dvořák J.* Shallow-water character of the nodula limestones and their paleogeographic interpretation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1972, no. 9, pp. 509–511, 1972.
231. *Dymond J., Hogan L.* Factors controlling the noble gas abundance patterns of deep-sea basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 117–128, 1978.
232. *Eaton G. P.* Volcanic ash deposits as a guide to atmospheric circulation in the geologic past. *Journal of Geophysical Research* 68: 521–528, 1963.
233. *Eddy J. A.* The Maunder minimum. *Science* 192: 1189–1202, 1976.
234. *Eddy J. A.* Climate and the changing sun. *Climatic Change* 1: 173–190, 1977.
235. *Eddy J. A., Gilman P. A., Trotter D. E.* Anomalous solar rotation in the early seventeenth century. *Science* 198: 824–829, 1977.
236. *Eichelberger J. C.* Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature* 275: 21–27, 1978.

237. *Einsele G., Wiedmann J.* Faunal and sedimentological evidence for upwelling in the Upper Cretaceous coastal basin of Tarfaya, Morocco, Pp. 67–74 in IXth International Congress of Sedimentology (Nice, 1975).
238. *Ekman S.* Zoogeography of the Sea. Sidwick and Jackson, London, 417 pp. 1952.
239. *El-Hinnawi E. E., Loukina S. M.* On the distribution of strontium in some Egyptian carbonate rocks. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, no. 2, pp. 72–77, 1972.
240. *Elias M. K.* Depth of deposition of the Big Blue (Late Paleozoic) sediments in Kansas, Geological Society of America Bulletin 48: 403–432, 1937.
241. *Elias M. K.* Depth of Late Paleozoic sea in Kansas and its megacyclic sedimentation. Pp. 87–106 in Symposium on Cyclic Sedimentation, ed. D. F. Merriam, vol. 1. Geological Survey of Kansas Bulletin 169, 1964.
242. *Ellis H. T., Pueschel R. F.* Solar radiation: absence of air pollution trends at Mauna Loa. Science 172: 845–846, 1971.
243. *Emery K. O.* Grain size of marine beach gravels. Journal of Geology 63: 39–49, 1955.
244. *Emery K. O.* Characteristics of continental shelves and slopes. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 49: 1379–1384, 1965.
245. *Emery K. O.* Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States. Geologic Background. Pp. A1-A23 in U. S. Geological Survey, Professional Paper 529-A, 1966.
246. *Emery K. O.* Relict sediments on continental shelves of world. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 445–464, 1968.
247. *Emery K. O.* Continental margins of the world. Pp. 7–29 in The Geology of the East Atlantic Continental Margin, 1. General and Economic Papers, ICSU/SCOR, Working Party 31, Symposium, Cambridge, Rept. 70/13, 1970.
248. *Emery K. O., Csanady G. T.* Surface circulation of lakes and nearly land-locked seas, Proceedings of the National Academy of Sciences 70: 93–97, 1973.
249. *Emery K. O., Milliman J. D.* Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and of upwelling. Sedimentology 25: 125–140, 1978.
250. *Emery K. O., Orr W. L., Rittenberg S. C.* Nutrient budgets in the ocean. Pp. 147–157 in Essays in the Natural Sciences in Honor of Captain Allan Hancock. University of Southern California Press, Los Angeles, 1955.
251. *Emery K. O., Uchupi E.* Western North Atlantic Ocean: Topography, Rocks, Structure, Water, Life and Sediments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 17, 532 pp., 1972.
252. *Emiliani C.* Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary, Science, 119: 853–855, 1954.
253. *Emiliani C.* Pleistocene temperatures, Journal of Geology 63: 538–578, 1955.
254. *Emiliani C.* Isotopic paleotemperatures, Science 154: 851–857, 1966.
255. *Emiliani C.* The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and isotopic composition of glacial ice. Pp. 183–197 in The Late Cenozoic Glacial Ages, ed. K. K. Turekian. Yale University Press, New Haven, 1971.
256. *Emiliani C.* Oxygen isotopic analysis of the size fraction between 62 and 250 micrometers in Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, Science 198: 1255–1256, 1977.
257. *Emiliani C., Shackleton N. J.* The Brunhes Epoch isotopic paleotemperatures and geochronology. Science 183: 511–514, 1974.
258. *Engel A. E. J.* The Barberton Mountain Land: clues to the differentiation of the Earth. Geological Society of South Africa, Annexure to vol. 71 (Symposium on Rhodesian Basement Complex), pp. 255–270, 1969. (Reprinted in Adventures in Earth History, ed. P. E. Cloud, Jr. [W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1970] pp. 431–445.
259. *Epstein S.* Distribution of carbon isotopes and their biochemical and geochemical significance. Pp. 5–14 in CO<sub>2</sub>: Chemical, Biochemical and Physiological Aspects, ed. R. E. Forster, J. Edsall, A. B. Otis, and F. J. W. Roughton. NASA Office of Technology Utilization Symposium at Haverford, Pa., 1968.

260. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C., Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geological Society of America Bulletin 64: 1315–1326, 1953.
261. Epstein S., Mayeda T. Variation of O<sup>18</sup> content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta: 4, 213–224, 1953.
262. Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J., Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications. Science, 168: 1570–1572, 1970.
263. Epstein S., Thompson P., Yapp C. J., Oxygen and hydrogen isotopic ratios in plant cellulose. Science, 198: 1209–1215, 1977.
264. Erez J. Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons. Nature 273: 199–202, 1978.
265. Ericsson B. The chlorinity of clays as a criterion of the palaeosalinity. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 94: 5–21, 1972.
266. Eriksson K. A., Hobday D. K., Klein G. de V. Tidal sedimentation. Geotimes 21: (10): 19–20, 1976.
267. Eriksson K. A., McCarthy T. S., Truswell J. F. Limestone formation and dolomitization in a Lower Proterozoic succession from South Africa, Journal of Sedimentary Petrology 45: 604–614, 1975.
268. Eugster H. P., Chou I.-M. The depositional environments of Precambrian banded iron-formations. Economic Geology 68: 1144–1168, 1973.
269. Eugster H. P., Munoz J., Ammonium micas: possible sources of atmospheric ammonia and nitrogen. Science 151: 683–686, 1966.
270. Evans R. Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 62: 223–234, 1978.
271. Ewing J. A. Wave-induced bottom currents on the outer shelf. Marine Geology 15: M31–M35, 1973.
272. Fairbridge R. W., The importance of limestone and its Ca/Mg content to paleoclimatology. Pp. 431–478, 521–530 in Problems in Paleoclimatology, ed. A. E. M. Nairn. Interscience Publishers, London, 1964. [Имеется перевод: Фэйрбридж Р. В. Значение известняков и их Ca/Mg-отношения для палеоклиматологии. — В сб.: Проблемы палеоклиматологии, под ред. А. Э. М. Нэйрна, М., «Мир», 1968, с. 258–308.]
273. Fanale F. P. A case for catastrophic early degassing of the earth. Chemical Geology 8: 79–105, 1971.
274. Fanale F. P., Cannon W. A. Physical adsorption of rare gas on terrigenous sediments. Earth and Planetary Science Letters, 11: 362–368, 1971.
275. Faure G., Assereto R., Tremba E. L. Strontium-isotope composition of marine carbonates of Middle Triassic to Early Jurassic age, Lombardic Apls, Italy. Sedimentology, 25: 523–543, 1978.
276. Faure G., Powell J. L. Strontium Isotope Geology, Springer-Verlag, Heidelberg, 188 pp., 1972. [Имеется перевод: Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. — М.: «Мир», 1974.]
277. Ferris J. P., Joshi P. C., Chemical evolution from hydrogen cyanide: photochemical decarboxylation of orotic acid add orotate derivatives. Science, 201: 361–362, 1978.
278. Ferris J. P., Nicodem D. E., Ammonia photolysis and the role of ammonia in chemical revolution, Nature 238: 268–269, 1972.
279. Fischer A. G., Latitudinal variations in organic diversity, Evolution 14: 50–74, 1960.
280. Fisher J. S., Stauble D. K., Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover, Geology 5: 765–768, 1977.
281. Fleagle R. G., Businger J. A. The “Greenhouse effect”. Science 190: 1042–1043, 1975.
282. Fleming R. H., Elliott F. E., Some physical aspects of the inshore environment of the coastal waters of the United States and Mexico. Pp. 409–416 in Proceedings Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress

- of the International Geographical Union, Washington, D. C., August 8–15, 1952.
283. *Flessa K. W., Sepkoski J. J., Jr.*, On the relationship between Phanerozoic diversity and changes in habitable area, *Paleobiology* 4: 359–366, 1978.
284. *Flohn H.* Climate and Weather, trans. B. V. de G. Walden. McGraw-Hill Book Co., New York, 253 pp., 1969.
285. *Floran R. J., Papike J. J.*, Petrology of the low-grade rocks of the Gunflint Iron-Formation, Ontario, Minnesota. *Geological Society of America Bulletin* 86: 1169–1190, 1975.
286. *Flörke O. W., Hollmann R., von Rad U., Rösch H.*, Intergrowth and twinning in opal-CT lepispheres, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 235–242, 1976.
287. *Foerste A. F.* The color patterns of fossil cephalopods and brachiopods, with notes on gastropods and pelecypods, *Contributions from the Museum of Paleontology (University of Michigan)* 3: 109–150, 1930.
288. *Folk R. L.*, Stages of textural maturity in sedimentary rocks, *Journal of Sedimentary Petrology* 21: 127–130, 1951.
289. *Folk R. L.* A review of grain-size parameters, *Sedimentology* 6: 73–93, 1966.
290. *Folk R. L.*, The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 40–53, 1974.
291. *Folk R. L., Land L. S.*, Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 59: 60–68, 1975.
292. *Folk R. L., Robles R.*, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatan. *Journal of Geology* 72: 255–292, 1964.
293. *Folk R. L., Siedlecka A.* The "Schizohaline" environment: its de sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, *Sedimentary Geology* 11: 1–15, 1974.
294. *Fontugne M., Duplessy J. C.*, Carbon isotope ratio of marine plankton related to surface water masses. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 365–371, 1978.
295. *Forchhammer G.* On the composition of sea-water in the different parts of the ocean, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 155: 203–262, 1865.
296. *Forney G. G.* Permo-Triassic sea-level change, *Journal of Geology* 83: 773–779, 1975.
297. *Fortey R. A.* Early Ordovician trilobite communities. *Fossils and Strata* 4: 339–360, 1975.
298. *Fowler W. B., Helvey J. D.* Irrigation increases rainfall? *Science* 188: 281, 1975.
299. *Fox W. T., Davis R. A., Jr.* Weather patterns and coastal processes, Pp. 1–23 in *Beach and Nearshore Sedimentation*, ed. R. A. Davis, Jr., and R. L. Ethington, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 24, 1976.
300. *Frank R. W.* Latitudinal variation in the life history features of the black turban snail *Tegula funebris* (Prosobranchia: Trochidae). *Marine Biology*, 31: 181–192, 1975.
301. *French B. M.* Some geological implications of equilibrium between graphite and a C–H–O gas phase at high temperatures and pressures. *Review of Geophysics* 4: 223–253, 1966.
302. *Frerichs W. E., Heiman M. E., Borgman L. E., Be A. W. H.*, Latitudinal variations in planktonic foraminiferal test porosity: Part I. Optical studies, *Journal of Foraminiferal Research* 2: 6–13, 1972.
303. *Frey R. W., ed.* The Study of Trace Fossils, Springer-Verlag, New York, 562 pp., 1975.
304. *Friedman G. M.* Dynamic processes and statistical parameters compared for

- size frequency distribution of beach and river sands, *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 327–354, 1967.
305. *Frölich C.* Contemporary measures of the solar constant, Pp. 93–109 in *The Solar Output and Its Variation*, ed. O. R. White, Colorado Associated University Press, Boulder, 1977.
306. *Fryer B. J.* Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 361–367, 1977.
307. *Füchtbauer H.* Zum Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen, *Fortschritte der Geologie Rheinland und Westfalen* 10: 331–336, 1963.
308. *Fullard H., ed.* *World Patterns: The Aldine College Atlas*. Aldine Publishing Co. and Scott, Foresman and Co., Chicago, 128 pp., 1971.
309. *Furnes H.* Variolitic structure in Ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator. *Geology* 1: 27–30, 1973.
310. *Furst M., Lowenstam H. A., Burnett D. S.*, Radiographic study of the distribution of boron in recent molluscs shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1381–1386, 1976.
311. *Galimov E. M., Kuznetsova N. G., Prokhorov V. S.*, The composition of the former atmosphere of the earth as indicated by isotopic analysis of Precambrian carbonates. *Geochemistry International* 5: 1126–1131, 1968.
312. *Galloway W. E.*, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, Pp. 87–98 in *Deltas*, ed. M. L. Broussard, Houston Geological Society, Houston, 1975.
313. *Garlick S., Oren A., Padan E.* Occurrence of facultative anoxygenic photosynthesis among filamentous and unicellular Cyanobacteria, *Journal of Bacteriology* 129: 623–629, 1977.
314. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Sedimentary rock types: relative proportions as a function of geological time, *Science*, 163: 570–571, 1969.
315. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, *Evolution of Sedimentary Rocks*, W. W. Norton, New York, 397 pp., 1971a. [Имеется перевод: *Гаррелс Р. М., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. — М.: «Мир», 1974.]
316. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Gregor's denudation of continents, *Nature* 231: 382–383, 1971b.
317. *Garrels R. M., Perry E. A., Jr.* Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time, Pp. 303–336 in *The Sea*, ed. E. D. Goldberg, vol. 5, John Wiley and Sons, New York, 1974.
318. *Garrison R. E.*, Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages, Pp. 367–399 in *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
319. *Gartner S., Keany J.*, The terminal Cretaceous event a geologic problem with an oceanographic solution, *Geology*, 6: 708–712, 1978.
320. *Gates E. L.*, Modeling the ice-age climate, *Science* 191: 1138–1144, 1976.
321. *Gibbs R. J.*, Mechanisms of trace metal transport in rivers, *Science* 180: 71–73, 1973.
322. *Gibbs R. J., Matthews M. D., Link D. A.*, The relationship between sphere size and settling velocity, *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 7–18, 1971.
323. *Gibson L. B.*, Some unifying characteristics of species diversity, *Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 17: 117–124, 1966.
324. *Gibson T. G.*, Stratigraphy and paleoenvironment of the phosphatic Miocene strata of North Carolina, *Geological Society of America Bulletin* 78: 631–650, 1967.
325. *Gibson T. G.*, Stratigraphy and paleoenvironment of the phosphatic Miocene strata of North Carolina: reply, *Geological Society of America Bulletin* 79: 1437–1448, 1968.
326. *Ginsburg R. N., ed.*, *Tidal Deposits*, Springer-Verlag, New York, 428 pp., 1975.
327. *Ginsburg R. N., Hardie L. A.*, Tidal and storm deposits, north-western Andros

- Island, Bahamas, Pp. 201–208 in *Tidal Deposits*, ed. R. N. Ginsburg, Springer-Verlag, New York, 1975.
328. *Glaesner M. F., Wade M.*, The late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia, *Palaeontology*, 9: 599–628, 1966.
329. *Glasby G. P.*, Effect of pressure on deposition of manganese oxides in the marine environment, *Nature Physical Science*, 237: 85–86, 1972a.
330. *Glasby G. P.*, The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments, *Marine Geology*, 13: 57–72, 1972b.
331. *Glennie K. W.*, *Desert Sedimentary Environments*, Development in Sedimentology, no. 14, Elsevier, Amsterdam, 222 pp., 1970.
332. *Glennie K. W., Evans G.*, A reconnaissance of the Recent sediments of the Ranns of Kutch, India, *Sedimentology* 23: 625–647, 1976.
333. *Goldberg E. D.*, Minor elements in sea water, Pp. 163–196 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, Academic Press, London, 1965.
334. *Goldich S. S.*, A study in rock weathering, *Journal of Geology* 46: 17–58, 1938.
335. *Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W.*, Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, southwestern Minnesota, *Geological Society of America Bulletin* 81: 3671–3696, 1970.
336. *Goldring R., Bridges P.* Sublittoral sheet sandstones, *Journal of Sedimentary Petrology* 43: 736–747, 1973.
337. *Gonfiantini R.* Standards for stable isotope measurements in natural compounds, *Nature* 271: 534–536, 1978.
338. *Gooch J. L., Schopf T. J. M.* Genetic variability in the deep sea: relation to environmental variability, *Evolution* 26: 545–552, 1972.
339. *Goodwin A. M.* Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield, *Economic Geology* 68: 915–933, 1973.
340. *Goodwin P. W., Anderson E. J.*, Associated physical and biogenic structures in environmental subdivision of a Cambrian tidal sand body, *Journal of Geology* 82: 779–794, 1974.
341. *Gramberg I. S., Spiro N. S.* Evolution of the composition of water of the Arctic Ocean basin during the Upper Paleozoic and Mesozoic. Pp. 511–521 in *Chemistry of the Earth*, ed. A. P. Vinogradov, vol. 2, 1964.
342. *Grandstaff D. E.*, Uraninite oxidation and the Precambrian atmosphere, *Transactions of the American Geophysical Union*, 55: 457, 1974.
343. *Gray W. M.*, Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Monthly Weather Review* 96: 669–700, 1968.
344. *Grazzini C. V.*,  $^{18}\text{O}$  changes in foraminifera carbonates during the last  $10^5$  years in the Mediterranean Sea, *Science* 190: 272–274, 1975.
345. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics, *Geology* 3: 15–18, 1975.
346. *Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism, *Geology* 3: 11–14, 1975.
347. *Greene H. G.*, Microrelief on an arctic beach, *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 419–427, 1970.
348. *Gregor C. B.*, The geochemical behavior of sodium with special reference to post-Algonkian sedimentation, Koninklijk Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeling Naturkunde, Verhandelingen 24: 1–67, 1967.
349. *Gregor C. B.*, The rate of denudation in Post-Algonkian time, Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen; Series B, Physical Sciences 71: 22–30, 1968.
350. *Gregor C. B.*, Denudation of the continents, *Nature* 228: 273–275, 1970.
351. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.*, The distribution of clay minerals in the world ocean, *Deep-Sea Research* 15: 433–459, 1968.
352. *Gross M. G.* *Oceanography*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. 581 pp., 1972.
353. *Gulbrandsen R. A.* Physical and chemical factors in the formation of marine apatite, *Economic Geology* 64: 365–382, 1969.

354. Hagan G. M., Logan B. W., Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. American Association of Petroleum Geologists Memoir 22: 61–139, 1974.
355. Hakanson E., Bromley R., Perch-Nielsen K., Maastrichtian chalk of northwest Europe – a pelagic shelf sediment. Pp. 211–233 in Pelagic Sediments: On Land and under the Sea, ed. J. K. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
356. Hallam A. Jurassic Environments. Cambridge University Press, Cambridge. 269 pp., 1975.
357. Hallam A. Axonic events in the Cretaceous ocean. Nature 268: 15–16, 1977a.
358. Hallam A., ed., Patterns of Evolution As Illustrated by the Fossil Record, Elsevier, Amsterdam. 591 pp., 1977b.
359. Halley R. B., Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record, Journal of Sedimentary Petrology 47: 1099–1120, 1977.
360. Hanks T. C., Anderson D. L., The early thermal history of the earth. Physics of the Earth and Planetary Interiors 2: 19–29, 1969.
361. Hare P. E., Amino acid dating – limitations and potential. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 1004–1005, 1977.
362. Hargraves R. B., Sedimentologic evidence of strong tidal currents in the Early Proterozoic. Pp. 471–478 in Palaeogeophysics, ed. S. K. Runcorn. Academic Press, London, 1970.
363. Harland W. B., Herod K. N., Glaciations through time. Pp. 189–216 in Ice Ages: Ancient and Modern, ed. A. E. Wright and F. Moseley, Seel House Press, Liverpool, 1975.
364. Harris L. D., Dolomitization model for Upper Cambrian and Lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United States, Journal of Research 1: 63–78, 1973.
365. Harriss R. C., Boron regulation in the oceans. Nature 223: 290–291, 1969.
366. Hart R. A., Geochemical and geophysical implications of the reaction between seawater and the oceanic crust, Nature 243: 76–78, 1973.
367. Hathaway J. C., Regional clay mineral facies in estuaries and continental margin of the United States east coast. Pp. 293–316 in Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries, ed. B. W. Nelson, Geological Society of America Memoir 133, 1972.
368. Hayden B. P., Storm wave climates at Cape Hatteras, North Carolina: recent secular variations. Science 190: 981–983, 1975.
369. Hayes M. O., Lognormal distribution of inner continental shelf widths and slopes. Deep-Sea Research 11: 53–78, 1964.
370. Hayes M. O., Hurricanes as Geological Agents: Case Studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cinjy, 1963, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, no. 61, University of Texas, 54 pp., 1976a.
371. Hayes M. O., Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf, Marine Geology 5: 111–132, 1967b.
372. Haynes J., Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 16: 40–43, 1965.
373. Heath G. R., Dissolved silica and deep-sea sediments, Pp. 77–93 in Paleo-Oceanography, ed. W. W. Hay, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications no. 20, 1974.
374. Hecht A. D., A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages, Micropaleontology 19: 68–77, 1973a.
375. Hecht A. D., Faunal and oxygen isotopic paleotemperatures and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico. Journal of Quaternary Research 3: 671–690, 1973b.
376. Hecht A. D., Intraspecific variation in recent populations of *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides trilobius* and their application to paleoenvironmental analysis, Journal of Paleontology 48: 1217–1234, 1974a.
377. Hecht A. D., Quantitative micropaleontology and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the Caribbean Sea, Gulf of Mexico and

- Equatorial Atlantic, *Colloques Internationaux de Centre National de la Recherche Scientifique*, 219: 211–220, 1974b.
378. *Hedges J. I., Parker P. L.*, Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1019–1029, 1976.
379. *Heezen B. C.*, Turbidity currents, Pp. 742–775 in *The Sea*, ed. M. N. Hill, vol. 3, Wiley Interscience, New York, 1963.
380. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, Deep-sea current evidence from abyssal sediments, *Marine Geology* 1: 141–174, 1964.
381. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, Shaping of the continental rise by deep geostrophic currents, *Science*, 152: 502–508, 1966.
382. *Hein J. R., Scholl D. W., Miller J.*, Episodes of Aleutian ridge explosive volcanism, *Science* 199: 137–141, 1978.
383. *Heinrichs T. K., Reimer T. O.*, A sedimentary barite deposit from the Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountain Land (South Africa), *Economic Geology* 72: 1426–1441, 1977.
384. *Helwig D.*, Relationships between initial porosity of Tertiary argillaceous sediments and paleosalinity in the Rheintalgraben (SW-Germany), *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 246–254, 1969.
385. *Henderson L. J.*, *The Fitness of the Environment*. Beacon Press, Boston, 317 pp., 1913.
386. *Hertweck G.* Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer), V. Abfolge der Biofaziesbereiche in den Vorstand- und Shellsedimenten, *Senckenbergiana Maritima* 3: 247–276, 1971.
387. *Hess H. H.*, History of ocean basins, Pp. 599–620 in *Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Buddington*, ed. A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard. Geological Society of America, 1962. [Имеется перевод: Хесс Г. История океанических бассейнов. – В кн.: Новая глобальная тектоника, М., «Мир», 1974, с. 9–26.]
388. *Hirst D. M.*, Relationships between minor elements, mineralogy and depositional environment in carboniferous sedimentary rocks from a borehole at Rookhope (northern Pennines). *Sedimentary Geology* 2: 5–12, 1968.
389. *Hjulström P. F.* Transportation of detritus by moving water. Pp. 5–31 in *Recent Marine Sediments*, ed. P. D. Trask, 1939.
390. *Hobbs P. V., Harrison H.*, Solar energy absorption, *Science* 185: 101, 1974.
391. *Hobday D. K., Reading H. G.*, Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the Late Precambrian of Finmark, north Norway, *Journal of Sedimentary Petrology* 42: 318–324, 1972.
392. *Hoffman P.* Shoaling-upward shale-to-dolomite cycles in the Rocknest Formation (Lower Proterozoic), Northwest Territories, Canada. Pp. 257–265 in *Tidal Deposits*, ed. R. N. Ginsburg, Springer-Verlag, New York, 1975.
393. *Holeman J. N.*, The sediment yield of major rivers of the world, *Water Resources Research* 4: 737–747, 1968.
394. *Holland H. D.* The abundance of CO<sub>2</sub> in the Earth's atmosphere through geologic time, Pp. 949–954 in *Origin and Distribution of the Elements*, ed. L. H. Ahrens, Pergamon Press, London, 1968.
395. *Holland H. D.*, The geologic history of sea water – an attempt to solve the problem, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 637–651, 1972.
396. *Holland H. D.*, Systematics of the isotopic composition of sulfur in the oceans during the Phanerozoic and its implications for atmospheric oxygen, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 2607–2616, 1973.
397. *Holland H. D.*, The evolution of seawater, Pp. 559–567 in *The Early History of the Earth*, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, New York, 1976. [Имеется перевод: Холланд Г. Д. Эволюция морской воды. – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 556–565.]
398. *Holland H. D.*, *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*, Wiley Interscience, New York, 351 pp., 1978.

399. *Holser W. T.*, Catastrophic chemical events in the history of the ocean, *Nature* 267: 403–408, 1977.
400. *Howard J. D.*, Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record, Pp. 215–225 in *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, ed. J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 16, 1972.
401. *Hoyle F.*, The history of the earth, *Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society* 13: 328–345, 1972.
402. *Hsü K. J.* Paleooceanography of the Mesozoic Alpine Tethys, *Geological Society of America, Special Paper* 170, 44 pp., 1976.
403. *Hsü K. J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M. B., Erickson A., Garrison R. E., Kidd R. B., Mèlierès F., Müller C., Wright R.*, History of the Mediterranean salinity crisis, *Nature* 267: 399–403, 1977.
404. *Huang T. C., Watkins N. D., Shaw D. M., Kennett J. P.*, Atmospherically transported volcanic dust in South Pacific deep sea sedimentary cores at distances over 3000 km from the eruptive source, *Earth and Planetary Science Letters* 20: 119–124, 1973.
405. *Hunten D. M.*, The escape of light gases from planetary atmospheres, *Journal of the Atmospheric Sciences* 30: 1481–1494, 1973.
406. *Hutchins L. W.*, The bases for temperature zonation in geographical distribution, *Ecological Monographs* 17: 325–335, 1947.
407. *Idso S. G., Brazel A. J.*, Climatological effects of atmospheric particulate pollution, *Nature* 274: 781–782, 1978.
408. *Ильин А. В., Луцицын А. П.* О происхождении подводных каньонов в связи с особенностями их распространения в Атлантическом океане. — ДАН, 1968, т. 183, вып. 3, с. 693–696.
409. *Imbrie J., Buchanan H.*, Sedimentary structure in modern carbonate sands of the Bahamas, Pp. 149–172 in *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*, ed. G. V. Middleton, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 12, 1965.
410. *Imbrie J., Kipp N. G.*, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. Pp. 72–118 in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, ed. K. K. Turekian, Yale University Press, New Haven, 1971.
411. *Imbrie J., van Donk J., Kipp N. G.*, Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparisons of isotopic and faunal methods, *Quaternary Research* 3: 10–38, 1973.
412. *Inman D. L., Brush B. M.*, The coastal challenge, *Science*, 181: 20–32, 1973.
413. *Inman D. L., Nordstrom C. E.*, On the tectonic and morphologic classification of coasts, *Journal of Geology*, 79: 1–22, 1971.
414. *Irwin M. L.*, General theory of epeiric clear water sedimentation, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 49: 445–459, 1965.
415. *Jackson T. A., Keller W. D.*, A comparative study of the role of lichens and “inorganic” processes in the chemical weathering of recent Hawaiian lava flows, *American Journal of Science* 269: 446–466, 1970.
416. *Jahn A. E., Backus R. H.*, On the mesopelagic fish faunas of slope water, Gulf Stream, and northern Sargasso Sea, *Deep-Sea Research* 23: 223–234, 1976.
417. *Jakeš P., White A. J. R.*, Composition of island arcs and continental growth, *Earth and Planetary Science Letters* 12: 224–230, 1971.
418. *Jenkins W. J., Beg M. A., Clarke W. B., Wangersky P. J., Craig H.*, Excess  $^3\text{He}$  in the Atlantic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters* 16: 122–126, 1972.
419. *Jenkins W. J., Edmond J. M., Corliss J. B.*, Excess  $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$  in Galapagos submarine hydrothermal waters, *Nature* 272: 156–158, 1978.
420. *Jenkyns H. C.*, Fossil nodules, Pp. 87–108 in *Marine Manganese Deposits*, ed. G. P. Glasby, Elsevier, Amsterdam, 1977.

421. *Johannes R. E. et al.*, The metabolism of some coral reef communities: a team study of nutrient and energy flux at Eniwetok, *BuoScience* 22: 541–543, 1972.
422. *Johnson T. C., Hamilton E. L., Berger W. H.*, Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth. *Marine Geology* 24: 259–277, 1977.
423. JOIDES Executive Committee, The Future of Scientific Drilling, Department of Oceanography, University of Washington, Seattle, Wash., 92 pp., 1977.
424. *Jones J. B., Segnit E. R.*, The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases, *Journal of the Geological Society of Australia* 18: 57–68, 1971.
425. *Jones J. G.*, Pillow lavas as depth indicators, *American Journal of Science* 267: 181–195, 1969.
426. *Jones J. G., Nelson P. H. H.* The flow of basalt lava from air into water – its structural expression and stratigraphic significance, *Geological Magazine* 107: 13–19, 1970.
427. *Jones M. L., Dennison J. M.*, Oriented fossils as paleocurrent indicators in Paleozoic lites of southern Appalachians, *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 642–649, 1970.
428. *Joyner W. B.*, Basalt-eclogite transition as a cause for subsidence and uplift, *Journal of Geophysical Research* 72: 4977–4998, 1967.
429. *Junge C. E.*, The cycle of atmospheric gases – natural and man made. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 98: 711–729, 1973.
430. *Kahle C. F., Floyd J. C.*, Stratigraphic and environmental significance of sedimentary structures in Cayugan (Silurian) tidal flat carbonates, northwestern Ohio, *Geological Society of America Bulletin* 82: 2071–2098, 1971.
431. *Kastner M., Keene J. B., Gieskes J. M.*, Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study, *Geochemica et Cosmochimica Acta* 41: 1041–1059, 1977.
432. *Казakov А. В.*, Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. – Тр. НИУИФ, 1937, вып. 142, Л., с. 110–119.
433. *Keary R.*, Coastal climate and shelf-bottom sediments: a comment, *Marine Geology* 8: 363–365, 1970.
434. *Keene J. B.*, Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP Leg 32, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32: 429–507, 1975.
435. *Keith M. L., Degens E. T.*, Geochemical indications of marine and fresh-water sediments, Pp. 38–61 in *Research in Geochemistry*, ed. P. H. Abelson, John Wiley and Sons, New York, 1959.
436. *Keller W. D.*, Clay minerals as influenced by environments of their formation, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 40: 2689–2710, 1956.
437. *Kellogg W. W., Cadle R. D., Allen E. R., Lazrus A. L., Martell E. A.*, The sulfur cycle. *Science* 175: 587–596, 1972.
438. *Kellogg W. W., Schneider S. H.*, Climate stabilization: for better or for worse? *Science* 186: 1163–1171, 1974.
439. *Kemp P. H.*, The Chemistry of Borates. Part I. Borax Consolidated, London, 90 pp., 1956.
440. *Kendall C. G. St. C.*, An environmental reinterpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains, *Geological Society of America Bulletin* 80: 2503–2526, 1969.
441. *Kennett J. P.*, Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. *Science* 153: 191–193, 1966.
442. *Kennett J. P.*, *Globorotalia truncatulinoides* as a paleo-oceanographic index, *Science* 159: 1461–1463, 1968a.
443. *Kennett J. P.*, Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the southwest Pacific Ocean, *Micropalaeontology* 14: 305–318, 1968b.
444. *Kennett J. P.*, Phenotypic variation in some Recent and late Cenozoic

- planktonik foraminifera. Pp. 1–60 in *Foraminifera*, ed. R. H. Hedley and C. G. Adams, Vol. 2. Academic Press, London, 1976.
445. Kennett J. P., Burns R. E., Andrews J. E., Churkin M., Jr., Davies T. A., Dumitrica P., Edwards A. R., Galehouse J. S., Packham G. H., van der Lingen G. J., Australian-Antarctic continental drift, palaeocirculation changes and Oligocene deep-sea erosion, *Nature Physical Sciences*, 239: 51–55, 1972.
446. Kennett J. P., Huddleston P., Clark H. C., Paleoclimatology, paleomagnetism and tephrochronology of Late Pleistocene sedimentary cores, Gulf of Mexico, *Colloques Internationaux du Centre Nationale de la Recherche Scientifique*, 219: 239–250, 1974.
447. Kennett J. P., McBirney A. R., Thunell R. C., Episodes of Cenozoic volcanism in the circum-Pacific region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2: 145–163, 1977.
448. Kennett J. P., Shackleton N. J., Laurentide ice sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores, *Science* 188: 147–150, 1975.
449. Kennett J. P., Thunell R. C., On explosive Cenozoic volcanism and climatic implications, *Science* 196: 1231–1234, 1977.
450. Kennett J. P., Watkins N. D., Deep-sea erosion and manganese nodule development in the southeast Indian Ocean, *Science* 188: 1011–1013, 1975.
451. Keulegan G. H., Krumbain W. C., Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes, *Transactions American Geophysical Union* 30: 855–861, 1949.
452. King C. A. M., *Beaches and Coasts*. Edward Arnold, London, 403 pp., 1959.
453. King K., Jr.,  $\gamma$ -carboxyglutamic acid in fossil bones and its significance for amino acid dating, *Nature* 273: 41–43, 1978.
454. Kinsman D. J. J., Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. Pp. 302–326 in *Second Symposium on Salt*, ed. J. L. Rau, vol. 1, The Northern Ohio Geological Society, 1966.
455. Kinsman D. J. J., Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 53: 830–840, 1969.
456. Kinsman D. J. J., Salt floors geosynclines, *Nature* 255: 375–378, 1975.
457. Kinsman D. J. J., Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies, *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 273–279, 1976.
458. Kipp N. G., New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. Pp. 3–41 in *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*, ed. R. M. Cline and J. D. Hays, Geological Society of America Memoir 145, 1976.
459. Klein C., Bricker O. P., Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of Proterozoic banded iron-formation, *Economic Geology* 72: 1457–1470, 1977.
460. Klein G. de V. Tidal origin of a Precambrian Quartzite – the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 973–985, 1970.
461. Klein G. de V. A sedimentary model for determining paleotidal range, *Geological Society of America Bulletin* 82: 2585–2592, 1971.
462. Klein G. de V. Sedimentary model for determining paleotidal range: reply, *Geological Society of America Bulletin* 83: 539–546, 1972.
463. Klein G. de V., Estimating water depths from analysis of barrier island and deltaic sedimentary sequences. *Geology* 2: 409–412, 1974.
464. Klein G. de V. *Clastic Tidal Facies*. Continuing Education Publication Co., Champaign Ill., 149 pp., 1977.
465. Klein G. de V., Ryer T. A., Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic, and Cretaceous epicontinental and mioclineal shelf seas, *Geological Society of America Bulletin* 89: 1050–1058, 1978.
466. Knauth L. P., Epstein S., Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1095–1108, 1976.

467. Knauth L. P., Lowe D. R., Oxygen isotopic composition of cherts from the Onverwacht Group (3, 4 b. yrs.), South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts, Geological Society of America Abstracts with Programs 10: 436, 1978.
468. Knoll A. H., Barghoorn E. S., Archean microfossils showing cell division from the Swaziland System of South Africa, Science 198: 396–398, 1977.
469. Kobayashi K., Nomura M., Iron Sulfides in the sediment cores from the sea of Japan and their geophysical implications, Earth and Planetary Science Letters 16: 200–208, 1972.
470. Kolehamainen S. E., Morgan T. O., Mangrove root communities in a thermally altered bay in Puerto Rico, In Abstract of Papers for 35th Annual Meeting of American Society of Limnology and Oceanography, Tallahassee, Florida, 1972.
471. Kolodny Y., Epstein S., Stable isotope geochemistry of deep sea cherts, Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1195–1209, 1976.
472. Komar P. D., Neudeck R. H., Kulm L. D., Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. Pp. 601–619 in Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., 1972.
473. Kozary M. T., Dunlap J. C., Humphrey W. E., Incidence of saline deposits in geological time, Geological Society of America Special Paper 88: 43–57, 1968.
474. Kramer J. R., History of sea water: constant temperature-pressure equilibrium models compared to liquid inclusion analyses. Geochimica et Cosmochimica Acta 29: 921–945, 1965.
475. Kriausakul N., Mitterer R. M., Isoleucine epimerization in peptides and proteins: kinetic factors and application to fossil proteins. Science 201: 1011–1014, 1978.
476. Krinsley D. H., Donahue J., Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. Geological Society of America Bulletin 79: 743–748, 1968.
477. Krinsley D. H., Friend P. F., Klimentidis R., Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. Geological Society of America Bulletin 87: 130–132, 1976.
478. Ku T. L., Rates of accretion. Pp. 249–267 in Marine Manganese Deposits, ed. G. P. Glasby, Elsevier, Amsterdam, 1977.
479. Kuonen P. H., Marine Geology, John Wiley and Sons, New York. 568 pp., 1950.
480. Kukal Z., Geology of Recent Sediments, Academic Press, London, 490 pp., 1971.
481. LaBarbera M., Precambrian geological history and the origin of the Metazoa, Nature 273: 22–25, 1978.
482. Labeyrie L., Jr., New approach to surface seawater palaeotemperatures using  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in silica of diatom frustules, Nature 248: 40–42, 1974.
483. Lafon G. M., Mackenzie F. T., Early evolution of the oceans – a weathering model, Pp. 205–218 in Paleo-Oceanography, ed. W. W. Hay, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 20, 1974.
484. Landergrén S., Contribution to the geochemistry of boron. II. the distribution of boron in some Swedish sediments, rocks, and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere, Arkiv för Kemi, Mineralogy och Geologi 19A (26): 1–31, 1945.
485. Landergrén S., Manheim F. T., Über die Abhängigkeit der Verteilung von Schwermetallen von der Fazies, Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen 10: 173–192, 1963.
486. Lantzy R. J., Dacey M. F., Mackenzie F. T., Catastrophe theory: application to the Permian mass extinction, Geology 5: 724–728, 1977.

487. *Lavelle J. W., Keller G. H., Clarke T. L.*, Possible bottom current response to surface winds in the Hudson Shelf Channel. *Journal of Geophysical Research* 80: 1953–1956, 1975.
488. *Ledbetter M. T., Johnson D. A.*, Increased transport of Antarctic bottom water in the Vema Channel during the last ice age. *Science* 194: 837–839, 1976.
489. *Leeder M. R., Zeidan R.*, Giant late Jurassic sabkhas of Arabian Tethys, *Nature* 278: 42–44, 1977.
490. *Lees A., Buller A. T.*, Modern temperature-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology* 13: M67–M73, 1972.
491. *Leetmaa A.*, Effets of the winter 1976–1977 on the northwestern Sargasso Sea, *Science* 198: 188–189, 1977.
492. *Le Pichon X., Melguen M., Sibuet J. C.*, A schematic model of the evolution of the South Atlantic, Pp. 1–48 in *Advances in Oceanography*, ed. H. Charnock and G. Deacon, Plenum Press, New York, 1978.
493. *Lepp H., Goldich S. S.*, Chemistry and origin of iron formations, *Geological Society of America Bulletin* 70: 1637, 1959.
494. *Lepp H., Goldich S. S.*, Origin of Precambrian iron formations, *Economic Geology* 59: 1025–1060, 1964.
495. *Lerman J. C.*, Isotope “paleothermometers” on continental matter: assessment, *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique* 219: 163–181, 1974.
496. *Leutze W. P.*, Stratigraphy and paleoenvironments of the phosphatic Miocene strata of North Carolina: discussion, *Geological Society of America Bulletin* 79: 1433–1436, 1968.
497. *Lewis K. B.*, Size of fossil animals as an indicator of paleotemperatures. *Tuataria* 16: 62–68, 1968.
498. *Lewis K. B.*, Slumping on a continental slope inclined at 1°–4°, *Sedimentology* 16: 97–110, 1971.
499. *Lewis W. M., Jr.*, Surface/volume ratio: implications for phytoplankton morphology, *Science* 192: 885–887, 1976.
500. *Lewontin R. C.*, *The Genetic Basis of Evolutionary Change*, Columbia University Press, New York, 346 pp., 1974.
501. *Linacre E. T.*, Further notes on a feature of leaf and air temperatures, *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Allgemeine und Biologische Klimatologie* 15: 422–436, 1967.
502. *Lisitzin A. P.*, Sedimentation in the World Ocean, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* no. 17, 218 pp., 1972.
503. *Livingston W. C.*, Cooling of the sun’s photosphere coincident with increased sunspot activity, *Nature* 272: 340–341, 1978.
504. *Lloyd R. M.*, Variations in the oxygen and carbon isotope ratios of Florida Bay mollusks and their environmental significance, *Journal of Geology* 72: 82–111, 1964.
505. *Lloyd R. M.*, Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 30: 801–814, 1966.
506. *Lloyd R. M.*, Oxygen-18 composition of oceanic sulfate, *Science* 156: 1228–1231, 1967.
507. *Lochman-Balk C.*, The Cambrian of the Craton of the United States, Pp. 79–167 in *Cambrian of the New World*, ed. C. H. Holland, Wiley-Interscience, London, 1971.
508. *Lockwood G. W.* Planetary brightness changes: evidence for solar variability, *Science* 190: 560–562, 1975.
509. *Lohmann K. C.*, Lower Dresbachian (Upper Cambrian) platform-tobasin transition in eastern Nevada and western Utah: an evaluation through lithologic cycle correlation. *Brigham Young University Geology Studies* 23: 111–122, 1976.
510. *Longinelli A., Craig H.*, Oxygen-18 variations in sulfate ions in sea water and saline lakes, *Science* 156: 56–59, 1967.
511. *Longinelli A., Nuti S.*, Revised phosphate-water isotopic temperature scale, *Earth and Planetary Science Letters* 19: 373–376, 1973.

512. Lovelock J. E., Lodge J. P., Jr. Oxygen in the contemporary atmosphere, *Atmospheric Environment* 6: 575–578, 1972.
513. Lowenstam H. A., Biogeochemistry of hard tissues, their depth and possible pressure relationships, Pp. 19–32 in *Barobiology and the Experimental Biology of the Deep Sea*, ed. R. W. Brauer, University of North Carolina Press, Chapel Hill, 1972.
514. Lucia F. J., Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. Pp. 160–191 in *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, ed. J. K. Rigby and W. K. Hamblin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 16, 1972.
515. Ludwick J. C., Sand Waves in the tidal entrance to Chesapeake Bay: preliminary observations, *Chesapeake Science* 11: 98–110, 1970.
516. Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H., Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift, *Nature* 267: 603–604, 1977a.
517. Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H., Mantle helium in the Red Sea brines, *Nature* 267: 244–246, 1977b.
518. Luyedyk B. P., Forsyth D., Phillips J. D., Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters, *Geological Society of America Bulletin* 83: 2649–2664, 1972.
519. MacArthur R. H., Wilson E. O., *The Theory of Island Biogeography*, Princeton University Press, Princeton, N. J., 203 pp., 1967.
520. Macintyre I. G., Pilkey O. H., Preliminary comments on linear sand-surface features, Onslow Bay, North Carolina continental shelf: problems in making detailed sea-floor observations, *Maritime Sediments*, 5: 26–29, 1969.
521. Mack G. H., Suttner L. J., Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range, *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 89–100, 1977.
522. Mackenzie F. T., Chemistry of seawater. Pp. 106–112 in *The Encyclopedia of Marine Resources*, ed. F. E. Firth, Van Nostrand Reinhold Co. New York, 1969.
523. Mackenzie F. T., Oceans, development of *Encyclopedia Britannica*, 476–482, 1974.
524. Mackenzie F. T., Sedimentary cycling and the evolution of sea water, Pp. 309–364 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
525. Mackenzie F. T., Stoffyn M., Wollast R., Aluminum in seawater: control by biologic activity, *Science* 199: 680–682, 1978.
526. Malmgren B. A., Kennett J. P., Test size variation in *Globigerina bulloides* in response to Quaternary palaeoceanographic changes, *Nature* 275: 123–124, 1978.
527. Manabe S., Bryan K., Spelman M. J., A global ocean-atmosphere climate model, Part I. The atmospheric circulation, *Journal of Physical Oceanography* 5: 3–29, 1975.
528. Mangum C. P., Temperature sensitivity of metabolism in offshore and intertidal Onuphid polychaetes. *Marine Biology* 17: 108–114, 1972.
529. Manheim F. T., Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. Pp. 217–276 in *Symposium on Marine Geochemistry*, ed. D. R. Schink and J. T. Corless, Narragansett Marine Laboratory, University of Rhode Island, Occasional Publication no. 3, 1965.
530. Manheim F. T., Chan K. M., Interstitial waters of Black Sea sediments: new data and review. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 20: 155–180, 1974.
531. Manheim F. T., Hathaway J. C., Uchupi E., Suspended matter in surface waters of the northern Gulf of Mexico, *Limnology and Oceanography* 17: 17–27, 1972.
532. Manheim F. T., Horn M. K., Composition of deeper subsurface waters along the Atlantic continental margin. *Southeastern Geology* 9: 215–236, 1968.

533. *Manheim F. T., Rowe G. T., Jipa D.*, Marine phosphorite formation off Peru, *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 243–251, 1975.
534. *Manheim F. T., Sayles F. L.*, Brines and interstitial brackish water in drill cores from the deep Gulf of Mexico, *Science* 170: 57–61, 1970.
535. *Margolis S. V., Kennett J. P.*, Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores, *American Journal of Science* 271: 1–36, 1971.
536. *Margolis S. V., Kroopnick P. M., Goodney D. E., Dudley W. C., Mahoney M. E.* Oxygen and carbon isotopes from calcareous nanofossils as palaeoceanographic indicators, *Science* 189: 555–557, 1975.
537. *Mason C. C., Folk R. L.*, Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas, *Journal of Sedimentary Petrology* 28: 211–226, 1958.
538. *Mason T. R., von Brunn V.*, Three-Gyr-old stromatolites from South Africa, *Nature* 266: 47–49, 1977.
539. *Maynard N. G.*, Relationship between diatoms in surface sediments of the Atlantic Ocean and the biological and physical oceanography of overlying waters. *Paleobiology* 2: 99–121, 1976.
540. *Mazor E.*, Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36: 1321–1336, 1972.
541. *McAlister A. L., Rhoads D. C.*, Birvalves as bathymetric indicators, *Marine Geology* 5: 383–388, 1967.
542. *McCave I. N.*, Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents. *Journal of Geophysical Research* 75: 4151–4159, 1970.
543. *McCave I. N.*, Sand waves in the North Sea off the coast of Holland, *Marine Geology* 10: 199–225, 1971.
544. *McClennen C. E.*, Sands on continental shelf off New Jersey move in response to waves and currents, *Maritimes* 17: 14–16, 1973.
545. *McElhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J.*, Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars, and Mercury and to changes in the gravitational constant, *Nature* 271: 316–321, 1978.
546. *McGovern W. E.*, The primitive earth: thermal models of the upper atmosphere for a methane-dominated environment, *Journal of the Atmospheric Sciences* 26: 623–635, 1969.
547. *McIntyre A., Ruddiman W. F., Jantzen R.*, Southward penetrations of the North Atlantic polar front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225 000 years, *Deep-Sea Research* 19: 61–77, 1972.
548. *McKee E. D.*, Storm sediments on a Pacific atoll, *Journal of Sedimentary Petrology* 29: 354–364, 1959.
549. *McKee E. D., Chronic J., Leopold E. B.*, Sedimentary belts in lagoon of Kapingamarangi atoll, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 43: 501–562, 1959.
550. *McKerrow W. S., ed.* *The Ecology of Fossils*, M. I. T. Press, Cambridge. 383 pp., 1978.
551. *McKerrow W. S.*, Ordovician and Silurian changes in sea level, *Journal of the Geological Society of London* 136: 137–146, 1979.
552. *McKirdy D. M., Powell T. G.*, Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa, *Geology* 2: 591–595, 1974.
553. *McLellan H. J.*, *Elements of Physical Oceanography*, Pergamon Press, Oxford, 150 pp., 1965.
554. *McManus D. A.*, Criteria of climatic change in the inorganic components of marine sediments, *Quaternary Research* 1: 72–102, 1970.
555. *Meade R. H.*, Removal of Water and Rearrangement of Particles during the Compaction of Clayey Sediments – Review, Pp. B1–B23 in *U. S. Geological Survey*, Professional Paper 497-B, 1964.

556. *Meade R. H.*, Errors in using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation, *Geological Society of America Bulletin* 80: 1265–1274, 1969.
557. *Meade R. H.*, Transport and deposition of sediments in estuaries, Pp. 91–120. *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*, ed. B. W. Nelson, Geological Society of America Memoir 133, 1972.
558. *Meade R. H.*, Net transport of sediment through the mouths of estuaries: seaward or landward? *International symposium on interrelationships of estuaries and continental shelf sedimentation. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 7: 207–213, 1974.
559. *Meade R. H.*, Sediment problems in the Savannah River basin. Pp. 105–129 in *The Future of the Savannah River*, (proceedings of a symposium held at Hickory Knob State Park), ed. B. L. Dillman and Stepp J. M. Water Resources Research Institute, Clemson University, 1976.
560. *Meade R. H.*, *Sachs P. L.*, *Manheim F. T.*, *Hathaway J. C.*, *Spencer D. W.*, Sources of suspended matter in waters of the middle Atlantic Bight, *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 171–188, 1975.
561. *Meade R. H.*, *Trimble S. W.*, Changes in sediment loads in rivers of the Atlantic drainage of the United States since 1900. Pp. 99–104 in *Effects of Man on the Interface of the Hydrological Cycle with the Physical Environment – Symposium* (proceedings of the Paris Symposium, September 1974), IAHS-AISH Publication no. 113, 1974.
562. *Meigs P.*, Arid and semiarid climatic types of the world. Pp. 135–138 in *Proceedings Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress of the International Geographical Union*, Washington D. C., August 8–15, 1952.
563. *Menard H. W.*, Some rates of regional erosion, *Journal of Geology* 69: 154–161, 1961.
564. *Menard H. W.*, Epeirogeny and plate tectonics, *EOS (American Geophysical Union Transactions)* 54: 1244–1255, 1973.
565. *Menard H. W.*, *Smith S. M.*, Hypsometry of ocean basin provinces, *Journal of Geophysical Research* 71: 4305–4325, 1966.
566. *Menzel D. W.*, Primary productivity, dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxidation of organic matter. Pp. 659–678 in *The Sea*, ed. E. D. Goldberg, vol. 5, John Wiley and Sons, New York, 1974.
567. *Merifield P. M.*, *Lamar D. L.*, Sand waves and early earth-moon history. *Journal of Geophysical Research* 73: 4767–4774, 1968.
568. *Merifield P. M.*, *Lamar D. L.*, Paleotides and the geologic record, Pp. 31–40 in *Palaeogeophysics*, ed. S. K. Runcorn, Academic Press, London, 1970.
569. *Merriam M. F.*, Solar energy absorption. *Science* 185: 101, 1974.
570. *Meyerson A. L.*, Pollen and paleosalinity analyses from a Holocene tidal marsh sequences, Cape May County, New Jersey, *Marine Geology* 12: 335–357, 1972.
571. *Michel R.*, *Williams P. M.*, Bomb-produced tritium in the Antarctic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters* 20: 381–384, 1973.
572. *Middleton G. V.*, Johannes Walther's law of the correlation of facies, *Geological Society of America Bulletin* 84: 979–988, 1973.
573. *Middleton G. V.*, Hydraulic interpretation of sand size distributions, *Journal of Geology* 84: 405–426, 1976.
574. *Mikkelsen N.*, Preservation of diatoms in glacial to Holocene deep-sea sediments of the equatorial Pacific, *Geology* 6: 553–555, 1978.
575. *Mikkelsen N.*, *Labeyrie L., Jr.*, *Berger W. H.*, Silica oxygen isotopes in diatoms: a 20 000 year record in deep-sea sediments, *Nature* 271: 536–538, 1978.
576. *Milliman J. D.*, Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States, *Petrology of the Sand Fraction of Sediments, Northern New Jersey to Southern Florida*, Pp. J1–J40 in *U. S. Geological Survey Professional Paper* 529-J, 1972.
577. *Milliman J. D.*, *Müller J.*, Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. Pp. 655–672 in *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, ed. N. R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, New York, 1977.

578. *Mitchell R.*, The evolution of thermophily in hot springs, *The Quarterly Review of Biology* 49: 229–242, 1974.
579. *Mohr P. A., Wood C. A.*, Volcano spacings and lithospheric attenuation in the eastern rift of Africa, *Earth and Planetary Science Letters* 33: 126–144, 1976.
580. *Möller F.*, On the influence of changes in the CO<sub>2</sub> concentration in air on the radiation balance of the earth's surface and on the climate, *Journal of Geophysical Research* 68: 3877–3886, 1963.
581. *Mook W. G.*, Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 9: 245–263, 1971.
582. *Mook W. G., Bommerson J. C., Staverman W. H.*, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters* 22: 169–176, 1974.
583. *Mook W. G., Vogel J. C.*, Isotopic equilibrium between shells and their environment. *Science* 159: 874–975, 1968.
584. *Moorbath S.*, Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust. Pp. 351–360 in *The Early History of the Earth*, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, London, 1976. [Имеется перевод: Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным. — В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 356–366.]
585. *Moorbath S.*, Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust, *Chemical Geology* 20: 151–187, 1977.
586. *Moorbath S., Wilson J. F., Goodwin R., Humm M.*, Further Rb–Sr age and isotope data on early and late Archean rocks from the Rhodesian craton. *Precambrian Research* 5: 229–239, 1977.
587. *Moore A. E.*, Controls of post-Gondwanaland alkaline volcanism in southern Africa, *Earth and Planetary Science Letters* 31: 291–296, 1976.
588. *Moore J. G.*, Submarine basalt from the Revillagedo Islands region, Mexico, *Marine Geology* 9: 331–345, 1970.
589. *Mörner N. A.*, Eustasy and geoid changes, *Journal of Geology* 84: 123–151, 1976.
590. *Muehlenbachs K., Clayton R. N.*, Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. *Journal of Geophysical Research* 81: 4365–4369, 1976.
591. *Müller G.*, Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities: limited applicability. *Science* 163: 812–813, 1969.
592. *Müller P. J.*, C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 765–776, 1977.
593. *Müller P. J., Suess E.*, Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic carbon content in the oceans, *Deep-sea Research*: 1979.
594. *Murray J. W.*, Living foraminiferids of tidal marshes: a review. *Journal of Foraminiferal Research* 1: 153–161, 1971.
595. *Murray J. W.*, *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. Crane, Russak and Co., New York, 274 pp., 1973.
596. *Murray J. W.*, A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology* 22: 103–119, 1976.
597. *Murray S. P.*, Bottom currents near the coast during Hurricane Camille, *Journal of Geophysical Research* 75: 4579–4582, 1970.
598. *Myers J. S.*, Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology* 4: 265–268, 1976.
599. *Nagle J. S.* Wave and current orientation of shells, *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 1124–1138, 1967.
600. *Nance W. B., Taylor S. R.*, Rare earth element patterns and crustal evolution — II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 225–231, 1977.

601. Nanz R. H., Jr. Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes of the geochemical evolution of lutites, *Journal of Geology* 61: 51–64, 1953.
602. Nagvi S. M., Rao V. D., Narain H., The primitive crust: evidence from the Indian Shield, *Precambrian Research* 6: 323–345, 1978.
603. Nelson B. W., Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities, *Science* 158: 917–920, 1967.
604. Newell N. D., Imbrie J., Purdy E. G., Thurber D. L., Organism-communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *American Museum of Natural History Bulletin* 117: 177–228, 1959.
605. Newell R. E., Modification of stratospheric properties by trace constituent changes. Pp. 697–699 in *Man's Impact on the Climate*, ed W. H. Matthews, W. W. Kellogg, Robinson G. D., M. I. T. Press, Cambridge, 1971a.
606. Newell R. E., The global circulation of atmospheric pollutants. *Scientific American* 224: 32–42, 1971b.
607. Newell R. E., Weare B. C., Factors governing tropospheric mean temperature. *Science* 194: 1413–1414, 1976.
608. Newman M. J., Rood R. T., Implications of solar evolution for the earth's early atmosphere. *Science* 198: 1035–1037, 1977.
609. Nicholls G. D., Trace elements in sediments: an assessment of their possible utility as depth indicators. *Marine Geology* 5: 539–555, 1967.
610. Nichols M. M., Response and recovery of an estuary following a river flood. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 1171–1186, 1977.
611. Nicol D., Some characteristics of coldwater marine pelecypods. *Journal of Paleontology* 41: 1330–1340, 1967.
612. Niino H., Emery K. O., Continental shelf off northeastern Asia, *Journal of Sedimentary Petrology* 36: 152–161, 1966.
613. Николаева И. В. Глауконит и палеогеографические реконструкции. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 51–57.
614. Ninkovich D., Donn W. L., Explosive Cenozoic volcanism and climatic implications, *Science* 194: 899–906, 1976.
615. Odum E. P., Earth as a productive system (review of *Primary Productivity of the Biosphere*, ed. H. Leith and R. H. Whittaker, 1975). *Science* 193: 138, 1976.
616. Oehler D. Z., Schopf J. W., Kvenvolden K. A., Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks. *Science* 175: 1246–1248, 1972.
617. Oehler D. Z., Smith J. W., Isotopic composition of reduced and oxidized carbon in Early Archean rocks from Isua, Greenland, *Precambrian Research* 5: 221–228, 1977.
618. Off T., Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 47: 324–341, 1963.
619. Olausson E., Le climat au Pleistocene et la circulation des océans, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 11: 251–264, 1969.
620. Olson W. S., Sedimentary model for determining paleotidal range: discussion. *Geological Society of America Bulletin* 83: 537–538, 1972.
621. Olsson R. K., Pleistocene paleoceanography and *Globigerina pachyderma* (Ehrenbergh) in site 36, DSDP, northeastern Pacific, *Journal of Foraminiferal Research* 4: 47–60, 1974.
622. Ópik E. J., Climatic change and the onset of the ice ages. *Irish Astronomical Journal* 8: 153–157, 1968.
623. Orr W. L., Gaines A. G., Jr., Observations on rate of sulfate reduction and organic matter oxidation in the bottom waters of an estuarine basin: the upper basin of the Pettaquamscutt River (Rhode Island), Pp. 791–812 in *Advances in Organic Geochemistry, 1973* (proceedings of the 6th International Congress of Organic Geochemistry, France), 1973.
624. Orr W. N., Secondary calcification in the foraminiferal genus *Globorotalia*. *Science* 157: 1554–1555, 1967.
625. Ostenso N. A., Arctic Ocean. Pp. 49–55 in *The Encyclopedia of Oceanography*, ed. R. W. Fairbridge. Van Nostrand Rheinhold Co., New York, 1966.

626. *Östlund H. G., Dorsey H. G., Rooth C. G.*, GEOSECS North Atlantic radio-carbon and tritium results, *Earth and Planetary Science Letters* 23: 69–86, 1974.
627. *Oversby V. M.*, Lead isotopes in Archaean plutonic rocks, *Earth and Planetary Science Letters* 38: 237–248, 1978.
628. *Owens J. P., Sohl N. F.*, Glauconites from New Jersey – Maryland coastal plain: their K-Ar ages and application in stratigraphic studies, *Geological Society of America Bulletin* 84: 2181–2838, 1973.
629. *Ozima M.*, Ar isotopes and earth-atmosphere evolution models. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 1127–1134, 1975.
630. *Pannella G.*, Paleontological evidence on the earth's rotational history since early Precambrian. *Astrophysics and Space Science* 16: 212–237, 1972.
631. *Pannella G.*, Geophysical inferences from stromatolite lamination. Pp. 673–685 in *Stromatolites*, ed. M. R. Walter. *Developments in Sedimentology*, no. 20, Elsevier, Amsterdam, 1976.
632. *Parker R. J., Siesser W. G.*, Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin, *Journal of Sedimentary Petrology* 42: 434–440, 1972.
633. *Parmenter C., Folger D. W.*, Eolian biogenic detritus in deep sea sediments: a possible index of equatorial ice age aridity, *Science* 185: 695–697, 1974.
634. *Parsons B., Sclater J. G.*, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research* 82: 803–827, 1977.
635. *Passega R.*, Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions, *Sedimentology* 24: 723–733, 1977.
636. *Patrick W. H., Jr., Gotoh S., Williams B. G.*, Strengite dissolution in flooded soils and sediments, *Science* 179: 564–565, 1973.
637. *Patterson C., Tatsumoto M.*, The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the earth's mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28: 1–22, 1964.
638. *Perry E. A., Jr.*, Diagenesis and the validity of the boron paleosalinity technique. *American Journal of Science* 272: 150–160, 1972.
639. *Perry E. C., Jr.*, The oxygen isotope chemistry of ancient cherts. *Earth and Planetary Science Letters* 3: 62–66, 1967.
640. *Perry E. C., Jr., Ahmad S. N., Swilius T. M.*, The oxygen isotope composition of 3 800 m. y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, West Greenland, *Journal of Geology* 86: 223–239, 1978.
641. *Perry E. C., Jr., Monser J., Reimer T. O.*, Sulfur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the earth's atmosphere. *Science* 171: 1015–1016, 1971.
642. *Perry E. C., Jr., Tan F. C.*, Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of southern Africa, *Geological Society of America Bulletin* 83: 647–664, 1972.
643. *Peters K. E., Sweeney R. E., Kaplan I. R.*, Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter, *Limnology and Oceanography* 23: 598–604, 1978.
644. *Petterssen S.*, *Introduction to Meteorology*, 3rd ed. McGraw-Hill Book Co., New York, 333 pp., 1969.
645. *Phleger F. B.*, Foraminiferal ecology and marine geology, *Marine Geology* 1: 16–23, 1964.
646. *Pilkey O. H., Blackwelder B. W.*, Mineralogy of the sand size carbonate fraction of some recent marine terrigenous and carbonate sediments, *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 799–810, 1968.
647. *Pilkey O. H., Trumbull J. V. A., Busgh D. M.*, Equilibrium shelf sedimentation, Rio de la Plata shelf, Puerto Riro, *Journal of Sedimentary Petrology* 48: 389–400, 1978.
648. *Pimentel D., Terhune E. C., Dyson-Hudson R., Rochereau S., Samis R., Smith E. A., Demnan D., Reifschneider D., Shepard M.*, Land degradation: effects on food and energy resources, *Science* 194: 149–155, 1976.

649. Piper D. Z., Codispoti L. A., Marine phosphorite deposits and the nitrogen cycle. *Science* 188: 15–18, 1975.
650. Playford P. E., Cockbain A. E., Druce E. C., Wray J. L., Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. Pp. 543–563 in *Stromatolites*, ed. M. R. Walter Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, no. 20, 1976.
651. Plumley W. J., Risley G. A., Graves R. W., Jr., Kaley M. E., Energy index for limestone interpretation and classification. Pp. 85–107 in *classification of Carbonate Rocks*, ed. W. E. Ham. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 1962.
652. Pocklington R. Climatic trends in the North Atlantic, *Nature* 273: 407, 1978.
653. Pollack J. B., Toon O. B., Sagan C., Summers A., Baldwin B., Van Camp W., Volcanic explosions and climatic change: a theoretical assessment. *Journal of Geophysical Research* 81: 1071–1083, 1976.
654. Pople W., Mensah M. A., Evaporation as the upwelling mechanism in Ghanaian coastal waters, *Nature Physical Science* 234: 18–20, 1971.
655. Porrenga D. H., Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology* 5: 495–501, 1967a.
656. Porrenga D. H., Influence of grinding and heating of layer silicates on boron sorption, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31: 309–312, 1967b.
657. Postma H., Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. Pp. 158–179 in *Estuaries*, ed. G. H. Lauff. Ed. American Association for the Advancement of Science, Publication no. 83, Washington, D. C., 1967.
658. Potter P. E., Significance and origin of big rivers, *Journal of Geology* 86: 13–33, 1978.
659. Potter P. E., Pettijohn F. J., *Paleocurrents and Basin Analysis*, 2nd ed. Springer-Verlag, New York, 426 pp., 1977.
660. Potter P. E., Shimp N. F., Witters J., Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 669–694, 1963.
661. Pratt R. M., Bottom currents on the Blake Plateau, *Deep-Sea Research* 10: 245–249, 1963.
662. Priestley C. H. B., The limitation of temperature by evaporation in hot climates. *Agricultural Meteorology* 3: 241–246, 1966.
663. Prince R. A., Resig J. M., Kulm L. D., Moore T. C., Jr., Uplifted turbidite basins on the seaward wall of the Peru Trench. *Geology* 2: 607–611, 1974.
664. Prospero J. M., Nees R. T., Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: possible relationship to the Sahelian, *Science* 196: 1196–1198, 1977.
665. Purser B. H., ed., *The Persian Gulf* Springer-Verlag, New York, 471 pp., 1973.
666. Ramsay A. T. S., ed., *Oceanic Micropaleontology*. 2 vols. Academic Press, New York, 1, 453 pp., 1977a.
667. Ramsay A. T. S., Sedimentological clues to Palaeo-Oceanography. Pp. 1371–1453 in *Oceanic Micropaleontology*, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 2. Academic Press, New York, 1977b.
668. Rankama K., Geological evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere. Pp. 651–664 in *Crust of the Earth*, ed. A. Poldevaart. Geological Society of America Special Paper 62, 1955.
669. Rasool S. I., Schneider S. H., Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate. *Science* 173: 138–141, 1971.
670. Rasool S. I., Aerosol concentrations: effect on planetary temperatures. *Science* 175: 95–96, 1972.
671. Ratner M. I., Walker J. C. G., Atmospheric ozone and the history of life, *Journal of the Atmospheric Sciences* 29: 803–808, 1972.
672. Raup D. M., Species diversity in the Phanerozoic: a tabulation. *Paleobiology* 2: 279–288, 1976a.
673. Raup D. M., Species diversity in the Phanerozoic: an interpretation. *Paleobiology* 2: 289–297, 1976b.

674. Redfield A. C., The processes determining the concentrations of oxygen, phosphate, and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean, Papers in Physical Oceanography and Meteorology. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution 9: 1–22, 1942.
675. Redfield A. C. The biological control of chemical factors in the environment. American Scientist 46: 205–221, 1958a.
676. Redfield A. C., The influence of the continental shelf on the tides of the Atlantic Coast of the United States, Journal of Marine Research 17: 432–448, 1958b.
677. Reid J. L., Intermediate Waters of the Pacific Ocean, Johns Hopkins Oceanographic Studies, no. 2, Johns Hopkins University Press, Baltimore. 85 pp., 1965.
678. Reid J. L., Brinton E., Fleminger A., Venrick E. L., McGowan J. A., Ocean circulation and marine life. Pp. 65–130 in Advances in Oceanography, ed. H. Charnock and G. Deacon. Plenum Press, New York, 1978.
679. Reid R. E. H., Bathymetric distribution of Calcareous and Hexactinellida in the present and the past, Geological Magazine 105: 546–559, 1968.
680. Reineck H.-E., Gutmann W. F., Hertwëck G., Das Schickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen, Senckenbergiana Lethaea 48: 219–275, 1967.
681. Reineck H.-E., Singh I. B., Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag, Berlin, 439 pp., 1973.
682. Reineck H.-E., Wunderlich F., Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology 11: 99–104, 1968.
683. Revelle R., On the history of the oceans. Journal of Marine Research 14: 46–461, 1955.
684. Reynolds R. C., Jr., Potassium-rubidium ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of proterozoic carbonate rocks, Geochimica et Cosmochimica Acta 27: 1097–1112, 1963.
685. Reynolds R. C., Jr., The concentration of boron in Precambrian seas. Geochimica et Cosmochimica Acta 29: 1–16, 1965.
686. Richards F. A., The enhanced preservation of organic matter in anoxic marine environments. Pp. 399–411 in Organic Matter in Natural Waters, ed. D. W. Hood. Institute of Marine Science, Occasional Publication, no. 1, 1970.
687. Richards F. A., Anoxic versus oxic environments. Pp. 201–217 in Impingement of Man on the Oceans, ed. D. W. Hood, John Wiley and Sons, New York, 1971.
688. Riech V., von Rad U., Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. Results of Deep Drilling in Atlantic Ocean, ed. M. Talwani and W. B. F. Ryan, Proceedings of the Second Maurice Ewing Symposium (1978), v. 2, American Geophysical Union, 1969.
689. Robertson A. H. F., Hudson J. D., Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. Pp. 403–436 in Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
690. Rogers J. J. W., Three arguments for continual evolution of sial throughout geologic time. Pp. 27–39 in Chemical Evolution of the Early Precambrian, ed. C. Ponnamperna, Academic Press, New York, 1977.
691. Rogers M. A., Koons C. B., Organic carbon  $\delta^{13}C$  values from Quaternary marine sequences in the Gulf of Mexico: a reflection of paleotemperature changes. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 19: 531–534, 1969.
692. Ronov A. B., Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time, Sedimentology 10: 25–43, 1968.
693. Ronov A. B., Khain V. Ye., Balukhowskii A. N., Seslawinskiy K. B., Changes in distribution, volumes, and rates of deposition of sedimentary and volcanogenic

- deposits during the Phanerozoic (with the present continents). *International Geology Review* 19: 1297–1304, 1977.
694. *Ronov A. B., Korzina G. A.*, Phosphorus in sedimentary rocks, *Geochemistry*, no. 8, pp. 805–829, 1960.
695. *Ronov A. B., Migdisov A. A.*, Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms. *Sedimentology* 16: 137–185, 1971.
696. *Roscoe S. M.*, Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates. Geological Survey of Canada, Paper 68–40, 205 pp., 1968.
697. *Rosenberg G. D., Runcorn S. K., eds.*, Growth Rhythms and the History of the Earth's Rotation, Wiley-Interscience, New York, 560 pp., 1975.
698. *Ross C. A.*, Paleogeology of fusulinaceans. Pp. 301–318 in 1968 Proceedings International Paleontological Union, 23rd International Geological Congress, 1968.
699. *Ross R. J., Jr.*, Ordovician sedimentation in the western United States, Pp. 73–105 in *The Ordovician System*, ed. M. G. Bassett. University of Wales Press, Cardiff, 1976.
700. *Rossiter J. R.*, The North Sea storm surge of 31 January and 1 February 1953. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 246: 371–400, 1954.
701. *Rubey W. W.*, Geologic history of sea water. *Geological Society of America Bulletin* 62: 1111–1147. (Reprinted in *The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans*, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron [John Wiley and Sons, New York, 1964], pp. 1–63.)
702. *Ruddiman W. F.*, Investigations of Quaternary climate based on planktonic foraminifera, Pp. 101–162 in *Oceanic Micropaleontology*, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 1, Academic Press, New York, 1977.
703. *Russell K. L.*, Oceanic ridges and eustatic changes in sea level, *Nature* 218: 861–862, 1968.
704. *Sackett W. M., Eckelmann W. R., Bender M. L., Bé A. W. H.*, Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments, *Science* 148: 235–237, 1965.
705. *Sackett W. M., Moore W. S.*, Isotopic variations of dissolved inorganic carbon. *Chemical Geology* 1: 323–328, 1966.
706. *Sackett W. M., Poag C. W., Eadie B. J.*, Kerogen recycling in the Ross Sea, Antarctica, *Science* 185: 1045–1047, 1974.
707. *Sagan C., Mullen G.*, Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures, *Science* 177: 52–56, 1972.
708. *Sagoe K. O., Visher G. S.*, Population breaks in grain-size distributions of sand – a theoretical model. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 285–310, 1977.
709. *Sandberg P. A.*, New interpretations of Great Salt Lake ooids and ancient non-skeletal mineralogy, *Sedimentology* 22, 497–537, 1975.
710. *Sanders H. L., Hessler R. R., Hampson G. R.*, An Introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay Head-Bermuda transect. *Deep-Sea Research* 12: 845–867, 1965.
711. *Sapper K.*, *Vulkankunde*. Englehorn, Stuttgart, 358 pp., 1927.
712. *Sarnthein M., Diester-Haass L.*, Eolian-sand turbidites. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 868–890, 1977.
713. *Saunders W. B., Wehman D. A.*, Shell strength of *Nautilus* as a depth limiting factor. *Paleobiology* 3: 83–89, 1977.
714. *Savin S. M., Douglas R. C., Stehli F. G.*, Tertiary marine paleotemperatures, *Geological Society of America Bulletin* 86: 1499–1510, 1975.
715. *Savin S. M., Stehli F. G.*, Interpretation of oxygen isotope paleotemperature measurements: effect of the  $O^{18}/O^{16}$  ratio of sea water, depth stratification of foraminifera, and selective solution. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique* 219: 183–191, 1974.
716. *Saxena S. K.*, The Charnockite geotherm. *Science* 198: 614–617, 1977.

717. *Sayles F. L., Manheim F. T.*, Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Sea Drilling Project, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 103–127, 1975.
718. *Scheltema R. S.*, Larval dispersal as a means of genetic exchange between geographically separated populations of shallow-water benthic marine gastropods, *Biological Bulletin* 140: 284–322, 1971.
719. *Schidlowski M., Appel P. W. U., Einchmann R., Junge C. E.*, Carbon isotope geochemistry of the  $3.7 \times 10^9$  yr old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archean carbon and oxygen cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 1–11, 1979.
720. *Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E.*, Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget, *Precambrian Research* 2: 1–69, 1975.
721. *Schidlowski M., Junge C. E., Pietrek H.*, Sulfur isotope variations in marine sulfate evaporites and the Phanerozoic oxygen budget, *Journal of Geophysical Research* 82: 2557–2565, 1977.
722. *Schiegl W. E.*, Deuterium content of peat as a paleoclimatic recorder, *Science* 175: 512–513, 1972.
723. *Schilling J.-C., Unni C. K., Bender M. L.*, Origin of chlorine and bromine in the oceans, *Nature* 273: 631–636, 1978.
724. *Schindler D. W.*, Evolution of phosphorus limitation in lakes, *Science* 195: 260–262, 1977.
725. *Schmalz R. F.*, Deep-water evaporite deposition: a genetic model, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 53: 798–823, 1969.
726. *Schneider S. H.*, Atmospheric particles and climate: can we evaluate the impact of man's activities? *Quaternary Research* 2: 425–435, 1972a.
727. *Schneider S. H.*, Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, *Journal of the Atmospheric Sciences* 29: 1413–1422, 1972b.
728. *Schnitker D.*, Distribution of foraminifera on a portion of the continental shelf of the Golfe de Gascogne (Gulf of Biscay), *Bulletin Centre Recherche Pau-SNPA* 3: 33–64, 1969.
729. *Schnitker D.*, West Atlantic abyssal circulation the past 120 000 years, *Nature* 248: 385–387, 1974.
730. *Scholle P. A., Arthur M. A.*, Carbon-isotopic fluctuations in Upper Cretaceous sediments: an indicator of paleo-oceanic circulation. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 8: 1089, 1976.
731. *Schopf J. W.*, The evolution of the earliest cells, *Scientific American* 239: 110–138, 1978.
732. *Schopf T. J. M.*, Conodonts of the Trenton Group (Ordovician) in New York, Southern Ontario and Quebec, *New York State Museum and Science Service, Bulletin* 405, 105 pp., 1966.
733. *Schopf T. J. M.*, Paleocology of ectoprocts (bryozoans), *Journal of Paleontology* 43: 234–244, 1969.
734. *Schopf T. J. M.*, Taxonomic diversity gradients of ectoprocts and bivalves and their geologic implications, *Geological Society of America Bulletin* 81: 3765–3768, 1970.
735. *Schopf T. J. M.*, Permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading. *Journal of Geology* 82: 129–143, 1974.
736. *Schopf T. J. M.*, Oceans of the geological past (Review of Studies in Paleo-Oceanography, ed. W. W. Hay, 1974), *Science* 187: 1189–1190, 1975.
737. *Schopf T. J. M.*, Fossilization potential of an intertidal fauna: Friday Harbor, Washington, *Paleobiology* 4: 261–270, 1978.
738. *Schopf T. J. M.*, The role of biogeographic provinces in regulating marine faunal diversity through geologic time. Pp. 449–457 in *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment*, ed. J. Cray and A. J. Boucot. *Biology Colloquium*, Oregon State University, 1979.

739. *Schopf T. J. M., Farmanfarmaian A., Gooch J. L.*, Oxygen consumption rates and their paleontological significance. *Journal of Paleontology* 45: 247–252, 1971.
740. *Schopf T. J. M., Fisher J. B., Smith C. A. F., III*. Is the marine latitudinal diversity gradient merely another example of the species area curve? Pp. 365–386 in *Genetics, Ecology, and Evolution of Marine Organisms*, ed. J. Beardmore and B. Battaglia, Plenum Press, New York, 1978.
741. *Schopf T. J. M., Gooch J. L.*, A natural experiment to test the hypothesis that loss of genetic variability was responsible for mass extinctions of the fossil record, *Journal of Geology* 80: 481–483, 1972.
742. *Schreiber B. C., Schreiber E.*, The salt that was, *Geology* 5: 527–528, 1977.
743. *Schroeder R. A., Bada J. L.*, Glacial/postglacial temperature difference deduced from aspartic acid racemization in fossil bones, *Science* 182: 479–482, 1973.
744. *Schroeder R. A., Bada J. L.*, A review of the geochemical applications of the amino acid racemization reaction, *Earth-Science Reviews* 12: 347–391, 1976.
745. *Schubel J. R.*, Effects of Tropical Storm Agnes on the suspended solids of the northern Chesapeake Bay. Pp. 113–132 in *Suspended Solids in Water*, ed. R. J. Gibbs, Plenum Press, New York, 320 pp., 1974.
746. *Schumm S. A.*, Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation, *Geological Society of America Bulletin* 79: 1573–1588, 1968.
747. *Schwab F. L.*, Modern and ancient sedimentary basins: comparative accumulation rates, *Geology* 4: 723–727, 1976.
748. *Schwab F. L.*, Secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages – Archean through Phanerozoic time, *Geology* 6: 532–536, 1978.
749. *Schwartzman D. W.*, Argon degassing models of the earth. *Nature Physical Science* 245: 20–21, 1973.
750. *Sclater J. G., Abbott D., Thiede J.*, Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean. Pp. 25–59 in *Indian Ocean Geology and Biostratigraphy Studies Following Deep-Sea Legs 22 to 29*, ed. J. R. Heirtzler, H. M. Bolli, T. A. Davies, J. V. Saunders and J. G. Sclater, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977.
751. *Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.*, The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. *Journal of Geology* 85: 509–552, 1977.
752. *Sellers W. D.*, A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *Journal of Applied Metrology* 8: 392–400, 1969.
753. *Sellers W. D.*, A new global climatic model. *Journal of Applied Metrology* 12: 241–254, 1973.
754. *Sellwood B. W.*, Regional environmental changes across a Lower Jurassic stage-boundary in Britain, *Palaeontology* 15: 125–157, 1972.
755. *Sen Gupta B. K., Kilbourne R. T.*, Diversity of benthic foraminifera on the Georgia continental shelf. *Geological Society of America Bulletin* 85: 969–972, 1974.
756. *Sepkoski J. J., Jr.*, Species diversity in the Phanerozoic: species-area effects. *Paleobiology* 2: 298–303, 1976.
757. *Sepkoski J. J., Jr.*, A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. I. Analysis of marine orders. *Paleobiology* 4: 223–251, 1978.
758. *Shackleton N. J.*, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature* 215: 15–17, 1967.
759. *Shackleton N. J.*, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique* 219: 203–209, 1974.
760. *Shackleton N. J.*, Carbon-13 in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. Pp. 401–427 in *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, ed. N. R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, New York, 1977.
761. *Shackleton N. J., Kennett J. P.*, Paleotemperature history of the Cenozoic and

- the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, 281. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 29: 743–755, 1975.
762. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.*, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. *Journal of Quaternary Research* 3: 39–55, 1973.
763. *Sharma G. D., Naidu A. S., Hood D. W.*, Bristol Bay: model contemporary graded shelf. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 56: 2000–2012, 1972.
764. *Shaw A. B.*, *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill Book Co., New York, 365 pp., 1964.
765. *Shaw D. M.*, Development of the early continental crust. Part 2. Prearchean, Protoarchean and later eras. Pp. 33–53 in *The Early History of the Earth*, ed. B. F. Windley. John Wiley and Sons, London, 1976. [Имеется перевод: *Шоу Д. М.* Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2: Доархейская, протоархейская и более поздние эры. – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980. с. 40–63.]
766. *Shea J. H.*, Deficiencies of clastic particulates of certain sizes. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 985–1003, 1974.
767. *Sheldon R. P., Maughan E. K., Cressman E. R.*, Environment of Wyoming and adjacent states: Interval B. Pp. 48–54 in *Paleotectonic Maps of the Permian System*, by E. D. McKee and S. S. Oriol et al., U. S. Geological Survey, Miscellaneous Geologic Investigations Map, 1–450, 1967.
768. *Shepard F. P.*, *Submarine Geology*, 2nd ed. Harper & Row, New York, 557 pp., 1963. [Имеется перевод: *Шенард Ф. П.* Морская геология, 3-е изд. – Л.: «Недра», 1976.]
769. *Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R.*, Distribution of sediments on East Asiatic Continental Shelf. Pp. 1–64 in *Allan Hancock Foundation Publications, Occasional Paper no. 9*, 1949.
770. *Shepard F. P., Marshall N. F.*, Currents along floors of submarine canyons, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57: 244–264, 1973.
771. *Shepard F. P., Young R.*, Distinguishing between beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Petrology* 31: 196–214, 1961.
772. *Shimp N. F., Witters J., Potter P. E., Schleicher J. A.*, Distinguishing marine and freshwater muds, *Journal of Geology* 77: 566–580, 1969.
773. *Shinn E. A., Lloyd R. M., Ginsburg R. N.*, Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas, *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1202–1228, 1969.
774. *Shreve R. L.*, Variation of mainstream length with basin area in river networks, *Water Resources Research* 10: 1167–1177, 1974.
775. *Sibley D. F., Vogel T. A.*, Chemical mass balance of the earth's crust: the calcium dilemma (?) and the role of pelagic sediments, *Science* 192: 551–553, 1967.
776. *Siesser W. G.*, Relict and Recent beachrock from southern Africa, *Geological Society of America Bulletin* 85: 1849–1854, 1974.
777. *Siever R.*, Sedimentological consequences of a steady-state ocean-atmosphere, *Sedimentology* 11: 5–29, 1968.
778. *Sillén L. G.*, Regulation of  $O_2$ ,  $N_2$ , and  $CO_2$  in the atmosphere: thoughts of a laboratory chemist, *Tellus* 18: 198–206, 1966.
779. *Silver M. W., Shanks A. L., Trent J. D.*, Marine snow: microplankton habitat and source of small-scale patchiness in pelagic populations, *Science* 201: 371–373, 1978.
780. *Silverman M. P., Munoz E. F.*, Fungal attack on rock: solubilization and altered infrared spectra, *Science* 169: 985–987, 1970.
781. *Simpson P. R., Bowles J. F. W.*, Uranium mineralization of the Witwatersrand and Dominion Reef systems, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 286: 527–548, 1977.

782. *Sindowski K.*, Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume, Geologisches Jahrbuch herausgegeben von den Geologischen Landesanstalten der Bundesrepublik Deutschland 73: 235–278, 1957.
783. *Singh I. B.*, Depositional environment of the Upper Vindhyan sediments in the Satna-Maihar area, Madhya Pradesh, and its bearing on the evolution of Vindhyan sedimentation basin, Journal of the Palaeontological Society of India 19: 48–70, 1976.
784. *Sloss L. L.*, Evaporite deposition from layered solutions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 53: 776–789, 1969.
785. *Smith B. N.*, Natural abundance of the stable isotopes of carbon in biological systems, BioScience 22: 226–231, 1972.
786. *Smith E. V. P.*, *Gottlieb D. M.*, Solar flux and its variations, Space Science Reviews 16: 771–802, 1974.
787. *Smith J. D.*, *Hopkins T. S.*, Sediment transport on the continental shelf off of Washington and Oregon in light of Recent current measurements, Pp. 143–180 in Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilsey. Dowden, Hutchinson and Ros, Stroudsburg, Pa., 1972.
788. *Soutar A.*, *Crill P. A.*, Sedimentation and climatic patterns in the Santa Barbara Basin during the nineteenth and twentieth centuries, Geological Society of America Bulletin 88: 1161–1172, 1977.
789. *Spencer D. W.*, The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments, Journal of Sedimentary Petrology 33: 180–190, 1963.
790. *Spencer D. W.*, Factors affecting element distributions in a Silurian graptolite band, Chemical Geology 1: 221–249, 1966.
791. *Spencer D. W.*, *Degens E. T.*, *Kulbicki G.*, Factors affecting element distribution in sediments. Pp. 981–998 in Origin and Distribution of the Elements, ed. L. H. Ahrens, Pergamon Press, Oxford, 1968.
792. *Srinivasan M. S.*, *Kennett J. P.*, Secondary calcification of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* as a climatic index. Science 186: 630–632, 1974.
793. *Stahl W.*, *Jordan R.*, General considerations on isotopic paleotemperature determinations and analyses on Jurassic ammonites, Earth and Planetary Science Letters, 6: 173–178, 1969.
794. *Stehli F. G.*, Some applications of foraminiferal ecology, Pp. 223–240 in Proceedings of the 2nd West African Micropaleontological Colloquium (Ibadan, 1965), ed. J. E. van Hinte, E. H. Brill, Leiden, 1966.
795. *Stehli F. G.*, *Douglas R. G.*, *Kafescioglu I. A.*, Models for the evolution of planktonic foraminifera. Pp. 116–129 in Models in Paleobiology, ed. T. J. M. Schopf. Freeman, Cooper & Co. San Francisco, 1972.
796. *Stehli F. G.*, *Douglas R. G.*, *Newell N. D.*, Generation and maintenance of gradients in taxonomic diversity, Science 164: 947–949, 1969.
797. *Stehli F. G.*, *Wells J. W.*, Diversity and age patterns in hermatypic corals, Systematic Zoology 20: 115–126, 1971.
798. *Steiner J.*, An expanding earth on the basis of sea-floor spreading, Geology 5: 313–318, 1977.
799. *Stevens C. H.*, Water depth control of fusulinid distribution. Lethaia 2: 121–132, 1969.
800. *Stevens C. H.*, Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions? Geological Society of America Bulletin 88: 133–138, 1977.
801. *Stevenson F. J.*, On the presence of fixed ammonium in rock, Science 130: 221–222, 1959.
802. *Stewart A. D.* Limits to palaeogravity since the late Precambrian. Nature 271: 153–155, 1978.
803. *Stewart W. D. P.*, Nitrogen fixation in the sea. Pp. 537–564 in Fertility of the Sea, ed. J. D. Costlow, Jr., vol. 2, Gordon and Breach Scientific Publishers, New York, 1971.

804. *Stidd C. K.*, Irrigation increases rainfall? *Science* 188: 279–280, 1975.
805. *Strauch F.*, Some remarks on *Hiatella* as an indicator of sea temperatures, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology* 9: 59–64, 1971.
806. *Streeter S. S.*, Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic – Glacial-interglacial contrasts. *Quaternary Research* 3: 131–141, 1973.
807. *Strong D. F., Stevens R. K.*, Possible thermal explanation of contrasting Archean and Proterozoic geological regimes. *Nature* 249: 545–546, 1974.
808. *Strong D. R., Jr., Levin D. A.*, Species richness of the parasitic fungi of British trees, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 72: 2116–2119, 1975.
809. *Stuart W. D.*, Wind-driven model for evaporite deposition in a layered sea. *Geological Society of America Bulletin* 84: 2691–2704, 1973.
810. *Suess E.*, Nutrients near the depositional interface. Pp. 57–79 in *The Benthic Boundary Layer*, ed. I. N. McCave, Plenum Press, New York, 1976.
811. *Summerhayes C. P., Birch G. F., Rogers J., Dingle R. V.*, Phosphate in sediments off south-western Africa, *Nature* 243: 509–511, 1973.
812. *Summerhayes C. P., de Malo U., Barretto H. T.*, The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments off southeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 819–828, 1976.
813. *Sutton R. G., Ramsayer G. R.*, Association of lithologies and sedimentary structures in marine deltaic paleoenvironments, *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 799–807, 1975.
814. *Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H.*, *The Oceans*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1060 pp., 1942.
815. *Swann D. H., Lineback J. A., Frund E.*, The Borden Silstone (Mississippian) Delta in Southwestern Illinois, *Illinois State Geological Survey, Circular* 386, 20 pp., 1965.
816. *Swinchatt J. P.*, Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments *Geological Society of America Bulletin* 80: 1391–1396, 1969.
817. *Symons D. T. A.* Huronian glaciation and polar wander from Gowganda Formation, Ontario, *Geology* 3: 303–306, 1975.
818. *Tan F. C., Hudson J. D.*, Isotopic composition of carbonates in a marginal marine formation. *Nature Physical Sciences* 232: 87–88, 1971.
819. *Tanner W. F.*, Near-shore studies in sedimentology and morphology along the Florida Panhandle coast, *Journal of Sedimentary Petrology* 29: 564–574, 1959.
820. *Tanner W. F.*, Florida coastal classification. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 10: 259–266, 1960.
821. *Tanner W. F.*, Offshore shoals in area of energy deficit. *Journal of Sedimentary Petrology* 31: 87–95, 1961.
822. *Tanner W. F.*, Numerical estimates of ancient waves, water, depth and fetch, *Sedimentology* 16: 71–88, 1971.
823. *Tappan H., Loeblich A. R., Jr.*, Evolution of the oceanic plankton, *Earth-Science Reviews* 9: 207–240, 1973.
824. *Tarney J., Windley B. F.*, Chemistry, thermal gradients, and evolution of the lower continental crust. *Journal of the Geological Society of London* 134: 153–172, 1977.
825. *Taylor H. P., Jr.*, Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. *Journal of the Geological Society* 133: 509–558, 1977.
826. *Thiede J., Van Andel T. H.*, The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 33: 301–309, 1977.
827. *Thierstein H. R., Berger W. H.*, Injection events in ocean history, *Nature* 276: 461–466, 1978.

828. *Thomas K.*, The rise of the fork (review of *The Civilizing Process: The History of Manners*, by Norbert Elias, 1978; and of *Human Figurations: Essays for Norbert Elias*, ed. P. R. Gleichmann, J. Goudsblom, and H. Korte, 1977). *The New York Review of Books*, March 9, pp. 28–31, 1978.
829. *Thompson G.*, Analyses of B, Ga, Rb, and K in two deepsea sediment cores; consideration of their use as paleoenvironmental indicators. *Marine Geology* 6: 463–477, 1968.
830. *Thompson G., Bowen V. T.*, Analyses of coccolith ooze from the deep tropical Atlantic. *Journal of Marine Research* 27: 32–38, 1969.
831. *Thompson G., Melson W. G.*, Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 8: 61–65, 1970.
832. *Till R.*, The relationship between environment and sediment composition (geochemistry and petrology) in the Bimini Lagoon, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 367–385, 1970.
833. *Todd T. W.*, Paleoclimatology and the relative stability of feldspar minerals under atmospheric conditions. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 832–844, 1968.
834. *Tont S. A.*, Short-period climatic fluctuations: effects on diatom biomass. *Science* 194: 942–944, 1976.
835. *Tooms J. S., Summerhayes C. P., Cronan D. S.*, Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits. *Oceanography and Marine Biology Annual Review* 7: 49–100, 1969.
836. *Tourtlet H. A.*, Minor-element composition and organic carbon content of marine and non-marine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. *Geochimica et Cosmochimica acta* 28: 1579–1604, 1964.
837. *Towe K. M.*, Early Precambrian oxygen: a case against photosynthesis. *Nature* 274: 657–661, 1978.
838. *Tschudy R. N., Scott R. A., eds.*, *Aspects of Palynology: An Introduction to Plant Microfossils in Time*, Wiley-Interscience, New York, 510 pp., 1969.
839. *Turcotte D. L., Burke K.*, Global sea-level changes and the thermal structure of the earth. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 341–346, 1978.
840. *Uchupi E.*, Slumping on the continental margin southeast of Long Island, New York. *Deep-Sea Research* 14: 635–639, 1967.
841. *Ulrich R. K.*, Solar neutrinos and variations in the solar luminosity. *Science* 190: 619–624, 1975.
842. *Urey H. C.*, The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*, pp. 562–581, 1947.
843. *Vail P. R., Mitchum R. M., Jr., Thompson S., III.* Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 4: global cycles of relative changes in sea level. Pp. 83–97 in *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration* ed. C. E. Payton. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 1978.
844. *Valentine J. W.*, Conceptual models of ecosystem evolution. Pp. 192–215 in *Models in Paleobiology*, ed. T. J. M. Schopf, Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 1972.
845. *Valentine J. W.*, *Evolutionary Paleocology of the Marine Biosphere*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 511 pp., 1973.
846. *Valentine J. W., Foin T. C., Peart D.*, A provincial model of Phanerozoic marine diversity. *Paleobiology* 4: 55–66, 1978.
847. *Valentine J. W., Moores E. M.*, Global tectonics and the fossil record. *Journal of Geology* 80: 167–184, 1972.
848. *Van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.*, Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. *Journal of Geology* 85: 651–698, 1977.

849. *Van Donk J.*, O<sup>18</sup> Record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene Epoch, Pp. 147–163 in Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, ed. R. M. Cline and J. D. Hays, Geological Society of America Memoir 145, 1976.
850. *Van Straaten L. M. J. U.*, Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz (Devonian), *Geologie en Mijnbouw* 16: 25–47, 1954.
851. *Van Valen L.*, Climate and evolutionary rate. *Science* 166: 1656–1658, 1969.
852. *Veevers J. J.*, Paleobathymetry of the crest of spreading ridges related to the age of ocean basins, *Earth and Planetary Science Letters* 34: 100–106, 1977.
853. *Veizer J.*, Do palaeogeographic data support the expanding earth hypothesis? *Nature* 229: 480–481, 1971.
854. *Veizer J.*, Sedimentation in geologic history: recycling vs. evolution or recycling with evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 38: 261–278, 1973.
855. *Veizer J.*, Chemical diagenesis of belemnite shells and possible consequences for paleotemperature determinations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 147: 91–111, 1974.
856. *Veizer J.*, Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history; relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere, and biosphere. Pp. 1–41 in Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits III, ed. K. H. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 1976 a.
857. *Veizer J.*, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr evolution of seawater during geologic history and its significance as an index of crustal evolution. Pp. 569–578 in The Early History of the Earth, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, New York, 1976b. [Имеется перевод: *Вейзер Я.*, Эволюция отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 565–575.]
858. *Veizer J.*, Diagenesis of pre-Quaternary carbonates as indicated by tracer studies. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 565–581, 1977.
859. *Veizer J.*, Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks. II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si, and minor constituents. *Precambrian Research* 6: 381–413, 1978.
860. *Veizer J., Compston W.*, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 1461–1484, 1974.
861. *Veizer J.*, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 905–914, 1976.
862. *Veizer J., Demovič R.*, Strontium as a tool in facies analysis. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 93–115, 1974.
863. *Veizer J., Garrett D. E.*, Secular variations in the composition of sedimentary rocks. I. Alkali metals. *Precambrian Research* 6: 367–380, 1978.
864. *Veizer J., Hoefs J.*, The nature of <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O and <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1387–1395.
865. *Veizer J., Lemieux J., Jones B., Gibling M. R., Savelle J.*, Sodium: paleosalinity indicator in ancient carbonate rocks, *Geology* 5: 177–179, 1977.
866. *Veizer J., Lemieux J., Gibling M. R., Savelle J.*, Paleosalinity and dolomitization of a Lower Paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15: 1448–1461, 1978.
867. *Vinogradov A. P., Ronov A. B., Ratynskii V. M.*, Variation in the chemical composition of carbonate rocks of Russian platform. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12: 273–276, 1957.

868. *Visher G. S.*, A simplified method for determining relative energie of deposition of stratigraphic units, *Journal of Sedimentary Petrology* 31: 291–293, 1961.
869. *Visher G. S.*, Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1079–1106, 1969.
870. *Vogel K.*, Endosymbiotic algae in rudists. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 17: 327–332, 1975.
871. *Vogt P.*, Volcano height and plate thickness. *Earth and Planetary Science Letters* 23: 337–348, 1974.
872. *Von Arx W. S.* An experimental approach to problems in physical oceanography. *Physics and Chemistry of the Earth* 2: 1–29, 1957.
873. *Von Brunn V., Hobday D. K.*, Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola supergroup of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 670–679, 1976.
874. *Vonder Haar T. H., Suomi V. E.*, Satellite observations of the earth's radiation budget. *Science* 163: 667–669, 1969.
875. *Vos R. G.*, An Alluvial plain and lacustrine model for the Precambrian Witwatersrand deposits of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 480–493, 1975.
876. *Wakita H., Fujii N., Matsuo S., Notsu K., Nagao K., Takaoka N.* "Helium spots": caused by a diapiric magma from the upper mantle. *Science* 200: 430–432, 1978.
877. *Walker C. T.*, Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks, *Journal of Sedimentary Petrology* 33: 694–702, 1963.
878. *Walker H. C. T.*, Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 751–766, 1968.
879. *Walker C. T., Price N. B.*, Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 47: 833–841, 1963.
880. *Walker J. C. G.*, Stability of atmospheris oxygen. *American Journal of Science* 274: 193–214, 1974.
881. *Walker J. C. G.*, *Evolution of the Atmosphere*. Macmillan Publishing Co., New York, 318 pp., 1977.
882. *Walker J. C. G.*, Oxygen and hydrogen in the primitive atmosphere. *Pure and Applied Geophysical* 116: 222–231, 1978.
883. *Walker R. G., Harms J. C.*, Shorelines of weak tidal activity: Upper Devonian Catskill Formation, central Pennsylvania. Pp. 103–108 in *Tidal Deposits*, de R. N. Ginsburg. Springer-Verlag, New York, 1975.
884. *Walker R. N., Muir M. D., Diver W. L., Williams N., Wilkins N.*, Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia. *Nature* 265: 526–529, 1977.
885. *Walter M. R.*, Stromatolites used to determinen the time of nearest approach of earth and moon. *Science* 170: 1331–1332, 1970.
886. *Wang W. C., Yung Y. L., Lacin A. A., Mo. T., Hansen J. E.*, Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science* 194: 685–690, 1976.
887. *Wanless H. R., Ziebell W. G., Ziembra E. A., Carozzi A.*, Limestone texture as a key to interpreting depth of deposition. Pp. 65–82 in *International Geological Congress, 20th Session, Section V (Mexico, 1956)*, 1957.
888. *Waskom J. D.*, Roundness as an indicator of environment along the coast of panhandle Florida. *Journal of Sedimentary Petrology* 28: 351–360, 1958.
889. *Wasserburg G. J.*, Comments on the outgassing of the earth. Pp. 83–85 in *The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans*, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron, John Wiley and Sons, New York, 1964.
890. *Waterhouse J. B., Bonham-Carter G.*, Global distribution and character

- of Permian biomes based on brachiopod assemblages. *Canadian Journal of Earth Science* 12: 1085–1146, 1975.
891. *Watkins N. D., Keany J., Leidbetter M. T., Huang T. C.*, Antarctic glacial history from analyses of ice-raftered deposits in marine sediments: new model and initial tests. *Science* 186: 533–536, 1974.
892. *Watkins N. D., Kennett J. P.*, Regional sedimentary disconformities and Upper Cenozoic changes in bottom water velocities between Australasia and Antarctica. Pp. 273–293 in *Antarctic Oceanology, II. The Australian – New Zealand Sector*, ed. D. E. Hayes. American Geophysical Union. Antarctic Research Series, vol. 19, 1972.
893. *Weaver F. M., Wise S. W., Jr.*, Opaline sediments of the south-eastern coastal plain and horizon A: biogenic origin. *Science* 184: 899–901, 1974.
894. *Weber J. N.*, Chloride ion concentration in liquid inclusions of carbonate rocks as a possible environmental indicator. *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 677–680, 1964.
895. *Weber J. N.*, Deep-sea ahermatypic scleractinian corals: isotopic composition of the skeleton. *Deep-Sea Research* 20: 901–909, 1973a.
896. *Weber J. N.*, Temperature dependence of magnesium in echinoid and asteroids skeletal calcite: a reinterpretation of its significance. *Journal of Geology* 81: 543–556, 1973b.
897. *Weber J. N., Woodhead P. M. J.*, Diurnal variations in the isotopic composition of dissolved inorganic carbon in seawater from coral reef environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35: 891–902, 1971.
898. *Wedepohl K. H.*, The contribution of minor element data of clays from the Atlantic Ocean to the geochemistry of pelagic sediments. Pp. 987–989 in *International Oceanographic Congress, Preprints*, ed. M. Sears. American Association for the Advancement of Science, Washington, D. C., 1959.
899. *Wedepohl K. H.*, Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. *Physics and Chemistry of the Earth* 305–333, 1971.
900. *Weeks W. B.*, South Arkansas stratigraphy with emphasis on the older coastal plain beds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 22: 953–983, 1938.
901. *Wegener A.*, *The Origin of Continents and Oceans*, 246 pp., 1929. (Dover Publications reprint of 1966 of the translation of the 4th rev. ed. of *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.*) [Имеется перевод: *Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. Пер. с 3-го изд. — М. — Л.: Госиздат. 1925.]
902. *Wehmüller J. F., Hare P. E., Kujala G. A.*, Amino acids in fossil corals: racemization (epimerization) reactions and their implications for diagenetic models and geochronological studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 763–776, 1976.
903. *Wells J. W.*, Corals as bathometers. *Marine Geology* 5: 349–365, 1967.
904. *Wells P. R. A.*, Late Archean metamorphism in the Buksefjorden region, southwest Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 56: 229–242, 1976.
905. *Westermann G. E. G.*, Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods. *Lethaia* 6: 383–340, 1973.
906. *Wetherald R. T., Manabe S.*, The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences* 32: 2044–2059, 1975.
907. *Weyl P. K.*, The role of the oceans in climatic change: a theory of the ice ages. *Meteorological Monographs* 8: 37–62, 1968.
908. *Weyl P. K.*, The salinity of the North Atlantic Ocean and the next glaciation. *Quaternary Research* 2: 399–400, 1972.
909. *Whelan J. F., Rye R. O.*, Sulfur isotopic variations of Precambrian anhydrite units from the Grenville Series, New York. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 9: 1222–1223, 1977.

910. *Wickstrom C. E., Castenholz R. W.*, Thermophilic ostracod: aquatic metazoan with the highest known temperature tolerance. *Science* 181: 1063–1064, 1973.
911. *Wiebe P. H., Hulbert E. M., Carpenter E. J., Jahn A. E., Knapp G. P., III, Boyd S. H., Ortner P. B., Cox J. L.*, Gulf Stream cold core rings: large-scale interaction sites for open ocean plankton communities. *Deep-Sea Research* 23: 695–710, 1976.
912. *Wigley R. L., Stinton F. C.*, Distribution of macroscopic remains of recent animals off Massachusetts. *Fishery Bulletin* 71: 1–40, 1973.
913. *Williams D. F., Thunell R. C., Kennett J. P.*, Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean Sea during the late Quaternary. *Science* 201: 252–254, 1978.
914. *Wilson J. L.*, Microfacies and sedimentary structures in “deeper water” lime mudstones. Pp. 4–16 in *Depositional Environments in Carbonate Rocks*, ed. G. M. Friedman. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 14, 1969.
915. *Wilson L.*, Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 2: 303–314, 1969.
916. *Wilson L.*, Variations in mean annual sediments yield as a function of mean annual precipitation, *American Journal of Science* 273: 335–349, 1973.
917. *Wilson T. R. S.*, Salinity and the major elements of sea water. Pp. 365–413 in *Chemical Oceanography*, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, 2nd ed., vol. 1. Academic Press, London, 1975.
918. *Wilson T. R. S.*, Evidence for denitrification in aerobic pelagic sediments. *Nature* 274: 354–356, 1978.
919. *Windley B. F., Davies F. B.*, Volcano spacings and lithospheric crustal thickness in the Archaean. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 291–297, 1978.
920. *Windom H. L.*, Eolian contributions to marine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 520–529, 1975.
921. *Wise S. W., Jr., Kelts K. R.*, Inferred diagenetic history of a weekly silicified deep sea chalk. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 22: 177–203, 1972.
922. *Wofsy S. C., McConnell J. C., McElroy M. B.*, Atmospheric CH<sub>4</sub>, CO, and CO<sub>2</sub>. *Journal of Geophysical Research* 77: 4477–4493, 1972.
923. *Wofsy S. C., McElroy M. B.*, On vertical mixing in the upper stratosphere and lower mesosphere. *Journal of Geophysical Research* 78: 2619–2624, 1973.
924. *Wolman M. G., Miller J. P.*, Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68: 54–74, 1960.
925. *Wooster W. S., Lee A. J., Dietrich G.*, Redefinition of salinity. *Limnology and Oceanography* 13: 437–438, 1969.
926. *Worsley T. R., Davies T. A.*, Eustatic sea level changes and Pacific Ocean sedimentation rates. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 10: 519, 1978.
927. *Worthington L. V.*, The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Research* 5: 297–305, 1959.
928. *Worthington L. V.*, Genesis and evolution of water masses. *Meteorological Monographs* 8: 63–67, 1968.
929. *Worthington L. V.*, On the North Atlantic Circulation, *John Hopkins Oceanographic Studies*, no. 6. John Hopkins University Press, Baltimore. 110 pp., 1976.
930. *Worthington L. V.*, The case for near-zero production of Antarctic bottom water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 1001–1006, 1977.
931. *Wright A. E., Moseley F., eds.*, *Ice Ages: Ancient and Modern*. Seel House Press, Liverpool. 320 pp., 1975.

932. *Wright R. P.*, Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: discussion. *Geological Society of America Bulletin* 85: 837, 1974.
933. *Wrucke C. T.*, *Churkin M., Jr.*, *Heropoulos C.*, Deep-sea orinig of Ordovician pillow basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 89: 1272–1280, 1978.
934. *Wüst G.*, *Borgmus W.*, *Noodt E.*, Die zonale Verteilung von Salzgehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane. *Kieler Meeresforschungen* 10: 137–161, 1954.
935. *Wyllie P. J.*, *The Dynamic Earth*. John and Sons. New York, 416 pp., 1971.
936. *Young S. W.*, *Basu A.*, *Suttner L. J.*, *Mack G. H.*, *Darnell N. A.* Use of size composition trends in Holocene soil and fluvial sand for paleoclimate interpretation. Pp. 201–209 in *Proceedings IXth International Congress of Sedimentology Theme 1 (Nice 1975)*, 1975.
937. *Ziegler A. M.*, *Hansen K. S.*, *Johnson M. E.*, *Kelly M. A.*, *Scotese C. R.*, *Van der Voo, R.*, Silurian continental distributions, paleogeography, climatology, and biogeography. *Tectonophysics* 40: 13–51, 1977.
938. *Ziegler A. M.*, *Scotese C. R.*, *McKerrow W. S.*, *Johnson M. E.*, *Bambach R. K.*, Paleozoic biogeography of continents bordering the Iapetus (Pre-Caledonian) and Rheic (Pre-Hercynian) oceans, Pp. 1–22 in *Paleontology and Plate Tectonics with Speial Reference to the History of the Atlantic Ocean*, ed. R. M. West, Milwaukee Public Museum, Special Publications in Biology and Biology, no. 2, 1977.

# ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абботт (Abbott) 59  
Аден (Udden) 262, 263  
Аллен (Allen) 49, 52, 137  
Аппейлот (Appeilot) 81  
Армстронг (Armstrong) 16  
Аументо (Aumento) 65

Бамбач (Bambach) 244, 246  
Барт (Barth) 223  
Бауманн (Baumann) 233  
Бег (Beg) 13  
Бекер (Becker) 180, 182  
Бергер (Berger) 8, 10, 29, 58, 108, 130,  
190, 223  
Бергманн (Bergmann) 136  
Блеквелдер (Blackwelder) 68  
Бозеллини (Bosellini) 64  
Болл (Ball) 225  
Бонд (Bond) 20  
Боума (Bouma) 55  
Боуэн (Bowen) 196  
Брадшоу (Bradshaw) 108  
Брайден (Briden) 213  
Брёкер (Broecker) 63, 167, 188  
Бринкман (Brinkman) 180  
Бродхарст (Broadhurst) 80  
Бромли (Bromley) 80  
Броше (Brosche) 88  
Будыко (Budyko) 142, 144  
Бухардт (Buchardt) 168  
Бэ (Bé) 108, 254

Валентайн (Valentine) 256  
Вальтер (Walther) 80  
Вассербург (Wasserburg) 14  
Вегенер (Wegener) 18  
Вейзер (Veizer) 10, 25, 26, 132, 196  
Вейл (Vail) 35  
Вишер (Visher) 39, 46, 90  
Вунш (Wunsch) 10

Галимов 177  
Гарднер (Gardner) 130

Гаррелс (Garrels) 10, 179, 184, 232  
Гарретт (Garrett) 196  
Гаррисон (Garrison) 65  
Гибсон (Gibson) 80  
Гинзбург (Ginsburg) 78, 79, 88, 91  
Голдич (Goldich) 220  
Голдсмит (Goldsmith) 10  
Гордон (Gordon) 134  
Грамберг (Gramberg) 170  
Гулбрандсен (Gulbrandsen) 112

Данбар (Dunbar) 7  
Дегенс (Degens) 37, 67  
Дейзер (Deuser) 115  
Дефант (Defant) 88  
Дженкинс (Jenkyns) 10  
Джипа (Jipa) 112  
Джонс (Jones) 113  
Джонсон (Johnson) 96  
Дистанов 66  
Дитц (Duetz) 12  
Донн (Donn) 145, 146  
Дотт (Dott) 227  
Друри (Drewry) 114  
Дуглас (Douglas) 150—152  
Дэвис (Davis) 99  
Дюплесси (Duplessy) 108

Зиглер (Ziegler) 10, 213, 260  
Зюндерманн (Sündermann) 88

Иди (Eadie) 185  
Имбри (Imbrie) 154  
Иоханнес (Johannes) 186  
Ирвин (Irwin) 76, 77, 82  
Итон (Eaton) 211

Камерон (Cameron) 233  
Каннон (Cannon) 14  
Келлогг (Kellogg) 191

Келтс (Kelts) 113  
 Кендалл (Kendall) 55  
 Кеннетт (Kennett) 138, 146, 150  
 Кипп (Kipp) 141, 154  
 Клайн (Cline) 154  
 Кларк (Clarke) 13, 136  
 Клауд (Cloud) 17, 25, 93, 117, 182  
 Клейн (Klein) 57, 88, 90, 93  
 Клейтон (Clayton) 182  
 Колодный (Kolodny) 133, 150  
 Конди (Condie) 27  
 Краймс (Crimes) 74  
 Крамбейн (Krumbein) 262, 263  
 Крейг (Craig) 13, 134  
 Кронен (Cronan) 112  
 Кукал (Kukal) 38  
 Кульбицки (Kulbicki) 37, 67  
 Кэмпбелл (Campbell) 256  
 Кюнен (Kuenen) 12

Ламар (Lamar) 93  
 Лангбейн (Langbein) 218  
 Лаптон (Lupton) 13  
 Лафон (Lafon) 173  
 Леггетт (Leggett) 30  
 Ледбеттер (Ledbetter) 96  
 Лейтц (Leutze) 80  
 Лепп (Lepp) 220  
 Линакр (Linacre) 125  
 Ллойд (Lloyd) 78, 79  
 Лоуэнстем (Lowenstam) 67  
 Льюис (Lewis) 23

Мазор (Mazor) 136  
 Мак-Карти (McCarthy) 10  
 Мак-Кейв (McCave) 229  
 Маккензи (Mackenzie) 173, 174  
 Мак-Керроу (McKerrow) 10, 35  
 Мак-Кой (McCoy) 10, 252  
 Мак-Леллан (McLellan) 112  
 Маллин (Mullin) 10  
 Манхейм (Manheim) 69, 112  
 Маундер (Maunder) 142  
 Мейсон (Mason) 45  
 Менард (Menard) 12  
 Мерифилд (Merifield) 93  
 Меррей (Murray) 17, 81  
 Мерриэм (Merriam) 143  
 Мёллер (Möller) 145  
 Миддлтон (Middleton) 42  
 Микаэлис (Michaelis) 10  
 Миллиман (Milliman) 28

Митчум (Mitchum) 35  
 Мук (Mook) 166  
 Мурбат (Moorbath) 10, 26  
 Муэлбергер (Muehlberger) 25  
 Мюллер (Müller) 10

Нанц (Nanz) 195  
 Николаева 66  
 Нинкович (Ninkovich) 146

Олсон (Olson) 93  
 Олссон (Olsson) 138  
 Опдайк (Opdyke) 154

Паннелла (Pannella) 92  
 Паркс (Parks) 140  
 Перри (Perry) 179, 184  
 Перч-Нильсен (Perch-Nielsen) 80  
 Пилки (Pilkey) 68  
 Плацман (Platzman) 10  
 Пог (Poag) 185  
 Поллак (Pollack) 146  
 Пристли (Priestley) 125

Рабе (Rabe) 215  
 Разул (Rasool) 144, 146  
 Рамсей (Ramsay) 10, 114  
 Ранкорн (Runcorn) 92  
 Редфилд (Redfield) 86, 185, 186  
 Рейнек (Reineck) 50, 52  
 Рейнольдс (Reynolds) 196  
 Роджерс (Rogers) 7, 27  
 Розенберг (Rosenberg) 92  
 Ронов 32, 233  
 Роу (Rowe) 112  
 Роу (Rome) 112  
 Руби (Rubey) 11, 35  
 Руддиман (Ruddiman) 108  
 Рэд фон (von Rad) 10

Савин (Savin) 130, 150—152  
 Сакетт (Sackett) 185  
 Саммерхейс (Summerhayes) 112

- Сандерс (Sanders) 233  
 Сэппер (Sapper) 12  
 Сегнит (Segnit) 113  
 Селлвуд (Sellwood) 80  
 Селлерс (Sellers) 145  
 Силлен (Sillén) 144  
 Симпсон (Simpson) 80  
 Синг (Sing) 10, 50, 52  
 Сиссер (Siesser) 53  
 Сифелли (Sifelli) 106  
 Склейтер (Slater) 59  
 Скотис (Scotese) 10, 260  
 Смит (Smith) 12, 106, 114  
 Сорби (Sorby) 42  
 Сорокин 66  
 Сорохтин 29  
 Спенсер (Spencer) 37, 42, 168  
 Спиро (Spiro) 170  
 Стели (Stehli) 130, 152  
 Стивенс (Stevens) 190  
 Страхов 32  
 Сюй (Hsü) 64
- Такахаси (Takahashi) 63  
 Таннер (Tanner) 50  
 Тапскотт (Tapscott) 59  
 Тейлор (Taylor) 16, 17  
 Термье (Termier) 32  
 Тиде (Thiede) 59  
 Томпсон (Thompson) 35, 196  
 Тумс (Tooms) 112  
 Тунелл (Thunell) 146
- Уайз (Wise) 113  
 Уард (Ward) 72  
 Уилер (Wheeler) 136  
 Уилли (Wyllie) 10  
 Уилсон (Wilson) 54  
 Уинтерер (Winterer) 29, 64  
 Уолтер (Walter) 93  
 Уонг (Wang) 144  
 Уофси (Wofsy) 175  
 Учупи (Uchupi) 22, 69, 233  
 Уэйл (Weyl) 120  
 Уэнтворт (Wentworth) 262, 263  
 Уэртингтон (Worthington) 83, 121, 122, 127
- Фанал (Fanale) 14  
 Фаулер (Fowler) 218
- Фогт (Vogt) 23  
 Фойхтландер фон (Voigtlander von) 198  
 Фокс (Fox) 99  
 Фолк (Folk) 45  
 Форбес (Forbes) 81  
 Форти (Fortey) 119  
 Форчхаммер (Forchhammer) 157, 160, 167, 196  
 Фрей (Frey) 74  
 Фридман (Friedman) 46  
 Фритц (Fritz) 168  
 Фюхтбауер (Füchtbauer) 68
- Хансен (Hansen) 213  
 Харпер (Harper) 74  
 Харрисс (Harriss) 14  
 Харт (Hart) 188  
 Хатауэй (Hathaway) 69  
 Хейс (Hayes) 154  
 Хейс (Hays) 20, 227  
 Хелви (Helvey) 218  
 Хеллингер (Hellingner) 59  
 Хертвек (Hertweck) 74  
 Хесс (Hess) 12  
 Хесслер (Hessler) 233  
 Хечт (Hecht) 140, 141, 153  
 Хобдей (Hobday) 57  
 Хойл (Hoyle) 149  
 Хоканссон (Håkansson) 80  
 Холланд (Holland) 185, 188, 220, 221  
 Хомпсон (Hampson) 233  
 Хьерт (Hjort) 81  
 Хэллем (Hallam) 117, 240
- Чилинджар (Chilingar) 68  
 Чифелли (Cifelli) 138
- Шеклтон (Shackleton) 128, 150, 154, 155, 239  
 Шидловский (Schidlowski) 238  
 Шинн (Shinn) 78, 79, 225  
 Шнейдер (Schneider) 144, 146  
 Шниткер (Schnitker) 120, 121  
 Шопф (Schopf) 5, 7, 10, 29, 81, 259  
 Шоу (Shaw) 25, 76, 77, 82, 145  
 Шрайбер Б. (Schreiber B.) 203  
 Шрайбер Е. (Schreiber E.) 203

Штокман (Stockmann) 225  
Штраух (Strauch) 136  
Шумм (Schumm) 218  
Шухерт (Schuchert) 81

Эдди (Eddy) 123, 142, 143  
Эйхман (Eichmann) 238  
Экман (Ekman) 112, 232  
Элиас (Elias) 9, 79

Эмери (Emery) 21, 233  
Эмилиани (Emiliani) 150, 153  
Энгел (Engel) 26  
Эпик (Örik) 142  
Эпштейн (Epstein) 133, 150  
Эрикссон (Eriksson) 57

Юльстрем (Hjulström) 96, 97, 100, 122  
Юнге (Junge) 176, 238  
Юри (Urey) 128

# Оглавление

Предисловие редактора перевода . . . . .	5
Посвящается . . . . .	7
Об этой книге . . . . .	7
<b>Глава 1. ОБЪЕМ ОКЕАНА . . . . .</b>	<b>11</b>
Происхождение океана . . . . .	12
Гипсометрическая кривая . . . . .	18
Мощность и распространенность континентальной коры . . . . .	24
Колебания уровня океана . . . . .	28
Краткое содержание . . . . .	35
<b>Глава 2. БАТИМЕТРИЯ . . . . .</b>	<b>37</b>
Энергия . . . . .	37
Распределение зерен по размерности: ожидание . . . . .	41
Распределение зерен по размерности: результаты . . . . .	46
Другие седиментологические критерии . . . . .	49
Метод возрастной кривой и уровень карбонатной компенсации . . . . .	58
Геохимические и минералогические критерии . . . . .	65
Биологические критерии . . . . .	68
Общие модели батиметрии . . . . .	76
Краткое содержание . . . . .	82
<b>Глава 3. ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНЫХ МАСС . . . . .</b>	<b>83</b>
Приливы . . . . .	83
Течения . . . . .	95
Циркуляция . . . . .	100
Краткое содержание . . . . .	122
<b>Глава 4. ТЕМПЕРАТУРА ОКЕАНА . . . . .</b>	<b>123</b>
Принципы . . . . .	123
Геологические определения палеотемператур . . . . .	127
Изменения на Солнце и в атмосфере . . . . .	141
Температура на протяжении геологического времени . . . . .	148
Краткое содержание . . . . .	154
<b>Глава 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОКЕАНА . . . . .</b>	<b>155</b>
Химический состав современного океана . . . . .	155
Геологическое распознавание . . . . .	160
Химический состав океана и атмосферы от 4,6 до 2,0 млрд. лет назад . . . . .	172
Химический состав океана и атмосферы от 2,0 млрд. лет назад до современности . . . . .	183
Краткое содержание . . . . .	197
<b>Глава 6. КЛИМАТОЛОГИЯ . . . . .</b>	<b>198</b>
Широтные вариации . . . . .	198
Величина твердого стока . . . . .	213

---

Штормы . . . . .	223
Краткое содержание . . . . .	230
Глава 7. БИОЛОГИЯ . . . . .	232
Продуктивность . . . . .	232
Таксономические изменения . . . . .	239
Биогеография . . . . .	250
Краткое содержание . . . . .	260
Приложение. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ НОМЕНКЛАТУРА . . . . .	262
Список литературы . . . . .	264
Именной указатель . . . . .	306

## УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Томас Шопф

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ

Научный редактор Н. А. Никишина

Младший научный редактор Т. С. Егорова

Художник В. Д. Епанешников

Художественный редактор А. В. Проценко

Технический редактор М. А. Страшнова

Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 2995

Сдано в набор 06.11.81.

Подписано к печати 14.04.82.

Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бумага офсетная № 1

Гарнитура таймс. Печать офсетная.

Объем 9,75 бум. л.

Усл. печ. л. 19,50. Усл. кр.-отг. 19,50.

Уч.-изд. л. 22,42. Изд. № 5/1815.

Тираж 1600 экз. Зак. 585. Цена 3 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

129820, Москва, И-110, ГСП

1-й Рижский пер., 2.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Тула, проспект Ленина, 109.

Sp. 7016

3893